10683
II. cz
S.56
P.167/36

ROCZNIK

POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

TOM XII.

ZA ROK 1936.

ANNALES

DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

TOME XII.

ANNÉE 1936.

Wydano z zasiłku Funduszu Kultury Narodowej oraz Unii Przemysłu Górniczego i Hutniczego.

KRAKÓW 1936

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE (ZAKŁAD GEOLOGII U. J.) ULICA ŚW. ANNY 6.
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE, CRACOVIE, 6, RUE ST. ANNA.

POLITECHNIKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA w Gliwicach
P. 167/36

Redaktor: Prof. Dr. Jan Nowak
Kraków, Św. Anny 6.

Autorzy są odpowiedzialni za treść swych artykułów. — Les auteurs assument eux-mêmes la responsabilité de la teneur de leurs travaux.

Polskie Towarzystwo Geologiczne
Société Géologique de Pologne

Konto P. K. O. 406.412.

ODBITO W DRUKARNI GEOGRAFICZNEJ „ORBIS" W KRAKOWIE, ULICA BARSKA 41.

SPIS RZECZY.

TABLE DES MATIÈRES.

Str.

Przedmowa IX
Avant-propos XI
St. Czarnocki: Karol Bohdanowicz XIII
— *Charles Bohdanowicz* XXXIV
Prace naukowe prof. K. Bohdanowicza XLVIII
Les travaux scientifiques du prof. K. Bohdanowicz XLVIII

Z. Mitera: Problemy zastosowania sejsmicznych metod refleksyjnych w Polskich Karpatach Wschodnich w świetle dotychczasowych wyników 1
— *Problems of Application of Seismic Reflection Methods in the Polish Eastern Carpathian Mountains in the Light of Present Investigations (Summary)* 20
St. Doktorowicz-Hrebnicki: Kilka uwag o budowie płn. brzegu Polsk. Zagł. Węgl. na wschód od Tarnowskich Gór 22
— *Einige Bemerkungen über den Bau des Nordrandes des Polnischen Steinkohlenbeckens westlich von Tarnowskie Góry (Zusammenfassung)* 34
E. Panow: Permokarbońska fauna martwicy karniowickiej 36
— *Permo-Carboniferous animal fossils from the travertine of Karniowice (Summary)* 40
B. Świderski: Uwagi o geologii wschodnio-karpackiego przedgórza 42
— *Sur la géologie de l'avant-pays de Karpates Orientales Polonaises (Résumé)* 63
W. Friedberg: Przyczynki do znajomości miocenu Polski . 66
— *Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Polen (Zusammenfassung)* 105
W. Krach: Miocen z okolic Księża Wielkiego 117
— *Das Miocän der Umgebung von Książ Wielki (Zusammenfassung)* 133
H. Teisseyre: Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia 135
— *Matériaux pour l'étude des éboulements dans quelques régions des Karpates et des Subkarpates (Résumé)* 179

Str.

T. Bocheński: *Über Sporophyllstände [Blüten] einiger Lepidophyten* 193
— O owocowaniach (szyszkach) niektórych lepidofytów znalezionych w karbonie produktywnym Pol. Zagł. Węgl. (Streszczenie) 237
J. Kuhl: Tuf porfirowy z Filipowic (okolice Krzeszowic) jako tras 241
— *Porphyrtuff von Filipowice (Umgegend von Krzeszowice) als Trass (Zusammenfassung)* 252
F. Bieda: Miocen Brzozowej i Gromnika i jego fauna otwornicowa 255
— *Le Miocène de Brzozowa et de Gromnik et sa faune de Foraminifères (Résumé)* 269
A. Piwowar i E. Ciuk: Przyczynek do znajomości rud manganowych w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego . 276
— *Beitrag zur Kenntnis der Manganerze des nördlichen Teiles des Beckens von Dąbrowa Górnicza (Zusammenfassung)* . . 291
S. Z. Stopa: O zmianie flory karbońskiej wśród pokładów węgla w Jaworznie i o jej znaczeniu stratygraficznym 294
— *Aenderung der Karbonflora und ihre stratigraphische Bedeutung in den Kohlenflözen von Jaworzno im Polnischen Steinkohlenbecken (Inhaltsangabe)* 330
L. Horwitz: Geologia Centralnej Depresji Karpackiej na Pn od Lutowisk 335
— *Géologie de la Dépression Centrale au N de la localité Lutowiska, Karpates Polonaises (Résumé)* 343
K. Konior: Z badań nad czwartorzędem przedgórza karpackiego między Tarnowem a Dębicą 353
— *Die Forschungen über die Quartärbildungen des karpatischen Vorlandes zwischen Tarnów und Dębica (Zusammenfassung)* 376
K. Tołwiński: Problemat rezerw gazu ziemnego w Polsce . 382
— *Le problème des réserves de gaz naturel en Pologne (Résumé)* 412
A. S. Makowski: Osiadania w Polskim Zagłębiu Węglowym podczas karbonu produktywnego 431
— *Die Senkungen während des produktiven Karbons im Polnischen Steinkohlenbecken (Zusammenfassung)* 453
W. Budryk i D. Korol: Możliwość wzbogacania czywczyńskiej rudy manganowej 462
— *Possibilités d'enrichissement du minérai de manganèse de Czywczyn (Résumé)* 475
K. Guzik: O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej) 478
— *Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subtatrischen Decke in der Hohen Tatra und im Chocz-Gebirge (Vorläufiger Bericht) (Zusammenfassung)* 484
Karol Bohdanowicz: Niektóre zagadnienia geologii ropnych złóż 486
— *Some problems of petroleum geology (Summary)* 554

Str.

A. Gaweł-M. Książkiewicz: Porfiryty z Karpat Zachodnich 569
— *Die Porphyritgesteine aus den Westkarpaten (Zusammenfassung)* 605
J. Czarnocki: Baryt w Górach Świętokrzyskich . . . 613
— *Schwerspatvorkommen im Święty-Krzyż-Gebirge (Zusammenfassung)* 629
J. Obtułowicz: Stosunki geologiczne oraz możliwości uzyskania nowych złóż ropnych w rejonie Węglówki . . . 631
— *Geology of the Węglówka Area and Possibilities of New Oil Reserves (Summary)* 642
J. J. Zieliński: Stosunki tektoniczne w piaskowcu borysławskim w Borysławiu i zachodn. części Tustanowic 644
— *Structural conditions in the Borysław Sandstone at Borysław and in the western part of Tustanowice (Summary)* . . . 654
L. Kowalski: Z geohydrologii wód artezyjskich okręgu przemysłowego Mijaczowa, Myszkowa i Mrzygłodu nad górną Wartą (Streszczenie) 671
— *Geohydrologisches über die artesischen Wasser des Industriegebietes von Mijaczów, Myszków und Mrzygłód an der oberen Warta* 658
Z. Kowalski: Nieco o hydrogeologii Brynicy 673
— *Beitrag zur Geohydrologie der Brynica (Zusammenfassung)* 682
A. Drath i S. Jaskólski: Badania petrograficzne pokładu Otto, kopalnia Radzionków, Górny Śląsk 685
— *Petrographical investigations of the Otto coal bed, Radzionków mine, Upper Silesia (Summary)* 761
J. Nowak: *Horizontale Verteilung der Oelvarietäten der Polnisch-Karpatischen Oelprovinz* 771
— Rozmieszczenie poziome odmian ropy w prowincji naftowej Karpat Polskich (Streszczenie) 800
S. Kreutz: Czy badania nad luminiscencją kalcytów mogą mieć znaczenie dla badań geologicznych? 802
— *Können die Luminiscenz-Untersuchungen an Kalziten geologische Bedeutung haben (Zusammenfassung)* 803
S. Kreutz: Ś. p. Prof. Dr Zygmunt Rozen 805
W. Goetel: Ś. p. Inż. Jan Naturski 812
Sprawozdanie z działalności Polskiego Towarzystwa Geologicznego w roku administracyjnym 1935/36 815

Karol Bohdanowicz

Profesorowi

inż. Karolowi Bohdanowiczowi

ku uczczeniu 50-lecia

pracy naukowej

poświęca

Polskie Towarzystwo Geologiczne.

Société Géologique de Pologne

dédie ce volume au Professeur

Ing. Karol Bohdanowicz

pour célébrer

le Cinquantenaire de son activité

scientifique

Przedmowa.

W roku 1935 obchodziła Akademia Górnicza w Krakowie uroczyście jubileusz 50-lecia pracy naukowej swego profesora, dr h. c. inż. Karola Bohdanowicza. Komitet Obchodu Jubileuszu, złożony z przedstawicieli Polskiej Akademii Umiejętności, Akademii Nauk Technicznych, Uniwersytetów w Krakowie, Warszawie, Lwowie, Wilnie i Poznaniu, Politechnik we Lwowie i Warszawie, Akademii Górniczej w Krakowie, Wolnej Wszechnicy Polskiej w Warszawie, Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie, Karpackiego Instytutu Geologiczno-Naftowego, Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Unii Polskiego Przemysłu Górniczego i Hutniczego, Krajowego Towarzystwa Naftowego, Stowarzyszenia Polskich Inżynierów Górniczych i Hutniczych, Stowarzyszenia Polskich Inżynierów Przemysłu Naftowego i Tow. Standard Nobel w Polsce, postanowił wydać księgę pamiątkową ku czci profesora K. Bohdanowicza, złożoną z prac naukowych Jego uczniów oraz geologów i górników polskich.

Wydania powyższej księgi podjęło się Polskie Towarzystwo Geologiczne, którego profesor Karol Bohdanowicz jest długoletnim członkiem, a przez lat kilka był prezesem, wiceprezesem i członkiem Zarządu. Sprawami wydawnictwa zajął się osobny Komitet Księgi Pamiątkowej pod przewodnictwem J. Magnificencji Rektora Akademii Górniczej prof. inż. W. Taklińskiego, w składzie: Prezes Polskiego Towarzystwa Geologicznego prof. U. J. dr J. Nowak, profesorowie Akademii Górniczej: inż. Z. Bielski, dr inż. W. Budryk, inż. S. Czarnocki, dr W. Goetel, inż. F. Zalewski, dyr. dep. Min. Przem. i Handlu dr h. c. Cz. Peche, prezes Zarządu Głównego Stowarzyszenia Polskich Inżynierów Górniczych i Hutniczych dyr. inż. E. Górkiewicz, dr K. Tołwiński, doc. dr S. Jaskólski,

dr inż. A. Drath, inż. J. Zieliński. Naczelną redakcję wydawnictwa objął prof. dr J. Nowak, sekretariat prof. dr W. Goetel. Z bardzo znaczną pomocą dla wydawnictwa pospieszyła Unia Przemysłu Górniczego i Hutniczego w Polsce, również udzielił zasiłku Fundusz Kultury Narodowej.

Wydając obecnie tom „Rocznika" Polskiego Towarzystwa Geologicznego, jako księgę pamiątkową, łączymy się w hołdzie, złożonym przez polski świat geologiczny i górniczy niespożytym zasługom profesora Karola Bohdanowicza.

Za

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE

oraz

KOMITET WYDAWNICTWA KSIĘGI PAMIĄTKOWEJ:

Prof. Inż. W. Takliński
Przewodniczący Komitetu Wydawnictwa Księgi Pamiątkowej.

Prof. Dr J. Nowak
Przewodniczący Polskiego Towarzystwa Geologicznego

Prof. Dr Walery Goetel
Sekretarz Komitetu.

Avant-Propos.

L'Ecole Supérieure des Mines à Cracovie a solennellement célébré en 1935 le cinquantenaire de l'activité scientifique de Charles Bohdanowicz, Ingénieur des mines, Docteur *honoris causa* et Professeur à cette Ecole. Désirant commémorer les mérites de l'éminent savant, le Comité chargé de la célébration du cinquantenaire, composé de représentants de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres, de l'Académie des Sciences Techniques, des Universités de Cracovie, Varsovie, Lwów, Wilno et Poznań, des Ecoles Polytechniques à Lwów et Varsovie, de l'Ecole Supérieure des Mines à Cracovie, de l'Université Polonaise Libre à Varsovie, du Service Géologique de Pologne à Varsovie, du Service Géologique des Carpates à Borysław, de la Société Géologique de Pologne, de l'Union de l'Industrie Polonaise des Mines et de Métallurgie, de la Société Polonaise de Pétrole, de la Société des Ingénieurs Polonais travaillant dans l'Industrie des Mines et de Métallurgie, de la Société des Ingénieurs Polonais occupés dans l'Industrie du Pétrole et de la Société anonyme Standard Nobel en Pologne, — résolut de faire paraître un livre commémoratif en l'honneur du Professeur Charles Bohdanowicz, contenant des travaux scientifiques de ses élèves, de géologues et d'ingénieurs des mines polonais.

La Société Géologiques de Pologne dont le professeur Charles Bohdanowicz est membre depuis de longues années et dont pendant plusieurs années il était président, vice-président et membre du Conseil, se chargea de la publication de ce livre. A cet effet on constitua un Comité sous la présidence de M. le Professeur W. Takliński, ingénieur et *Rector Magnificus* de l'Ecole Supérieure des Mines à Cracovie. La composition du Comité était la suivante:

M. J. Nowak, membre de l'Académie Polonaise des Sciences, docteur ès sciences, professeur à l'Université des Jagellons à Cracovie et président de la Société Géologique de Pologne; MM.: Z. Bielski, ingénieur; W. Budryk, docteur-ingénieur et ingénieur; S. Czarnocki, ingénieur; W. Goetel, docteur ès sciences; F. Zalewski, ingénieur, tous professeurs à l'Ecole Supérieure des Mines à Cracovie; Cz. Peche, docteur *honoris causa,* chef de Section au Ministère de l'Industrie et du Commerce; E. Górkiewicz, directeur et ingénieur, président de l'Administration Centrale de la Société Polonaise des Ingénieurs des Mines et des Ingénieurs Métallurgistes; K. Tołwiński, docteur ès sciences; S. Jaskólski, docteur ès sciences et privat-docent; A. Drath, docteur-ingénieur; J. Zieliński, ingénieur.

M. le professeur J. Nowak a assumé la tâche de diriger les travaux liés à l'édition du livre commémoratif, tandis que le professeur W. Goetel a rempli les fonctions de secrétaire. Le Fond pour la Propagation de la Culture Nationale lui prêta son appui financier, ainsi que l'Union de l'Industrie Minière et Métallurgique en Pologne, qui s'empressa de largement subventionner l'entreprise d'autre part.

Nous faisons paraître aujourd'hui le livre commémoratif en question sous la forme d'un volume des Annales de la Société Géologique de Pologne et nous nous associons de tout coeur à l'hommage que les milieux géologiques et miniers polonais rendent aux mérites inoubliables du Professeur Charles Bohdanowicz.

Pour

LA SOCIETE GEOLOGIQUE DE POLOGNE

et

LE COMITE CHARGE DE LA PUBLICATION DU LIVRE COMMEMORATIF:

Prof. W. Takliński, ingénieur
Président du Comité chargé de la Publication du Livre commémoratif.

Prof. J. Nowak
Président de la Société Géologique de Pologne.

Prof. Walery Goetel
Secrétaire du Comité chargé de la Publication du Livre commémoratif.

Stefan Czarnocki.

Karol Bohdanowicz.

Instytut Górniczy w Petersburgu — styczeń 1902 roku. Dowiadujemy się, że na katedrę geologii, świeżo opróżnioną po śmierci I. Muszkietowa, zostaje powołany inż. Karol Bohdanowicz. Wśród studentów poruszenie. Szczególnie na starszych kursach, gdzie istnieje już grupka interesujących się specjalnie cyklem nauk geologicznych. Wiemy, że to jest znany uczony-podróżnik. Przypominamy, że jego poprzednik na katedrze prof. Iwan Muszkietów wielokrotnie wspominał na wykładach: „Mój uczeń Bohdanowicz — już znany uczony".

W stowarzyszeniu polskim elektryzuje wszystkich wiadomość, że nowy profesor jest Polakiem.

Nas — młodzież przejmują głównie przygody podróżnicze K. Bohdanowicza. Krążą opowieści o podróżach przez pustynie Kraju Zakaspijskiego i Północnej Persji. To znów ktoś opowiada o pracach zimowych na Syberii, gdzie jedynym środkiem lokomocji były psy lub narty. Gdy wypadało po parę dni spędzać w namiocie zasypanym przez wały śniegu pod stałą groźbą uduszenia.

To znów podróż i przeżycia na zafrachtowanym dla ekspedycji statku, którego załoga z kapitanem na czele zbuntowała się.

Przecież to wszystko karty żywcem wzięte z opowieści Jules Verne'a, Mayne-Reida i in., któreśmy, tak podówczas niedawno, za czasów sztubackich, z zapartym tchem czytali. Jack'a Londona jeszcze wówczas nie było.

To są pierwsze wrażenia związane z osobą nowego, jeszcze niewidzianego profesora.

Rychło nadciąga burza, która uderza potężnie w gmach życia akademickiego w Rosji ówczesnej i powoduje odsunięcie na plan drugi kwestyj i zainteresowań naukowych.

Na początku 1902 r. w walce ze stałymi rozruchami studenckimi rząd wydaje, t. zw. „Postanowienia tymczasowe", na mocy których studenci, uczestniczący w zamieszkach, mają być zdawani „w sołdaty". Powrót do epoki Mikołaja I.

Skutek jest ten, że po całej Rosji przelewa się fala strajków studenckich i protestów. Idzie „w sołdaty" około 200 studentów Uniwersytetu Kijowskiego — po jednym do tak licznych w Rosji pułków piechoty. Potem kilkudziesięciu z Uniwersytetu Petersburskiego — wystarcza miejsca i dla nich — znów po jednym w pułku... Dolewa to tylko oliwy do ognia.

Instytut Górniczy ze swymi liberalnymi tradycjami nie pozostaje na uboczu. Odbywa się wiec protestacyjny, uchwala strajk, wreszcie urządza się demonstrację w postaci spalenia przy wejściu do Instytutu ogłoszenia o wprowadzeniu owych „Tymczasowych postanowień".

Grozi nam za to surowa kara. Wdaje się jednak w to Rada profesorska, łagodzi sprawę, pertraktuje z władzami, kończy się straceniem roku szkolnego, kilkumiesięcznym wysłaniem z Petersburga. Rozjeżdżamy się wcześnie na praktyki wakacyjne.

W tych trudnych chwilach każdy profesor ma swój niepisany indeks, w którym opinia studencka pilnie notuje: „za nami", czy „przeciw nam", aktywny, czy bierny i t. d. Dowiadujemy się prędko, że nowy profesor jest „za nami" i to aktywnie.

Podtrzymuje więc tradycję ustaloną przez swego poprzednika I. Muszkietowa — nigdzie nie wyznaczonego i nie zatwierdzonego, a faktycznego kuratora studenterii górniczej. Gdy rok wcześniej, w 1901 r. nas około 40 górników zostało aresztowanych, oznajmiliśmy władzom więziennym, że nie wejdziemy do cel, dopóki nie zobaczymy się z prof. Muszkietowem. Stało się zadość. Przyjechał — o postaci bojara rosyjskiego w sobolowej czapie na głowie, gęsto salutowany przez szarże więzienne, rozmówił się z nami, uspokoił, obiecał opiekę.

Pierwszy wykład K. Bohdanowicza odbył się już w atmosferze nadciągającej burzy, przed samym ogłoszeniem strajku. Krążyła taka opowieść między studentami, że na dwa tygodnie przed tym wykładem K. Bohdanowicz zapako-

wał niezbędne mu książki, zamknął się w jakimś numerze hotelowym w tajemnicy przed wszystkimi i tam w ciągu 14 dni i nocy przygotował wykład wstępny i szereg następnych wykładów. Nie sprawdzałem nigdy wiarogodności tej historii. Jest to zapewne tylko opowieść, — opowieść, która powtarzana przez lat trzydzieści i parę, zasługuje więc raczej na imię legendy.

Pierwszy wykład, jak mówiono śliczny, dawał syntezę badań geologicznych w Środkowej Azji i podkreślał rolę w tych badaniach Iwana Muszkietowa.

Wspomniałem tylko co „jak mówiono", gdyż muszę przyznać się dziś choć po 34 latach, ale ze wstydem, że na wykładzie tym nie byłem.

Obarczony „poważną funkcją" członka Strajkowego Komitetu organizacyjnego w Instytucie Górniczym, byłem gdzieś zajęty „burzeniem istniejącego ustroju", jak się to w owym czasie w komunikatach urzędowych pisało.

Następują 2 lata względnego spokoju w życiu akademickim — „pieredyszka". Rozpoczynają się wykłady; któregoś dnia, przechodząc przez korytarz Instytutu, słyszę szept „Bohdanowicz". Widzę po raz pierwszy Pana Karola. Stoi z jakimś starszym panem, żywo mu coś dowodzącym. Pan Karol z nieodstępnym podówczas cygarem słucha z tym swoim uśmiechem, złożonym z dużej dozy pobłażliwości, mniejszej sceptycyzmu, a wszystko to zaprawione szczyptą ironii.

Uśmiech ten widzimy i obecnie. Analiza jakościowa wykazałaby te same 3 jego składniki. Analiza ilościowa dałaby nam inny wynik niż przed laty... „C'est la vie".

K. Bohdanowicz przystępuje do swych wykładów: na 2-gim i 3-cim kursie wykłada geologię ogólną, na 5-tym t. zw. „złoża rudne". Taki jest początek jego pracy profesorskiej, która będzie odtąd trwać z krótkimi przerwami, aż do doby obecnej.

Pierwsza z tych przerw miała miejsce wkrótce po rozpoczęciu kariery profesorskiej K. Bohdanowicza, mianowicie w latach 1904—1905 i zasługuje, aby poświęcić tu jej, a raczej przyczynom, które ją wywołały, nieco uwagi.

Instytut Górniczy ze swym liberalnym reżimem, opartym raczej na pewnej tradycji, niż na jakimś pisanym sta-

tucie, zwrócił uwagę władz najwyższych i w r. 1904 instytut otrzymał nowego dyrektora, obarczonego specjalną misją „zaprowadzenia porządku". A były to czasy wszechmogącego podówczas ministra spraw wewnętrznych Plewego. Wybór władz padł na Konowałowa, prof. chemii na Uniwersytecie Petersburskim. Po kilku miesiącach jego rządów wybucha ostry konflikt, zakończony zniszczeniem istniejących siłą tradycji instytucyj studenckich, wydaleniem i wysłaniem z Petersburga znacznej ilości studentów. W Radzie profesorskiej — rozłam; grupa sześciu profesorów, nie mogąca się pogodzić z tym stanem rzeczy, podaje się demonstracyjnie do dymisji. K. Bohdanowicz jest w ich liczbie.

Urywa się więc jego tylko co rozpoczęta praca profesorska. Dopiero w jesieni następnego 1905 r., po wprowadzeniu autonomii wyższych szkół, wraca on wraz ze swymi kolegami do Instytutu.

Czy trzeba dodawać, jak się wzmocniły więzy wzajemnego zrozumienia i wyczucia pomiędzy światem studenckim, a tą grupą sześciu profesorów.

Rzućmy teraz okiem wstecz na drogę, na którą wstąpił K. Bohdanowicz w r. 1886 po ukończeniu Instytutu Górniczego w Petersburgu i która zaprowadziła go w r. 1902 na katedrę profesorską w tymże Instytucie. Droga ta nie była łatwa i nie zawsze była usiana różami.

Swą pracę geologiczną rozpoczął on jeszcze jako student. W 1885 r. T. Czernyszew podówczas starszy geolog Komitetu Geologicznego angażuje K. Bohdanowicza jako kolektora do swych badań na Uralu. Wynikiem badań K. Bohdanowicza była praca „Taganajskoje i Achtienskoje miestorożdienija burago żelezniaka w Złatoustowskom Okrugie". Praca ta była wydrukowana w tymże 1885 r. w „Gornom Żurnale". Rok ten przyjmujemy więc, jako początek pracy naukowej K. Bohdanowicza.

W następnym 1886 r. kończy on Instytut Górniczy. Dobra szkoła polowa, którą K. Bohdanowicz przeszedł u T. Czernyszewa, pozwoliła mu odrazu przystąpić do samodzielnej pracy geologicznej.

Pierwsze 15 lat prac były poświęcone Azji. Rozpoczęły

ten cykl badania w południowej części kraju Zakaspijskiego. Badania te były prowadzone w związku z budową kolei Zakaspijskiej. Wyjaśnia on tu budowę geologiczną gór Kopet-Dag i ich przedłużenia w postaci gór Bałchańskich. Posuwając swe prace ku południowi wkracza K. Bohdanowicz na terytorium Persji, gdzie bada szereg grzbietów górskich, o których części podówczas brak było nie tylko danych geologicznych lecz i geograficznych. Przy tej okazji bada znane złoża turkusów i miedzi w pobliżu Niszapuru. Prace te objęły lata 1886 i 1887. Ich wyniki zostały ujęte w szeregu prac, z których głównymi były: „Orogeołogiczeskija nabludienia w Nagornoj czasti Zakaspijskoj obłasti“ oraz „K geologii Sredniej Azji“.

K. Bohdanowicz wydziela w zbadanym obszarze trzy systemy orograficzne: system górski Turkmeno-Chorosański, łączący się z odnogami Hindukuszu, system Elburs, obniżający się stopniowo na obszarach półn. wschodn. Persji i wreszcie system Kebiri z obszernymi solonośnymi i bezwodnymi obszarami.

Pod względem stratygraficznym wchodzą w skład tych systemów górskich przeważnie utwory jurajskie, kredowe, paleogeńskie, mioceńskie, wreszcie warstwy aralsko-kaspijskie.

W 1888 roku K. Bohdanowicz wykonuje badania hydrogeologiczne wód mineralnych w Starej Rusie (gub. Nowgorodzka), oraz pracuje jako geolog przy budowie linii kolejowej Samara—Złatoust.

Na początku 1889 roku wchodzi K. Bohdanowicz jako geolog w skład ekspedycji M. Piewcowa, zorganizowanej przez Towarzystwo Geograficzne w Petersburgu i wysłanej do Tybetu i na Kueń-Łuń. Ekspedycja ta trwała dwa lata. Główne prace geologiczne były ześrodkowane w górach Kueń-Łuń, przy czym była zwrócona uwaga na występowanie tam złota, oraz złóż nefrytu.

Wyniki badań K. Bohdanowicza stanowią drugi tom prac ekspedycji. Dają one szereg zupełnie nowych danych dotyczących orografii grzbietu Kueń-Łuń, a częściowo i gór Tiańszań. Autor odróżnia trzy okresy w rozwoju Kueń-Łunia; daje on również ogólny przegląd tych zmian, jakim podle-

POLITECHNIKA ŚLĄSKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA

gała środkowa Azja w okresach trzeciorzędowych i czwartorzędowych jak również i w czasach najnowszych.

W r. 1892 rozpoczyna się syberyjski okres prac K. Bohdanowicza. W tym czasie przystąpiono do budowy syberyjskiej kolei. Jednocześnie zostały zorganizowane specjalne partie geologiczne, których zadaniem było badanie bogactw kopalnych wzdłuż linii kolei, jednocześnie wyjaśnienie warunków hydrogeologicznych; te ostatnie odgrywały dużą rolę przy prowadzonej równolegle z budową linii kolejowej akcji kolonizacyjnej. Partie geologiczne pracowały, jak wspomniałem wzdłuż linii kolejowej, lecz to „wzdłuż" należało rozumieć według skali syberyjskiej, obejmowano przy tym obszary odległe o 700—800 km od drogi żelaznej.

Naczelnikiem jednej z takich partyj został mianowany K. Bohdanowicz.

W pierwszym roku pracuje on w Akmolińskim obwodzie, gdzie bada warunki hydrogeologiczne okolic Omska i Pietropawłowska i wskazuje tu możliwość znalezienia wody artezyjskiej, nieco dalej ku południowi od linii kolejowej, w obszarze zajętym przez granity i utwory paleozoiczne.

W latach 1893 i 1894 badania K. Bohdanowicza obejmują leżący ku wschodowi rozległy obszar między Obią a Bajkałem. Wyniki tych badań są opublikowane w „Materiałach po geołogji i poleznym iskopajemym Irkutskoj gubernji".

K. Bohdanowicz przeprowadza i oznacza na mapie podział syberyjskich „czerwonych utworów" pomiędzy sylur a dewon, przy czym stwierdza, że główną rolę odgrywa ta ostatnia formacja.

Bardzo ciekawą jest próba wyróżnienia w t. zw. „trappie": odmiany o strukturze granitowo-gabrowej i odmiany noszącej charakter porfirytowy i melafirowy. Pierwsza odmiana wylewała się według przypuszczeń K. Bohdanowicza na powierzchnię ziemi, zaś w drugim wypadku miały miejsce podwodne wylewy.

Jednym z najgłówniejszych praktycznych wyników tych prac jest odkrycie w Irkuckiej gubernii nowego zagłębia węglowego z węglami wieku jurajskiego. W kilka lat później zagłębie to, noszące nazwę Czeremchowskiego, stało się objektem poważnej eksploatacji przemysłowej.

Następnie bada K. Bohdanowicz złoża rud żelaznych

w okolicy t. zw. „Nikołajewskiego Zawoda“ w pow. Niżnieudińskim tejże Irkuckiej gub. Zalicza je do typu żył i łączy z ukazaniem się porfirytowej odmiany szeroko tam rozwiniętych „trappów“.

Uwagę K. Bohdanowicza zwróciły otoczaki nefrytu w basenie rzeki Białej (dopływ Angary); drogą żmudnych badań mikroskopowych dochodzi on do wniosku, że łączą się one z serpentynami, stąd zaś wniosek, że złóż nefrytu *in situ* należy oczekiwać w górnej części biegu rzeki Ononu, gdzie rzeczywiście zostały nefryty następnie znalezione przez L. Jaczewskiego.

Jak doniosłe znaczenie posiadają wskazówki K. Bohdanowicza co do złóż Irkuckiej gubernii, zostało potwierdzone w Usolii pod Irkuckiem, gdzie były oddawna znane i eksploatowane solanki. Opierając się na opinii K. Bohdanowicza znacznie później zostały wykonane poszukiwania złóż soli kamiennej, ukończone pomyślnym wynikiem.

Wykonawcy tych prac inżynierowie-uczniowie K. Bohdanowicza wystosowali po tym odkryciu do swego profesora, będącego już w Warszawie, list z wyrazami uznania i czci.

W 1895 r. wyrusza K. Bohdanowicz w najtrudniejszą bodaj z szeregu swych tak trudnych ekspedycyj. Mianowicie rozpoczyna on badania nad budową geologiczną i warunkami występowania złóż złota na wybrzeżu morza Ochockiego i na Kamczatce. Ekspedycja ta trwała 3 lata do jesieni 1898 r.

Trzy lata zostały spędzone bez przerwy w kraju zupełnie dzikim o nader słabym zaludnieniu. Trudności ekspedycji potęgowały się przez to, że prace musiały być prowadzone i w zimie, aby można było dotrzeć na nartach do miejscowości trudno dostępnych w innych porach roku. Przy mrozach syberyjskich wypadało mieszkać w namiotach. Wykazała się tu w całej pełni żelazna energia K. Bohdanowicza.

Do liczby głównych naukowych wyników tych trzyletnich prac K. Bohdanowicza należy zaliczyć ustalenie orografii wybrzeża Ochockiego. Wyróżnia tu autor północny obszar, będący składową częścią grzbietu Stanowego i przedstawiony szeregiem równoległych grzbietów o złożonej tektonicznej budowie. Dalej ku południowi leży obszar (Udzki), gdzie występują równomiernie góry i poziome błotniste przestrzenie. W zależności od tej konfiguracji obu obszarów znajduje się

charakter brzegu morza Ochockiego. K. Bohdanowicz podkreśla następnie ujemny ruch tego brzegu, dowodem czego jest zamiana niektórych wysp na półwyspy. Dużo uwagi poświęca on zjawiskom wulkanicznym na Kamczatce. Opisuje złoże marekanitu w pobliżu Ochocka.

Praktycznym celem ekspedycji K. Bohdanowicza było zbadanie złóż złota w tym kraju. Wyniki prac w tym kierunku były również nader doniosłe. Wydzielił on wzdłuż brzegu morza Ochockiego pasmo długości 600 km, gdzie stwierdzono obecność złota.

W obszarze tym wyróżnia on trzy równoległe grzbiety: 1) Dżugżdur, służący jako rozdział wód między oceanem Lodowatym, a morzem Ochockim, zbudowany z granitów, porfirów, diorytów i gnejso-granitów; 2) Aldamsko-Nemerykański, złożony przeważnie z gnejsów i hornblendowych granitów z żyłami pegmatytu; wreszcie 3) przybrzeżny grzbiet, w skład którego wchodzą przeważnie skały osadowe.

Ogólne dane geologiczne oraz przeprowadzone w tym paśmie roboty poszukiwawcze wykazały, że złoża złota łączą się tu z grzbietem Aldamsko-Nemerykańskim. Prócz tego obszaru obecność złota została stwierdzona w pobliżu Giżygi, oraz w niektórych punktach na Kamczatce.

We wrześniu 1898 r. prace Ochocko-kamczackiej ekspedycji były ukończone. K. Bohdanowicza oczekiwał tak bardzo zasłużony wypoczynek. Tymczasem otrzymał on nagle rozporządzenie udania się bezpośrednio z Kamczatki na półwysep Laoduński. Poruczono mu tam zbadanie złoża złota w pobliżu, mającego się stać w prędkim czasie historycznym, Portu Artura. Obszar ten był pod względem geologicznym całkowicie nieznanym, wypadło więc wykonać szereg marszrut orientacyjnych, w celu uzyskania ogólnego obrazu budowy geologicznej półwyspu. Dopiero na tym tle można było wypowiedzieć się o miejscowych złożach złota.

Cała praca była wykonana w ciągu 7 tygodni i w tym czasie K. Bohdanowicz ustalił szereg danych, dotyczących stratygrafii miejscowych utworów, przedstawionych głównie skałami przedkambryjskimi i kambryjskimi; obszar ten tworzy według opinii K. Bohdanowicza przypuszczalnie rodzaj horstu. Zasadnicza tektonika ma kierunek NW i jest skomplikowana przez późniejsze sfałdowania o kierunkach ENE

i NWN. Co do złóż złota to K. Bohdanowicz dochodzi do wniosku, że miejscowe piaski złotodajne dzielą się na dwa typy: 1) pochodzące z żył kwarcowych, przecinających utwory przedkambryjskie i 2) piaski związane z wylewami skał augitowych masywno-krystalicznych.

W końcu lutego 1899 r. wraca K. Bohdanowicz ze swej trzyletniej, jakże ciężkiej podróży do Petersburga, a już w początku następnego 1900 r. przygotowuje się on do nowej, jeszcze dalszej wyprawy.

Celem tej wyprawy jest półwysep Czukocki, czyli najdalej wysunięty w kierunku półn.-wschodnim cypel Azjatyckiego kontynentu. Rozwój przemysłu złotego na Alasce (Nome) wywołał zainteresowanie i przeciwległym azjatyckim brzegiem, tym bardziej, że można było spodziewać się tam dalszego ciągu utworów Alaski. Powstała w Petersburgu grupa złożona z przedsiębiorców rosyjskich i kapitalistów angielskich, która miała za zadanie zbadanie Czukockich złóż złota. Kierownictwo całej ekspedycji objął K. Bohdanowicz; wzięło w niej również udział paru inżynierów i prospektorów angielskich i amerykańskich. Został wynajęty statek amerykański oraz zaangażowano grupę robotników Rosjan i Chińczyków.

Brak jednolitości w składzie ekspedycji oraz niefortunny a narzucony K. Bohdanowiczowi dobór cudzoziemskich członków ekspedycji spowodował dużo ciężkich przeżyć dla niego.

Jeśli w tych warunkach udało się jednak ekspedycji osiągnąć pewne wyniki pozytywne, to stało się to tylko dzięki nadzwyczajnej wprost energii jej kierownika.

K. Bohdanowicz daje w swej pracy „Oczerki Czukockago Połuostrowa“ krótki ogólny przegląd budowy geologicznej półwyspu. Wypowiada przypuszczenie, że wyniosłości półwyspu Czukockiego i góry w dolnym biegu rzeki Jukon w Ameryce tworzą łuk, otwarty ku północy i przebiegający nieco na północ od łuku górnego Sajanu Suessa.

W części pracy, poświęconej złożom złota, daje autor szereg cennych wskazówek; twierdzi on, że analogicznie do Nome złoto jest związane z występowaniem starych osadowych, silnie zmetamorfizowanych utworów, przy czym źródłem złota są z jednej strony kwarcowe złotonośne żyły, z dru-

giej zaś złoto rozsiane w samych skałach. Największą zawartość złota wykazują łupki mikowe i filitowe. Opierając się na tych ogólnych założeniach, oraz na wynikach wykonanych poszukiwań na terenach występowania piasków złotonośnych, wskazuje K. Bohdanowicz te części półwyspu, gdzie są największe szanse znalezienia bogatych złóż złota.

W związku z pracami na wybrzeżu Azjatyckim wypadło K. Bohdanowiczowi zaznajomić się ogólnie z przeciwległym brzegiem amerykańskim, mianowicie z okolicami Nome, wynikiem czego jest jego książka „Oczerki Nome".

Ekspedycja Czukocka zakończyła drugi okres prac K. Bohdanowicza — okres Syberyjski, a jednocześnie była ona końcowym fragmentem całej jego 15-letniej pracy na kontynencie Azjatyckim. W pracy tej posuwał się on, jak widzieliśmy, z zadziwiającą regularnością w kierunku z południ. zachodu na półn. wschód, poczynając od Kraju Zakaspijskiego i kończąc wspomnianym powyżej skrajnym cyplem Azji w postaci Kraju Czukockiego.

Staje się K. Bohdanowicz najlepszym znawcą geologii tej ogromnej części kontynentu Azjatyckiego. Nowsze koncepcje tektoniczne Suessa, dotyczące tego obszaru, uwzględniają w znacznej mierze prace K. Bohdanowicza.

Zaczyna się nowy okres w życiu K. Bohdanowicza. Na początku 1901 r. wstępuje on w skład Komitetu Geologicznego w Petersburgu jako geolog, a następnie starszy geolog.

W 1901 r. Komitet przystąpił do swych systematycznych prac na kaukaskich terenach naftowych. W związku z tym K. Bohdanowicz otrzymał polecenie zbadania południowowschodniego zakończenia głównego grzbietu Kaukaskiego, gdzie jest on otoczony terenami naftowymi, na północy dagestańskimi, na południu szemachińskimi, wreszcie na południowo-wschodnim zakończeniu grzbietu tam, gdzie przechodzi on w przybrzeżną nizinę morza Kaspijskiego, leżą słynne złoża półwyspu Apszerońskiego (Baku).

Taką była ta szesnastoletnia droga, po której kroczył K. Bohdanowicz z ławy studenckiej na katedrę profesorską.

Nie wszystkie etapy tej drogi były nam znane, gdy słuchaliśmy jego wykładów, jednak tym nieomylnym instynktem młodości, wyczuwaliśmy, że mamy przed sobą na katedrze uczonego, który dużo widział i co najważniejsze umiał

widzieć, obserwować i ujmować to wszystko w postaci jasnej syntezy.

K. Bohdanowicz organizuje swą katedrę. Za jego poprzedników była wykładana geologia ogólna i przy niej nieobowiązkowy kurs „Złóż rudnych“ („rudnych miestorożdienij“). Za czasów K. Bohdanowicza ten ostatni kurs zajął swe samodzielne stanowisko, jako kurs obowiązkowy. Znaczenie jego wzrosło jeszcze bardziej później, gdy został wprowadzony osobny wydział geologiczno-poszukiwawczy. Do nauki o złożach rud dodał K. Bohdanowicz stopniowo rozdziały o innych złożach minerałów użytecznych, przede wszystkim o złożach nafty. Powstał ogólny kurs złóż minerałów użytecznych.

W latach 1912—1913 wyszły z druku wykłady tego kursu w 2-ch tomach, p. t. „Złoża rudne“. Złoża niemetaliczne miały stanowić III tom wydawnictwa, nie ukazał się on jednak w druku (z wyjątkiem części poświęconej złożom nafty, która została wydrukowana w Petersburgu w r. 1921 już po wyjeździe K. Bohdanowicza do Polski).

To pierwsze w literaturze rosyjskiej dzieło nosi ten odrębny charakter, który cechował i wykłady K. Bohdanowicza. Autor nie narzuca czytelnikowi jakiejś określonej teorii w tłumaczeniu powstania danego złoża, czy danej kategorii złóż. On wprowadza czytelnika w całość zagadnienia, przedstawia dowody *pro* i *contra* danej teorii i tylko bardzo dyskretnie skierowuje jego uwagę ku najistotniejszym faktom. przemawiającym raczej na rzecz tej, czy innej hipotezy.

Nadzwyczajna energia K. Bohdanowicza pozwala mu pomimo ogromu pracy na katedrze profesorskiej nie przerywać swej działalności w Komitecie Geologicznym, gdzie zachowuje on stanowisko Starszego Geologa. Kontynuuje on z ramienia Komitetu swe badania w południowo-wschodnim Kaukazie.

Wynikiem tego okresu badań kaukaskich były dwie prace: „Dwa pieriesieczenija gławnago Kawkazkago Chrebta“ i „Sistiema Dibrara“.

W pierwszej z tych prac autor opisuje dwa przecięcia głównego grzbietu, jedno na linii Derbent—Nucha i drugie leżące dalej ku połudn. wschodowi na linii Kuba—Szemacha.

Autor podkreśla wachlarzowaty charakter sfałdowań, oraz dominującą rolę synklin, stwierdza różnicę w budowie tektonicznej obu zboczy grzbietu, przy czym zbocze południowo zachodnie nosi charakter schodowaty. Przyczyny różnic tektonicznych łączy z niejednakowym charakterem stratygraficznym i litologicznym utworów na obu zboczach grzbietu.

Praca ta była dysertacją profesorską K. Bohdanowicza.

Pamiętam publiczną obronę tej dysertacji. Odbyła się ona na początku 1903 r. Przebieg jej był tryumfem K. Bohdanowicza. Wszyscy trzej oficjalni oponenci wygłosili przemówienia, w których podnosili wyłącznie walory dysertacji. Jeden z tych oponentów znany ze swego dowcipu prof. Łutugin w końcu swego wystąpienia zaznaczył, że jako oponent musi jednak wynaleźć coś do zarzucenia i sformułował swój zarzut, jako przekroczenie kompetencji geologicznej... Ogólne zaciekawienie... Łutugin cytuje ustęp, w którym K. Bohdanowicz mówi o rozmieszczeniu skał wapienia jurajskiego na grzbiecie Szałbuz-dag, które powoduje, że odgłosy modłów pątników, dążących do znajdującego się tu meczetu, są przez echo tylko potęgowane, lecz nie powtarzane. Sprawia to wrażenie, że nawet z takich szczytów sama tylko modlitwa nie dochodzi do miejsca swego przeznaczenia... Łutugin mówi: „kwestia jakie modły i skąd trafiają, czy nie trafiają do miejsca przeznaczenia jest zawiłą i skomplikowaną i w każdym razie wątpię, czy my geologowie jesteśmy powołani do jej rozstrzygania“ i wreszcie stwierdza, że to jest jedyny zarzut, który on może przeciw całej pracy wysunąć.

Rada profesorska stwierdza jednogłośnie pomyślną obronę dysertacji... Burza oklasków...

W swej „Sistiemie Dibrara“ daje autor charakterystykę stratygraficzną utworów jurajskich i kredowych południowowschodniego Kaukazu.

W 1905 r. nastąpiła jednoroczna przerwa w badaniach kaukaskich. W roku tym musiał K. Bohdanowicz objąć po śmierci A. Michalskiego kierownictwo badań geologicznych w Zagłębiu Dąbrowskim. Badania te rozpoczęte w r. 1904 miały jako cel praktyczny wyjaśnienie zasobów Zagłębia. K. Bohdanowicz pomimo ogólnego kierownictwa pracami zajął się osobiście utworami triasowymi Zagłębia i związanym z tym zagadnieniem rud cynkowo-ołowianych. W celach po-

równawczych odbył on wycieczkę na ówczesny Śląsk niemiecki.

Wynikiem tych badań była praca „Wapień muszlowy w Zagłębiu Dąbrowskim".

W pracy tej autor daje przede wszystkim przekrój stratygraficzny wapienia muszlowego i zestawia go z opracowanym podówczas przez Frech'a i Wysokogórskiego podziałem tego piętra na G. Śląsku. Omawia następnie K. Bohdanowicz w krótkich słowach budowę tektoniczną triasu w Zagłębiu Dąbrowskim. Wreszcie zatrzymuje się dłużej na miejscowych złożach rud cynkowo-ołowianych. O złożach tych wiedziano wtedy bardzo mało poza opisem Puscha z r. 1831 i krótką wzmianką M. Łempickiego z r. 1892.

Szczegółowa analiza zagadnienia doprowadza K. Bohdanowicza do szeregu wniosków; główne możemy ująć w postaci następujących punktów:

1) Granica pomiędzy dolomitem kruszconośnym, a podścielającym wapieniem podstawowym nie przechodzi na jakim bądź stałym poziomie stratygraficznym.

2) Dolomity powstają z pierwotnych wapieni magnezjowych drogą wyługowania węglanu wapnia, lecz możliwym jest i inny proces, wskutek oddziaływania na pierwotnie nieznacznie magnezjową skałę wody, zawierającej dwuwęglan magnezu.

3) Teoria związku genetycznego lub jednoczesności mineralizacji i dolomityzacji nie może tu być zastosowaną tak szeroko, jak to czynią geologowie pruscy względem złóż Śląska Górnego.

4) Galmany miejscowe są przeważnie pierwotnego pochodzenia, nie zaś wynikiem wtórnej zamiany pierwotnych siarczków.

Znaczna część tych poglądów, ustalonych w drodze krótkich obserwacyj, jest uznawana przez współczesnych badaczy naszych złóż olkuskich.

Zaznaczyłem już w innym miejscu (Przegląd Górniczo-Hutniczy r. 1933, Nr. 11), że te parę miesięcy spędzonych w Dąbrowie Górniczej i na Śląsku wywarły ogromny wpływ na wrażliwą naturę K. Bohdanowicza. Po raz pierwszy zetknął się on tu bezpośrednio ze społeczeństwem polskim.

W r. 1906 wraca K. Bohdanowicz do prac kaukaskich.

Obejmuje on kierownictwo badań geologicznych obszarów naftowych w obwodzie Kubańskim. Obszary te leżą, jak wiadomo, wzdłuż półn.-wschodniego zbocza grzbietu kaukaskiego, poczynając od okolic Majkopu na południ. wschodzie, a kończąc najdalej na półn. zachodzie wysuniętym cyplem Kaukazu w postaci półwyspu Tamańskiego.

Pod kierownictwem K. Bohdanowicza i przy jego czynnym bezpośrednim udziale zostaje opracowany schemat stratygraficzny miejscowego trzeciorzędu, z którym nafta jest tu związana. Zwracał przy tym K. Bohdanowicz baczną uwagę na analogię z przekrojem fliszu karpackiego, z którego skałami miał możność zapoznania się w czasie swych pobytów w Krakowie.

Prace, t. zw. partii kubańskiej, zostały ukończone w roku 1912. Ich wynikiem był szereg arkuszy mapy geologicznej w skali 1:42.000 (1 wiorsta w calu), oraz zdjęcia szczegółowe ciekawego naftowego terenu w Majkopie.

W pracach tych wzięło udział kilkanaście osób, jeśli włączymy i tych, którzy odgrywali rolę pomocniczą i mniej lub więcej dorywczą. Życie rozrzuciło cały ten zespół. Paru nas jest w Polsce, jeden — emigrant rosyjski został profesorem w Stanach Zjednoczonych, drugi również emigrant tuła się gdzieś, nie dając od dłuższego czasu znać o sobie, jeden zginął w okresie zawieruchy rewolucyjnej, kilku zostało w Rosji. Należy tu wspomnieć, że obecny szef całej służby geologiczno-geodezyjnej w Rosji rozpoczynał ongiś swą karierę geologiczną w łonie tejże Kubańskiej partii.

Różnymi poszliśmy drogami, nie wątpię jednak, że każdy zachował w duszy pełne sentymentu wspomnienie o tych latach pracy, prowadzonej pod wytrawnym kierownictwem K. Bohdanowicza.

W tymże okresie czasu brał K. Bohdanowicz czynny udział i w innych badaniach, związanych z Kaukazem. Tak, jest on delegowany na t. zw. kaukaską grupę Wód Mineralnych, głównie w związku z przebudową kaptażu słynnego źródła Narzan. Bierze udział w Komisji, mającej na celu wyjaśnienie możliwości wykonania tunelu przez główny grzbiet kaukaski na trasie Władykaukaz—Tyflis. Organizuje i wykonuje badania geologiczne wzdłuż zaprojektowanej przybrzeżnej czarnomorskiej kolei żelaznej.

Z prac wykonanych w „Kaukaskim“ okresie, lecz poza granicami Kaukazu, należy wymienić specjalnie dwie, związane z trzęsieniem ziemi. Zagadnienia te, jak twierdzi K. Bohdanowicz, zainteresowały go specjalnie po osobistym przeżyciu trzęsienia ziemi w Szemachie w r. 1902. W r. 1908 na pierwszą wieść o słynnym trzęsieniu ziemi w Messynie K. Bohdanowicz wyjeżdża tam z własnej inicjatywy i jest jednym z pierwszych geologów, będących na miejscu katastrofy. Wskutek tego ma możliwość zebrania szeregu niezmiernie cennych obserwacyj naukowych.

Na początku 1911 r. wyjeżdża on na czele specjalnej ekspedycji do obwodu Siemireczeńskiego dla zbadania trzęsienia ziemi, które miało miejsce w północnej części grzbietu Tiańszańskiego w dniu 4. I. 1911 r.

Wyniki prac ekspedycji były nadzwyczaj cenne. Stwierdziły one, że trzęsienie objęło najsilniej obszar, gdzie budowa geologiczna przedstawia się w postaci szeregu podłużnych masywów złożonych ze skał intruzywnych i oddzielonych wąskimi pasmami utworów osadowych lub też zmetamorfizowanych łupków. Linie rozerwania skał biegły przeważnie wzdłuż kontaktów skał wylewnych i osadowych. Uderzenia tektoniczne były związane z szeregiem linii.

Wreszcie dochodzi K. Bohdanowicz do konkluzji, że poczynając od 1887 r. (uprzednie silne trzęsienie ziemi), strefa ogólnych uderzeń przesuwa się ku południowi; obszary północne pod wpływem poprzednich trzęsień stają się jakby więcej zrównoważonymi.

W tymże kaukaskim okresie swych prac dokonuje K. Bohdanowicz niezmiernie ważnych rzeczy. Przeprowadza mianowicie na prośbę Organizacyjnego Komitetu XI (Sztokholmskiego) Międzynarodowego Kongresu Geologicznego obliczenia zasobów rud żelaznych w Rosji. Obliczenie to wchodzi, jako część składowa do dokonanego przez ten kongres obliczenia światowych zasobów rud żelaznych. Dla Rosji jest to pierwsza praca tego rodzaju.

W roku 1912 kończy się okres prac polowych K. Bohdanowicza, związanych z Kaukazem.

W roku tym Komitet Geologiczny w Petersburgu uzyskuje nowy statut i znacznie rozszerzone etaty. Ilość etatowych geologów różnych kategoryj wzrasta z 17 do 56. Zostaje

utworzone stanowisko Wice-Dyrektora Komitetu. Na stanowisko to, obsadzone drogą głosowania na Radzie Komitetu, zostaje w r. 1913 wybrany prawie jednogłośnie K. Bohdanowicz.

Na samym początku 1914 r. umiera ówczesny dyrektor Komitetu Geologicznego T. Czernyszew i na to stanowisko zostaje mianowany K. Bohdanowicz.

Spada więc właściwie już na jego barki zadanie przystosowania odnowionego Komitetu do stających przed nim zadań.

Komitet Geologiczny w Petersburgu korzysta z pewnej autonomii nawet w tym okresie czasu (przed 1905 r.), gdy szkoły akademickie w Rosji były tej autonomii pozbawione. Wszystkie stanowiska w Komitecie Geologicznym poza dyrektorem są obsadzane w drodze wyborów. Minister tylko zatwierdzał przedstawionych mu w ten sposób kandydatów. Za cały czas istnienia Komitetu nie było wypadku, żeby minister nie zatwierdził jakiegoś kandydata. Wspomnę na tym miejscu, że do r. 1905 Komitet Geologiczny wraz z całym górnictwem był w resorcie Ministerstwa Rolnictwa i Dóbr Państwowych. W 1905 r. kilka miesięcy należał do Min. Skarbu, a od tego czasu wciąż razem z górnictwem należał do nowoutworzonego podówczas Min. Przemysłu i Handlu.

Bezpośrednio po objęciu rządów w Komitecie przekonał się K. Bohdanowicz, że organizacja jego nie odpowiada potrzebom chwili. Brak w niej było sprężystości, wyraźnego podziału według działów pracy. Każdy geolog porozumiewał się we wszystkich sprawach bezpośrednio z dyrektorem, od niego otrzymywał też wszelkiego rodzaju zlecenia. Tylko dla wykonywania pewnych prac, zakrojonych na szerszą skalę, były tworzone specjalne partie, jak wspomniana powyżej Kubańska partia. Lecz z natury rzeczy miały one charakter tymczasowy. Organizacja ta była dobrą przy kilkunastu geologach i w okresie, gdy zagadnienia natury praktycznej, wymagające terminowego załatwienia odgrywały nie tak dominującą rolę w działalności Komitetu.

W zmienionych warunkach okazała się ona zgoła niedostateczną.

Występuje więc K. Bohdanowicz z projektem podziału Komitetu na szereg wydziałów z kierownikami odpowiedział-

wstałych w związku z wojną, daje miarę tych wysiłków, jakie musiał dokonać Komitet Geologiczny, aby to wszystko spełnić, nie zaniedbując przy tym w miarę możności i swych prac normalnych. Tu się wykazała w całej pełni niezwykła energia i zdolności organizacyjne K. Bohdanowicza. Wystarczy chociażby biegle przejrzeć jego sprawozdania dyrektorskie z tych lat, sprawozdania przekraczające 45 arkuszy druku, aby przekonać się o ogromie pracy, jaką trzeba było włożyć w zorganizowanie tych wszystkich badań.

Samemu K. Bohdanowiczowi wypada zetknąć się osobiście bliżej z zagadnieniem rud wolframowych. W celu bezpośredniego zaznajomienia się ze złożami tych rud w Hiszpanii i Portugalii odbywa on wiosną 1916 r. trudną i w owe czasy niebezpieczną podróż morską. Przywozi stamtąd cenne materiały porównawcze. Po drodze zatrzymuje się K. Bohdanowicz na parę dni w Paryżu, gdzie mówi w „Société Géologique de France" o pracach geologicznych, wykonanych w związku z wojną w Rosji.

Początek 1917 r. K. Bohdanowicz opracowuje plan robót letnich Komitetu, których rozmach ma przewyższyć to, co było zrobione w latach poprzednich.

Wybucha rewolucja. Powstaje t. zw. Rząd Tymczasowy. Ludzi ogarnia specjalna psychoza — nie uznawania żadnej władzy przez kogoś mianowanej. Psychoza ta nie omija nawet tak apolitycznej instytucji, jak Komitet Geologiczny. Już w półtora tygodnia po wybuchu rewolucji Komitet uzyskuje nowelę do swego statutu, wprowadzającą wybory dyrektora. Jako jedyny kandydat jest przez wszystkich wysuwany tenże K. Bohdanowicz. Udają się do niego z prośbą o zgodę na wysunięcie jego kandydatury przy wyborach.

K. Bohdanowicz stanowczo się temu sprzeciwia. Utrzymuje, że pełnię odpowiedzialności za bieg prac, w takiej wykonawczej instytucji, jak Komitet Geologiczny, może ponosić tylko człowiek niezależny od zmiennych sympatyj swych podwładnych. Rzuca pełne goryczy, a tak aktualne w owym czasie słowa: „Batalion się zbuntował i chce sobie sam wybierać dowódcę". Podaje się do dymisji, porzuca Komitet Geologiczny i wraca na katedrę do Instytutu Górniczego.

Po r. 1912 K. Bohdanowicz nie prowadził już systematycznych prac polowych. Jednak w okresie 1912—1917 r. od-

bywają się jego ekspertyzy związane z nowym obszarem naftowym w obwodzie Uralskim (Emba). Ekspertyzy te wzbudzają zainteresowanie sfer przemysłowych tym obszarem, który podnosi w szybkim tempie produkcję.

W roku 1917 rozpoczyna swą działalność przy polskim przedstawicielstwie w Petersburgu t. zw. „Narada Ekonomiczna". K. Bohdanowicz bierze czynny udział w jej pracach. Opracowuje i wygłasza referaty, dotyczące złóż surowców mineralnych w Polsce. Nieco później opracowuje plan organizacji Państwowej służby geologicznej w Polsce.

W tym czasie dojrzewa w K. Bohdanowiczu ostatecznie myśl przedostania się do Polski. W lecie 1919 r. pod pretekstem badań geologicznych w przyległym do ówczesnego frontu obszaru Dziśnieńskim, przedostaje się furmanką na drugą stronę frontu i przyjeżdża do Warszawy.

Przechodzę do tego okresu życia K. Bohdanowicza, który nazwałbym współczesnym. Okres ten odbywał się na oczach nas wszystkich. Dlatego też ograniczę się tu tylko do przypomnienia ważniejszych faktów z okresem tym związanych.

K. Bohdanowicz posiadał wszelkie dane, aby zająć kierownicze stanowisko przy organizacji Państwowej służby geologicznej. Sądzone było inaczej... Pierwsze parę lat swego pobytu w Polsce był on zmuszony ograniczyć się wyłącznie do współpracy z polskim przemysłem naftowym.

W r. 1921 zostaje on powołany na katedrę geologii stosowanej w Akademii Górniczej w Krakowie. Organizuje Zakład Geologii Stosowanej. Poświęca dużo uwagi przygotowaniu kadry inżynierów-specjalistów w dziedzinie poszukiwań geologicznych.

Poza Akademią Górniczą bierze K. Bohdanowicz czynny udział w życiu zbiorowym, czy to geologicznym, czy też inżynierskо-przemysłowym. Widzimy go już w r. 1922 na Zjeździe Inż. Górniczych i Hutniczych w Katowicach gdzie występuje z trzema referatami.

Na następnym Zjeździe Inż. Górniczych i Hutniczych w Krakowie w r. 1932 wygłasza referat: „Bilans współpracy geologii i górnictwa w Polsce za ubiegłe 10 lat".

K. Bohdanowicz bierze czynny udział w większej części

zjazdów ogólno-naftowych lub też specjalnych geologiczno-naftowych, wygłasza referaty, omawiające z punktu widzenia geologiczne projekty nowej ustawy naftowej, oraz omawiające znaczenie geologii dla naszego przemysłu naftowego.

K. Bohdanowicz jest jednym z założycieli i długoletnim prezesem Polskiego Tow. Geologicznego. Przez parę lat był również prezesem Polskiego Tow. Geograficznego.

Dużo pracy poświęca K. Bohdanowicz polskiemu przemysłowi naftowemu.

Daje nam dwie duże prace z dziedziny geologii naftowej. Pierwsza to: „Tereny i złoża naftowe". Znajdujemy w niej zwięzły opis głównych światowych obszarów naftowych oraz kilka ogólnych wskazówek o rozmieszczeniu złóż i ich oszacowaniu i eksploatacji. Druga książka to: „Geologia naftowa", stanowiąca pierwszy tom „Podręcznika naftowego". Tu autor daje przegląd właściwości fizyko-chemicznych bituminów oraz teorii ich powstania, następnie opisuje tworzenie się złóż ropy naftowej i ich rozmieszczenie.

Inicjuje badania petrograficzne roponośnych skał fliszu karpackiego; jako pierwszy obiekt do zbadania wybiera słynny piaskowiec borysławski. Z tych badań petrograficznych wyprowadza szereg wniosków praktycznych.

Cały szereg artykułów, dotyczących złóż naftowych, umieszcza K. Bohdanowicz w fachowej prasie francuskiej i amerykańskiej.

Prócz kwestyj naftowych interesuje w tymże czasie K. Bohdanowicza i szereg innych zagadnień, związanych z naszymi złożami. Tak poświęca on dużo uwagi nowej gałęzi wiedzy geologicznej, noszącej nazwę petrografii węgla. Daje on pod tytułem „Wstęp do geologii węgla" wyczerpujący szkic prac wykonanych w tym kierunku w Europie i w Ameryce, oraz zatrzymuje się na zagadnieniach, związanych z naszymi węglami.

Interesuje się również żywo K. Bohdanowicz i ciekawym zagadnieniem poszukiwania złóż miedzi na Wołyniu.

W ciągu ostatnich 15-tu lat odbył K. Bohdanowicz szereg naukowych podróży za granicę. W r. 1920 był on zaproszony przez rząd francuski do zbadania możliwości odkrycia złóż naftowych we Francji. W kilka lat później na zaproszenie Rządu łotewskiego przeprowadził badania geologiczne

w związku z projektami wykorzystania miejscowych sił wodnych.

W r. 1923 zwiedził K. Bohdanowicz w celach naukowych południe Francji i Hiszpanii oraz Alger. W swej książce p. t. „Z wycieczki naukowej do południowej Europy i północnej Afryki" daje on zwięzły opis zwiedzonych złóż głównie naftowych oraz fosforytowych. Znajdujemy tam również i szereg danych, dotyczących ogólnej budowy geologicznej odnośnych obszarów.

W 1933 r. był K. Bohdanowicz na międzynarodowym Kongresie Geologicznym w Waszyngtonie i w związku z tym odbył on dłuższą wycieczkę, zorganizowaną przez Kongres, aby pokazać rozmieszczenie złóż surowców mineralnych na tle przewodnich cech geologii regionalnej. Szczegółowy opis tej wycieczki znajdujemy w artykule pod tyt. „16-ty Międzynarodowy Kongres Geologiczny w Waszyngtonie w r. 1933".

Już z tego krótkiego schematycznego przeglądu działalności K. Bohdanowicza w latach pobytu w Polsce widzimy, jak intensywną była jego praca naukowa, jak duża była rozpiętość jego zainteresowań geologicznych.

W grudniu 1935 r. obchodziliśmy uroczyście 50-lecie pracy naukowej prof. K. Bohdanowicza. Na liczne, zwrócone do siebie przemówienia odpowiedział jubilat z ujmującą prostotą, zaznaczając, że był szczęśliwy w swej pracy naukowej, spotykając w tych wszystkich zespołach, w których pracował, u tych wszystkich ludzi, z którymi los go zetknął, dużo życzliwości, dużo pomocy w jego pracach naukowych.

Pozwolę sobie parafrazować to twierdzenie mojego profesora: Szczęśliwymi były te środowiska naukowe, które miały go w swym gronie. Szczęśliwi byli wszyscy ci ludzie, których los zetknął w ich pracy z czcigodną postacią profesora Karola Bohdanowicza.

St. Czarnocki.

Charles Bohdanowicz.

Charles Bohdanowicz naquit l'année 1865. En 1881 il finit ses études au lycée militaire de Nijnii-Novgorod et prit la même année ses inscriptions à l'Institut des Mines à St.-Pétersbourg.

La chaire de géologie était occupée par le professeur A. Karpiński et par I. Mouchkietov en qualité d'adjoint, tandis que P. Yeremieyev était alors professeur de minéralogie. Cet ensemble de professeurs remarquables fit opter le jeune adepte de la science des mines pour l'étude de la géologie.

Les premières années après 1880 coïncident en Russie avec l'essor de la géologie. Le Comité Géologique a été fondé à St-Pétersbourg en 1882, et depuis 1885 nous voyons à sa tête le professeur Karpiński.

T. Tchernychev, alors géologue en chef au Comité Géologique, engagea Ch. Bohdanowicz à le suivre en 1885 en qualité de „collecteur" dans ses recherches dans l'Oural. Le travail intitulé „Taganskoje i Achtienskoje miestorożdienia burago żelezniaka w Zlatoustowskom okrugie" (Les gîtes limonitiques de Tagansk et Akhtiensk dans le département Zlatoust), paru la même année dans le „Gornyj Żurnal" (Journal de Mines), était le résultat des recherches de Bohdanowicz. C'est donc l'année 1885 qu'il commença ses recherches scientifiques.

L'année suivante, il finit ses études à l'Institut des Mines.

Nous pouvons distinguer trois périodes principales dans l'ensemble des recherches que Bohdanowicz fit dans le terrain. Elles diffèrent entre elles suivant le terrain étudié et par le point de vue auquel se place l'auteur pour rechercher les problèmes les plus importants, d'actualité à cette époque.

La première période est celle des travaux entrepris en Asie centrale. Ceux-ci ont un caractère géographique et géologique. La période en question s'étend de 1886 à 1891. Quant à la seconde, que nous apellerons sibérienne, elle est consacrée à l'étude de différents territoires, depuis la province d'Akmolinsk dans l'Ouest jusqu'à la presqu'île des Tchouktches dans l'Est. Ces travaux poursuivent alors un but pratique et se rapportent surtout aux gisements aurifères et carbonifères. En Sibérie occidentale viennent se joindre à ces questions des problèmes d'hydrogéologie, qui jouent là-bas un rôle important dans la colonisation de cette région. La seconde période prend fin en 1900, et l'année suivante Charles Bohdanowicz entreprend au Caucase des travaux qui, sauf quelques courtes interruptions, s'étendent jusqu'à 1912. Les questions relatives au pétrole sont alors au premier plan.

Des recherches dans la partie sud du territoire transcaspien, étaient la première tâche entreprise par Bohdanowicz dans la période consacrée aux questions concernant l'Asie centrale. Elles étaient en rapport avec la construction du chemin de fer transcaspien. Notre auteur étudie la structure des monts Kopet-Dag et celle de leur prolongement, connu sous le nom de monts Balakhany. Poursuivant ses investigations dans la direction sud, il pénètre en Perse où il étudie une suite de chaînes de montagnes, étude d'autant plus importante que non seulement des renseignements géologiques, mais encore des données géographiques, concernant des parties de ces chaînes, faisaient défaut à cette époque. Il profite de l'occasion pour faire des investigations sur les gisements bien connus de turquoises et de cuivre, situés à proximité de Nichapour. Ces travaux, exécutés en 1886 et 1887, furent décrits dans plusieurs publications dont les „Orograficzeskija nabludienia w nagornoj czasti Zakaspijskoj Oblasti" (Observations orographiques dans la partie montagneuse de la province transcaspienne), puis le „K geologji sredniej Azii" (La géologie de l'Asie Centrale) sont les plus importantes.

En 1888 Bohdanowicz fait des recherches hydogéologiques sur les eaux minérales de Staraja Rusa (gouvernement de Novgorod) et prend part, en qualité de géologue, aux travaux de construction de la voie ferrée Samara-Zlatoust.

La Société de Géographie à St-Pétersbourg ayant organisé

une expédition sous la direction de M. P i e w c o w, en vue d'explorer le Tibet et la chaîne dite Kouen-Lun, B o h d a n o w i c z y est appelé comme géologue au commencement de l'année 1889. L'expédition dura deux ans et les travaux géologiques les plus importants concernaient les monts Kouen-Lun, où l'attention se porta surtout sur les gîtes d'or et les gisements de néphrite.

Le second volume des travaux de l'expédition est le résultat des travaux de B o h d a n o w i c z. Il apporte des données tout à fait nouvelles en rapport avec l'orographie et la géologie de la chaîne de Kouen-Lun et en partie également des montagnes Tian-Chan. L'auteur distingue trois périodes dans la formation géologique des montagnes Kouen-Lun et trace le tableau des transformations que l'Asie Centrale a subies aux époques tertiaire et quarternaire, ainsi que dans la période récente.

La période dite sibérienne des travaux de Ch. B o h d a n o w i c z commence en 1892, époque à laquelle on inaugura la construction du Transsibérien. On organisa alors des groupes de géologues, chargés d'étudier les richesses minérales que recelait le sol le long de la nouvelle voie ferrée et on leur confia la tâche de faire des recherches sur les conditions hydrogéologiques, appelées à jouer un grand rôle dans la colonisation du pays, qu'on entreprit en même temps que la construction du chemin de fer.

B o h d a n o w i c z fut nommé chef d'un de ces groupes. La première année il travaille dans la province d'Akmolinsk et étudie les conditions hydrogéologiques dans les environs d'Omsk et de Petropavlovsk.

En 1893 et 1894 les recherches de B o h d a n o w i c z embrassent le vaste territoire situé plus à l'Est entre l'Obi et le lac Baïkal. On trouve dans les „Matieriały po geołogji i poleznym iskopajemym Irkutskoj gubernji" (Matériaux concernant la géologie et les minéraux utiles dans le gouvernement d'Irkoutsk) les résultats de ces investigations.

Parmi les fruits les plus connus de ces travaux, il importe de nommer la découverte dans le gouvernement d'Irkoutsk d'un nouveau bassin houiller jurassique. Ce bassin de Tcheremkhov devint, quelques années plus tard, le centre d'une exploitation industrielle intense.

Notre savant fait ensuite des recherches sur les gisements de minerai de fer dans la région dite „Nikołajewskij Zawod" dans le district de Nijnieudinsk, gouvernement d'Irkoutsk. Il range ces gisements dans la catégorie des filons et y voit un rapport avec la variété porphyrique des „trappes", très répandus dans cette région.

Les graviers à néphrite dans le bassin fluvial de la Bielaya, affluent de l'Angara, attirèrent l'attention de B o h d a n o w i c z. Après de longues et laborieuses recherches microscopiques, il aboutit à la conclusion que le néphrite se trouve en association avec les serpentines. Il en conclut qu'il faut s'attendre à trouver des gisements de néphrite „in situ" le long du cours supérieur de l'Onona où J a c z e w s k i les a réellement découverts ensuite.

En 1895 B o h d a n o w i c z entreprend l'expédition, peut-être la plus dure parmi toute les autres qui, elles aussi, ne manquaient pas de difficultés. Il commence en effet des recherches sur la structure géologiques des gisements aurifères sur les côtes de la mer d'Okhotsk et au Kamtchatka. Cette expédition dura trois ans et s'étendit jusqu'en automne 1898.

Les lettres de B o h d a n o w i c z à I. M o u c h k i c t o v [1]) nous renseignent sur les conditions dans lesquelles travaillait l'expédition „Plus d'une fois", lisons nous dans une de ces lettres, „la température baissait à 40 ou 45° C au-dessous de zéro. Des nuits pareilles, passées sous des tentes en drap, pourvues il est vrai de petits poêles de fonte, resteront longtemps gravées dans notre mémoire".

La connaissance exacte de l'orographie des côtes de la mer Okhotsk compte parmi les résultats les plus importants des trois années de travaux scientifiques de C h. B o h d a n o w i c z. Son attention se porte sur les phénomènes volcaniques au Kamtchatka, enfin il décrit un gisement de marécanite aux environs d'Okhotsk.

L'étude des gisements aurifères dans ces régions était le but pratique que poursuivait l'expédition sous la direction de B o h d a n o w i c z. Les résultats des recherches entreprises dans ce but étaient également très importants. Notre savant délimita le long des côtes de la mer d'Okhotsk une zone où l'on trouva de l'or. Les données géologiques générales

[1]) Izwestija Russkago Geograficzeskago Obszczestwa, 1897.

ainsi que les recherches entreprises dans cette zone, ont montré que les gisements aurifères se joignaient avec la chaîne des Monts Aldan, composée de gneiss et de granits riches en hornblende, ainsi que de pegmatites et de diorites.

En dehors du territoire mentionné, on établit qu'il y avait de l'or aux environs de Gizyga et dans plusieurs endroits au Kamtchatka.

Les travaux de l'expédition, chargée d'explorer le Kamtchatka et les côtes de la mer d'Okhotsk, furent terminés en septembre 1898 et B o h d a n o w i c z espérait jouir d'un repos qu'il avait si bien mérité; en attendant il reçut inopinément l'ordre de quitter le Kamtchatka et de se rendre dans la presqu'île de Liao-Toung. On lui confia la tâche d'étudier les gisements aurifères à proximité de Port-Arthur, devenu bientôt célèbre dans l'histoire. La structure géologique de la presqu'île étant encore inconnue, il fallait faire une série d'excursions pour se familiariser avec les conditions géologiques de ce territoire.

Tout ce travail fut accompli en sept semaines et B o h d a n o w i c z réussit à réunir dans ce laps de temps une série de données concernant la stratigraphie et la tectonique de ce pays. Quant à l'or, B o h d a n o w i c z aboutit à la conclusion que les sables aurifères de la presqu'île de Liao-Toung représentent deux types différents: ils proviennent soit de filons quartzeux croisant les formations précambriennes, soit d'effusions de roches augitiques à structure cristalline massive.

Fin février 1899 B o h d a n o w i c z rentre à St-Pétersbourg et au commencement de l'année 1900 il se prépare déjà à prendre part à une expédition encore plus lointaine. La presqu'île des Tchouktches, pointe du continent asiatique la plus avancée au Nord-Est, était le but qu'elle devait atteindre. L'essor que l'industrie de l'or avait pris dans l'Alaska (Nome) éveilla de l'intérêt également pour la côte asiatique opposée. La direction de l'expédition, à laquelle prirent part également plusieurs ingénieurs et prospecteurs anglais et américains, fut confiée à B o h d a n o w i c z.

Dans un travail intitulé „Oczerki Czukockago Połuostrowa" (Description de la presqu'île des Tchouktches), B o h d a n o w i c z donne un bref aperçu de la structure géologique de la presqu'île.

Dans la partie consacrée aux gisements aurifères, l'auteur fournit une série de précieuses indications. A son avis la présence de l'or est liée à celle d'anciennes formations sédimentaires fortement métamorphisées et le précieux métal se trouve soit dans des filons quartzeux, soit il est disséminé dans les roches mêmes. Les mica-schistes et les phyllites renferment le plus d'or.

Ses occupations sur la côte asiatique engagent notre savant à étudier la structure de la côte américaine opposée, en particulier à s'intéresser à la région de Nome. Les „Oczerki Nome" (Description de la Nome) nous renseignent sur les résultats de son voyage.

L'expédition dans la presqu'île des Tchouktches clôt la seconde période des travaux de B o h d a n o w i c z, c'est-à-dire la période sibérienne.

B o h d a n o w i c z devient ainsi le géologue le mieux renseigné sur une immense partie du continent asiatique. Les idées récentes de S u e s s sur ce vaste territoire tiennent compte pour une bonne part des travaux de B o h d a n o w i c z.

Une période nouvelle commence pour l'illustre savant dès l'année 1901. Au début de cette année il devient membre du Comité Géologique à St-Pétersbourg, d'abord en qualité de géologue, puis de géologue en chef. L'année suivante, après la mort de I. M o u c h k i e t o v, il est nommé professeur de géologie à l'Institut des Mines.

Le Comité entreprit en 1901 des recherches systématiques sur les terrains pétrolifères du Caucase. A cette occasion B o h d a n o w i c z fut chargé d'étudier la partie qui termine au Sud-Est la chaîne principale du Caucase. Deux études dont l'une intitulée: „Dwa piersieczenia glawnago Kawkazkago Chrebta" (Deux coupes géologiques de la principale chaîne du Caucase), l'autre „Sistema Dibrara" (Le système du Dibrara) sont les résultats de ces recherches au Caucase.

La première était la thèse composée pour être admis au professorat. B o h d a n o w i c z y décrit deux coupes à travers la chaîne principale dont l'une le long de la ligne Derbent-Noucha, l'autre, plus à l'Est, le long de la ligne Kouba-Chemakha. L'auteur insiste sur les plissements en éventail et sur le rôle dominant des synclinaux, constate que la structu-

re tectonique des deux versants de la chaîne offre des différences, enfin il remarque que le versant sud-ouest s'étage en forme d'escalier. Il explique les différences de la tectonique par le caractère stratigraphique et lithologique différent des deux versants de la chaîne.

Quant au „Sistema Dibrara" (Le système du Dibrara), l'auteur y donne la caractéristique des formations jurassiques et crétacées dans la partie sud-est du Caucase.

Après la mort de A. Michalski, Bohdanowicz dut prendre la direction des recherches géologiques dans le bassin houiller de Dąbrowa. Celles-ci furent commencées en 1904, afin de se renseigner sur les réserves de houille dans ce bassin. Tout en dirigeant les travaux, Bohdanowicz étudia les formations triassiques dans le bassin houiller et le problème connexe des minerais zinco-plombifères. Désirant établir des comparaisons, il fit une excursion en Haute-Silésie, allemande à cette époque.

Le travail „Wapień muszlowy w Zagłębiu Dąbrowskim" (Le Muschelkalk dans le bassin houiller de Dąbrowa) était le résultat de ces recherches. Nous y trouvons une division „modernisée" de la stratigraphie du trias polonais ainsi qu'une série de conclusions intéressantes, se rapportant à la dolomitation et à la minéralisation de nos calcaires triassiques. L'auteur présente enfin une esquisse de la tectonique des formations triassiques du bassin de Dąbrowa.

En 1906 il revient à ses travaux au Caucase et dirige les recherches géologiques dans les terrains pétrolifères de la région du Kouban.

La présence de pétrole étant liée dans cette région à celle du tertiaire, un schème stratigraphique de celui-ci fut élaboré sous la direction de Bohdanowicz qui prit une part active à ces travaux. Il ne manqua pas de fixer l'attention sur les analogies avec le flysch carpatique, qu'il connaissait grâce aux séjours qu'il avait fait à Cracovie.

Les travaux dans la région de Kouban furent terminés en 1912. Une série de feuilles d'une carte géologique, dressée à l'échelle de 1:42,000, ainsi que des études détaillés sur les terrains pétrolifères à Maïkop, étaient le résultat de ce labeur.

Bohdanowicz prenait également part à cette époque à d'autres travaux en rapport avec le Caucase. Il parti-

cipe surtout aux travaux de captage de la source Narzan dont la réputation est à peu près universelle. Il est membre de la Commission chargée d'étudier le projet d'un tunnel à travers la chaîne principale du Caucase, le long de la voie ferrée reliant Vladikavkaz à Tiflis. Il organise et fait lui-même des recherches géologiques le long du tracé de la ligne de chemin de fer qui devait suivre les côtes de la mer Noire.

Parmi les travaux remontant à la période caucasienne, mais exécutés hors le Caucase, ils convient de nommer surtout deux études sur les tremblements de terre. B o h d a n o w i c z dit lui-même que ces questions l'ont particulièrement intéressé après qu'il eût été témoin d'une secousse sismique, qui s'était produite en 1902 à Chemakha. Dès qu'il apprit la nouvelle du terrible tremblement de terre qui détruisit Messine en 1908, il part de sa propre initiative pour la région sinistrée, aussi est-il un des premiers géologues qui s'y trouve. Il enregistre à cette occasion une série d'observations d'un grand intérêt scientifique.

Sur la demande du Comité Organisateur du XI-ième Congrès International de Géologie qui se réunit à Stockholm, B o h d a n o w i c z se charge de calculer les réserves de minerai de fer en Russie. Ce calcul figure dans celui des réserves mondiales de minerai de fer que fit le Congrès.

Les fonctions de professeur à l'Institut des Mines à St-Pétersbourg constituent un chapitre à part de la biographie de B o h d a n o w i c z.

L'époque où il devient professeur était troublée, vu qu'elle précédait immédiatement la révolution qui devait éclater en 1905, pendant laquelle il n'était question que de révoltes et de grèves d'étudiants. L'Institut des Mines, imbu de traditions libérales, prenait une part active aux événements. Les étudiants furent compris par leurs professeurs qui tâchaient de les protéger contre les répressions de la part de l'administration.

Nombreux étaient les élèves renvoyés ou expulsés de St-Pétersbourg. Une scission se fait jour dans le Conseil des professeurs dont six se démettent ouvertement de leurs fonctions, ne pouvant s'accomoder de cet état de choses. B o h d a n o w i c z est parmi les professeurs démissionaires.

Ses travaux liés au professorat furent donc interrompus et ce n'est qu'en automne 1905, au moment où les écoles su-

périeures ont été dotées d'un régime autonome, qu'avec ses six collègues il retourne à l'Institut.

Les cours de B o h d a n o w i c z parurent en 1912 et 1913 sous forme de deux volumes intitulés „Rudnyia Miestorożdenija" (Les gisements de minerais). Quant au cours sur les gisements de minéraux non métalliques, il devait former un troisième volume qui ne fut cependant pas publié, à l'exception de la partie consacrée aux gisements pétrolifères qui parut en 1921 à St-Pétersbourg, après le départ de B o h d a n o w i c z pour la Pologne.

B o h d a n o w i c z enseigne également la géologie à l'Institut des Ponts et Chaussées. Ses cours parus sous le titre „Kamiennyje stroitielnyje matierjały" (Les matériaux de construction en pierre) se rapportent en partie à cette branche de son activité scientifique.

La période des travaux dans le terrain, exécutés au Caucase, prend fin l'année 1912. La même année le Comité Géologique à St-Pétersbourg obtient un nouveau statut, en vertu duquel le nombre des géologues occupés dans cette institution est fortement augmenté, de sorte que de 17 il passe à 56. Le poste de sous-directeur du Comité est créé en même temps. Ce poste, occupé par un candidat élu par le Conseil du Comité, échoit en 1913 à B o h d a n o w i c z qui réunit presque tous les suffrages.

Au début de l'année 1914, meurt T c h e r n y c h e v, jusqu'alors directeur du Comité Géologique et B o h d a n o w i c z lui succède dans cet emploi. Il lui faut adapter à sa tâche le Comité récemment remanié. Quoiqu'il se heurte à l'opposition de plusieurs membres plus âgés, il divise le Comité en sections dont les chefs sont responsables des travaux accomplis dans celles-ci.

La guerre mondiale éclate sur ces entrefaites et les Etats qui y prennent part doivent résoudre le problème consistant à subvenir eux-mêmes aux besoins créés par la nouvelle situation. Le Comité Géologique doit s'occuper de découvrir les gisements de minéraux nécessaires. Il s'agit en premier lieu de minerais de tungstène, de molybdène, d'antimoine et de chrome, de se procurer des bauxites ainsi que des matières premières telles que le fluorite, le mica, les sels potassiques et d'autres.

Le Comité Géologique doit tâcher en outre de découvrir dans le Nord de la Russie des matières brutes, capables de fournir de l'énergie thermique.

Cette brève énumeration des problèmes surgis pendant la guerre, permet de comprendre les efforts que devait entreprendre le Comité Géologique pour être à la hauteur de sa tâche, sans négliger, autant que possible, ses occupations habituelles. L'énergie indomptable et le talent d'organisation de B o h d a n o w i c z avaient donc l'occasion de se manifester. Il suffit de feuilleter les comptes rendus qu'il fit en qualité de directeur et qui comprennent plus de 45 feuilles d'impression, pour se rendre compte du travail gigantesque qu'il fallait accomplir pour organiser ces différentes recherches.

B o h d a n o w i c z s'occupe personnellement de la question relative aux minerais de tungstène. Désirant connaître les gisements de ces minerais en Espagne et en Portugal, il fait au printemps 1916 un voyage par mer, pénible et dangereux à cette époque. Il rapporte des matériaux précieux qui lui permettent d'établir des comparaisons. En cours de route, il s'arrête quelques jours à Paris où il fait une conférence à la Société Géologique de France sur les recherches géologiques exécutées en Russie pendant la guerre.

Le Comité Géologique est chargé en 1916 de préparer une description de tous les gisements de minéraux qu'on trouve en Russie et c'est évidemment à B o h d a n o w i c z qu'est confié le soin d'organiser ces travaux. Il se charge lui-même de décrire les gisements d'or, de manganèse et d'autres.

La révolution éclate et le Gouvernement Provisoire est formé. Les gens sont atteints de psychose et ne veulent reconnaître aucune autorité constituée par voie de nomination. Toutes les fonctions publiques écherront désormais à des magistrats élus. La révolution ne datait que de dix jours, lorsque le Comité obtint un amendement de son statut, en vertu duquel le directeur devait également être élu au scrutin. La candidature de B o h d a n o w i c z est proposée par tous les membres, qui se rendent chez lui pour le prier de la poser.

B o h d a n o w i c z refuse net en disant que seul un homme indépendant des sympathies variables de ses subordonnés peut assumer la responsabilité des travaux d'une institution telle que le Comité Géologique. Il donne sa démission,

quitte le Comité Géologique et reprend ses occupations de professeur à l'Institut des Mines.

B o h d a n o w i c z ne faisait plus de travaux systématiques dans le terrain depuis l'année 1912. Entre 1912 et 1917, il fait cependant des expertises concernant les terrains pétrolifères découverts dans l'Oural (Emba). Elles éveillent l'intérêt des milieux industriels pour ce terrain dont la production augmente rapidement.

Il commence à travailler en 1917 pour la mission polonaise, appelée „Rada Ekonomiczna" (Conseil Economique) et prend une part active à ses occupations. Il prépare et fait des communications sur les gisements de minéraux en Pologne et élabore un peu plus tard un projet de l'organisation du Service géologique de l'Etat en Pologne.

C'est à cette époque que le projet de passer à travers le front pour se rendre en Pologne, mûrit définitivement dans son esprit. Sous prétexte de recherches géologiques aux environs de Dzisna, alors proches du front, il passe en voiture au-delà de celui-ci et débarque à Varsovie en été 1919.

B o h d a n o w i c z arrive en Pologne avec une seule valise qui ne contient que les objets les plus indispensables, parmi lesquels quelques livres et plusieurs cartes sont les plus précieux. Il n'a presque pas un sou sur lui, mais apporte en revanche des trésors de science et une riche expérience d'organisateur. Il jouit en effet d'une réputation mondiale comme explorateur et comme savant, a longtemps été professeur et a occupé pendant plusieurs années le poste responsable de Directeur du Comité Géologique, où il a déployé une activité scientifique et administrative remarquable. Il dispose par conséquent de qualités particulièrement précieuses au moment où sont jetées les bases de l'Etat Polonais.

Il vient en Pologne plein d'énergie et caresse une foule de projets.

La période actuelle, que nous connaissons tous, a commencé, aussi me bornerai-je à rappeler les principaux faits qui caractérisent l'activité de B o h d a n o w i c z en Pologne.

Il est invité en 1921 à occuper la chaire de géologie appliquée à l'Ecole Supérieure des Mines à Cracovie et organise l'Institut de Géologie appliquée. Il insiste sur la formation de

cadres d'ingénieurs, spécialistes dans les recherches géologiques dans le terrain.

Dans une série d'articles et de conférences, il invite notre industrie minière à tirer plus largement et plus méthodiquement parti des travaux d'ingénieurs-géologues, qu'elle ne l'a fait jusqu'à présent.

A côté de ses occupations à l'Ecole Supérieure des Mines, B o h d a n o w i c z prend une part active à la vie et aux occupations des ingénieurs et industriels. Déjà en 1922 il soumet trois communications au Congrès d'Ingénieurs des Mines et de Métallurgistes à Katowice. Dans l'une de ces communications, il trace le tableau des richesses minérales de notre pays et indique les problèmes connexes avec celles-ci, tandis qu'il nous entretient dans les deux autres des principes du droit minier et de la politique à suivre dans l'industrie des mines. Il se déclare partisan de la liberté minière, à condition de pouvoir considérer certains objets comme importants pour l'Etat et de les louer à titre de concessions.

Au Congrès suivant d'Ingénieurs des Mines et de Métallurgie qui se réunit en 1932 à Cracovie, il fait une conférence: „Bilans współpracy geologii i górnictwa w Polsce za ubiegłe 10 lat" (Le bilan de la collaboration de la géologie et de l'industrie minière dans la période des dernières 10 années).

Il fait à Société des Ingénieurs des Mines et des Métallurgistes à Varsovie une série de communications sur différents sujets. La plupart de ces communications ont paru ensuite dans le „Przegląd Górniczo-Hutniczy" (Revue de l'Industrie Minière et Métallurgique).

B o h d a n o w i c z assiste à la plupart des congrès intéressant le pétrole en général et participe à ceux, consacrés à la géologie du pétrole. Il fait des conférences où, en se plaçant au point de vue géologique, il discute les projets d'une nouvelle loi sur le pétrole et dans lesquelles il nous entretient de l'importance de la géologie pour notre industrie du pétrole.

Il est un de ceux qui fondèrent la Société Géologique de Pologne dont il était président pendant trois ans. Il a été également président de la Société Polonaise de Géographie durant plusieurs années.

B o h d a n o w i c z consacre beaucoup de travail à l'industrie du pétrole en Pologne et déploie, en qualité de direc-

teur de la Soc. Standard-Nobel, une vive activité en vue de découvrir de nouveaux gisements pétrolifères. Durant plusieurs années il est membre du Comité des Experts, attaché à la Société anonyme „Pionier".

Il écrit deux grands travaux sur la géologie du pétrole. Le premier, intitulé „Tereny i złoża naftowe" (Les terrains et les gisements pétrolifères), donne une description concise des principaux gisements dans le monde entier, et fournit des indications générales sur leur répartition, leur valeur et leur exploitation. L'autre porte le titre „Geologia Naftowa" (La géologie du pétrole) et constitue le premier volume du „Podręcznik naftowy" (Manuel du pétrole). L'auteur y passe en revue les propriétés physico-chimiques des gisements pétrolifères, les théories sur leur origine et décrit la formation des gisements de pétrole, leur répartition ainsi que leur exploitation.

Il inaugure les recherches pétrographiques sur les roches riches en pétrole du flysch carpatique et choisit le fameux grès de Borysław comme premier objet d'étude. Il déduit de ces recherches pétrographiques une série de conclusions d'ordre pratique.

Plusieurs articles de B o h d a n o w i c z sur les gisements pétrolifères parurent dans les revues françaises et américaines, consacrées à l'industrie minière.

A côté des questions relatives au pétrole, il s'intéresse à cette époque à d'autres problèmes que fait surgir l'étude de nos gisements minéraux. Son attention se fixe sur une nouvelle branche de la géologie, savoir sur la pétrographie de la houille. Dans un travail intitulé „Wstęp do geologii węgla" (Introduction dans la géologie de la houille), il présente une esquisse des recherches exécutées sur ce sujet en Europe ainsi qu'en Amérique et s'arrête sur les questions en rapport avec la houille polonaise.

B o h d a n o w i c z s'intéresse également aux tentatives de découvrir des gisements de cuivre en Volhynie.

Dans le courant des dernières quinze années, il fit plusieurs voyages à l'étranger. Ainsi, le gouvernement français l'invita en 1920 à étudier les possibilités de découvrir des gisements pétrolifères en France. Plusieurs années plus tard, le gouvernement letton le pria de faire des recherches géologi-

ques en rapport avec le projet d'utiliser comme force motrice les eaux du pays.

En 1923 il fait un voyage d'étude dans la partie sud de la France et de l'Espagne et visite l'Algérie. Dans son livre portant le titre „Z wycieczki naukowej do południowej Europy i północnej Afryki" (Un voyage scientifique dans le Sud de l'Europe et le Nord de l'Afrique), il donne une description concise des terrains pétrolifères et des gisements de phosphorites qu'il a visités. On trouve en outre dans cet ouvrage une série de renseignements sur la structure géologique générale de ces contrées.

Il prend part l'année 1933 au Congrès International de Géologie à Washington et participe à une excursion qu'organise le Congrès. Une description détaillée de cette excursion se trouve dans l'article de B o h d a n o w i c z: „16-ty Międzynarodowy Kongres Geologiczny w Waszyngtonie w r. 1933" (Le XVI-ème Congrès Internationel de Géologie à Washington en 1933).

Cette brève revue de l'activité que B o h d a n o w i c z a déployée pendant son séjour en Pologne, suffit à montrer combien intense était le travail scientifique de cet homme et à combien de questions du domaine de la géologie il s'intéressait.

J'ai entrepris, profondément ému, la tâche tellement flatteuse de montrer, en qualité d'élève le plus ancien du professeur C h a r l e s B o h d a n o w i c z, quels étaient la vie et les travaux de cet homme vraiment exceptionnel. Je me suis efforcé d'accomplir cette tâche avec le profond respect et les sentiments de vénération que m'inspire mon professeur qui durant de longues années a guidé mes travaux géologiques. Je veux encore ajouter que rarement, très rarement même, il arrive de célébrer le cinquantenaire des travaux d'un savant comme nous le faisons à présent, où il jouit de toutes ses forces et est à l'apogée de son activité scientifique. En finissant la dernière page de cette esquisse où j'ai tracé le tableau de la carrière scientifique du professeur C h a r l e s B o h d a n o w i c z, telle qu'elle a été jusqu'ici, je suis profondément convaincu qu'il lui sera donné de travailler pendant de longues années pour la Science Polonaise et que ses recherches seront aussi fécondes en brillants résultats que l'étaient ses investigations précédentes.

Prace naukowe prof. K. Bohdanowicza.

(Les travaux scientifiques du prof. K. Bohdanowicz).

I.

Przyczynki i prace naukowe.

1885 1. Taganajskoje i Achtienskoje miestorożdenja burago żelezniaka w Złatoustowskom okrugie. Gornyj Żurnał, Petersburg, 1885 r. Nr. 11. Str. 242—248.

1887 2. Orogeologiczeskija nabludenja w nagornoj czasti Zakaspijskoj oblasti i w siewernych prowincjach Persji. Izwiestja Geolog. Komiteta (Bull. Com. Géolog.) Petersburg, 1887 r. Nr. 2—3. Str. 66—104 i tabl. przekrojów.

3. Chorosanskija gory i kulturnaja połosa Zakaspijskoj oblasti. Izwiestja Geograficzeskago Obszczestwa. T. XXIII, 1887 r. Petersburg, Str. 190—206.

4. O miestorożdenji biriuzy około goroda Niszapura w Persji. Zapiski Minerałogiczeskago Obszczestwa (Verhandl., der Mineralog. Geselsch.) Petersburg, T. XXIII, 1887 r. Str. 364—365.

1888 5. Nieskolko słow o orografji i geologji siewernoj Persji. Izw. Geogr. Obszczestwa, T. XXIV, 1888 r. Str. 203—223.

6. Pojezdka na biriuzowyja kopi Maadena wozlie Niszapura w Persji. Gornyj Żurnał 1888 r., Nr. 12, Str. 330—355 z mapą.

1889 7. Piśmo k Prof. I. W. Muszkietowu iz Jarkenda, Izw. Geog. Obszczestwa, T. XXV, 1889 r., Str. 410—423.

8. Opisanje niekotorych osadocznych obrazowanij Zakaspijskago kraja i czasti siewernoj Persji. Zapiski Minerał. Obszczstwa, T. XXVI, 1889 r., Str. 1—156 i 8 tab. paleontologicznych.

1890 9. Wtoroje piśmo k Prof. I. W. Muszkietowu o Tibetskoj ekspedicji iz Kerji. Izw. Geogr. Obszczestwa, T. XXV, 1890 r., Str. 469—479.

10. Opredielenie okruga ochrany Starorusskich istocznikow mineralnych wod w Nowgorodskoj gubernji. Gorn. Żurnał. 1890 r., Nr. 4—6, Str. 211—236.

1891 11. Piśmo iz uroczyszcza Mandałyk na riekie Czerczen-Darje. Izw. Geogr. Obszcz., T. XXVI, 1891 r., Str. 482—485.

12. Note préliminaire sur les observations géologiques faites dans l'Asie Centrale. Bull. Soc. Géolog. Françe, T. XIX, 1891 r., Str. 699—701.

1892 13. Geologiczeskija izsledowanja w Wostocznom Turkiestanie. Trudy Tibetskoj ekspedicji pod naczalstwom M. W. Piewcowa, Czast II, S-Ptb., 1892 r., Str. 1—168 z mapą i 12 przekrojów.
14. Iz putieszestwija po Centralnoj Azji. Gornyj Żurnał, 1892 r., Nr. 4—5, Str. 84—157, z mapą i 2 tablicami.
15. Siewero-Zapadnyj Tibet, Kueń-łuń i Kaszgarja. Izw. Geogr. Obszcz., T. XXVII, 1892 r., Str. 480—504, z mapą i tabl. rysunk.
16. Geołogiczeskaja Karta Zakaspijskoj Obłasti. (Wspólnie z W. A. Obruczewym i N. N. Andrusowym pod red. I. W. Muszkietowa) Zapisk. Miner. Obszczestwa, T. XXVII, 1892 r.
17. Bericht über meine Teilnahme an der Pewzów'schen Expedition. Pettermans Mitteilungen, 1892 r., Heft III, Str. 49—58.
18. Miestorożdenje nefryta w Kueń-łunie. Zapisk. Mineral. Obszczestwa, T. XXIX, 1892 r., Str. 153—162.
19. Iz pojezdki po niekotorym rudnikam zapadnoj Ewropy. Izw. Obszcz. Gornych Inżenierow, 1892 r., Nr. 3, Str. 1—27.
1893 20. Predwaritielnyj otczet o geołogiczeskich izsledowanijach, proizwedionnych w Sibiri w 1892 r. I. Iszymskaja stiep mieżdu gorodom Omskom i Pietropawłowskom. Gorn. Żurn., 1893 r., Nr. 12, Str. 229—265 z mapą.
21. II. Ob iskopajemom goriuczem w Jenisiejskoj gubern. Gorn. Żurnał, 1893 r., Nr. 5—6, Str. 272—297, z mapą.
22. Żeleznorudnyja miestorożdenja Jenisiejskoj gubern. i Abakanskij żelezodielatielnyj zawod. Izw. Obszcz. Gornych Inż., 1893 r., Nr. 2, Str. 3—15.
23. Iszymskaja stiep mieżdu Pietropawłowskom i Omskom w otnoszenji jeja wodonosnosti. Izw. Obszcz. Gorn. Inż., 1893 r., Nr. 1, Str. 8—21, z tabelą.
24. O geograficzeskich rezultatach rabot w Akmolinskoj obłasti i Jenisiejskoj gub. ekspedicji Ministerstwa Gosudarstwennych Imuszczestw. Izwiestja Geograficzeskago Obszczestwa, Tom XXIX, 1893, str. 142—150.
1894 25. Geołogiczeskija izsledowanja wdol Sibirskoj żeleznoj dorogi w 1893 r. Gornyj Żurnal, 1894 r., Nr. 9, str. 337—382, Nr. 10, str. 72—108, z mapą geołogiczną.
26. Compte rendu sur les travaux géologiques le long du Chemin de fer de Sibérie. Bull. du Com. Géologique, Tom XIII, Nr. 8—9, str. 229—280 z mapą geologiczną.
27. O Sibirskich nefrytach. Zapiski Mineral. Obszczestwa, Tom XXXI, 1894 r., str. 300—309.
1895 28. Pryłożenie gipotezy skołżenja (Reiera) k objasnieniju dislokacji w Zakaspijskom kraje. Izw. Geograf. Obszczestwa, Tom XXXI, 1895 r., str. 27—35.
29. Hipsometriczeskije materjały K. Bohdanowicza, sobrannyje im wo wremia Tibetskoj ekspedicji 1889—1890 (Wspólnie z A. A. Tillo). Izw. Geograf. Obszcz. Tom XXXI, str. 398—424.
30. Einige Bemerkungen über das System des Kwenlun. Mitth. Wiener. Geograph. Gesellsch., 1895 r., Nr. 9—10, str. 497—526, z mapą.

1896 31. Materjały po geologji i poleznym iskopajemym Irkutskoj gubern. Gornyj Żurnal, 1895 r. Nr. 10—12 i to samo w „Geologicz. izsled. i razwiedocz. raboty po linji Sibirskoj żeleznoj dorogi" wyp. 2, 1896 r., str. 1—294, z 2-ma geolog. mapami i przekrojami i z francuskim streszczeniem.

32. Kueń-luń. Encykłopediczeskij słowar Brokgauza-Efrona, T. XVII, S. Peterb. 1896 r., str. 147—152.

1897 33. Wiesti iz Ochotsko-Kamczatskoj ekspedicji. Dwa pisma k Prof. I. W. Muszkietowu. Izw. Geograf. Obszczestwa, T. XXXIII, 1897 r., str. 34—47.

1899 34. Oczerk diejatielnosti Ochotsko-Kamczatskoj gornoj ekspedicji 1895—1898. Izw. Geograf. Obszczestwa, T. XXXV, 1899 r., str. 549—600.

35. Predwarytielnyj otczet o rezultatach poiskowych i razwiedocznych na zołoto rabot, proizwiedionnych Ochotsko-Kamczatskoj ekspedicjej na siewero-zapadnom beregu Ochotskago moria, Gorn. Żurn., 1899 r., Nr. 7—8, str. 57—75.
To samo w jęz. franc. na wystawę r. 1900. Résultats des expeditions et des recherches de l'or accomplies par l'expedition d'Okhotsk-Kamtchatka sur la côte nord-occidentale de la mer d'Okhotsk.

36. O marekanitie bliz Ochotska. Zapiski Minerał. Obszczestwa, T. XXXVII, 1899 r., str. 86—89.

1900 37. Pamir i Lob-Nor. Po powodu statiej Sven Hedina. Izw. Geograf. Obszczestwa, T. XXXVI, 1900 r., str. 84—110.

38. Ein Beitrag zur Geologie der Westküste des Ochotskischen Meeres. Mit 1 Tafel (wspólnie z Dienerem), Wiener Akad. d. Wissensch., B. CIX, 1900, I Abth. str. 349—370.

39. Geologiczeskoje opisanje jużnoj okonieczności Lao-dunskago połuostrowa w predielach Kwantunskoj oblasti i jeja miestorożdenja zołota. Materjały dla geologji Rossii, izdano Mineralogicz. Obszcz., T. XX, 1900 r., str. V + 236, z mapą, 14 tablicami i 3 rys.

1901 40. Oczerki Nome. S. Peterb., 1901, str. VII + 116, z mapą.

41. Oczerki Czukotskago połuostrowa. S. Peterb. 1901, str. XV + + 238, z mapą, 2 planami i 20 tablicami rysunków.

42. Karta Kamczatki i siewero-zapadnago pobierežja Ochotskago moria, po dannym Ochotsko-Kamczatskoj gornoj ekspedicji 1895—98 r. Izdanje Gornago Departamenta, 1 : 840.000, 1901. Na czterech arkuszach (wspólnie z kapitanem N. Leliakinym).

1902 43. Zwei Übersteigungen der Hauptkette des Kaukasus. Mém. du Comité Géologique, T. XIX, 1902, str. XXVIII + 172, z mapą i 3 tabl. (w języku ros. i streszczenie w języku niemieckim. Dysertacja na stopień naukowy nadzwyczajnego profesora Instytutu Górniczego w S. Peterburgu).

1903 44. Nieskolko zamieczanij o zemletriasienji w Szemachie 30. I. 1902 g. Bull. Akad. des Sciences S. Petersburg, 1903 r., str. 1—9.

45. Geołogiczeskije klimaty. Mir Bożyj (czasopismo), Peterburg, 1903, Nr. 7, str. 281—326 (wykład habilitacyjny).

1904 46. Geologische Skizze von Kamtschatka. Petterm. Mitteil. 1904, str. 1—34, z 2 mapami.

47. Dragocennyje kamni. Mir Bożyj, 1904, Nr. 10, str. 1—29.

1905 48. Zamietki o miestorożdenji marekanita około goroda Ochotska i geołogiczeskij oczerk zapadnago pobierežja Ochotskago moria od Nikołajewska na Amurie do Ochotska. Zbornik pamiati I. W. Muszkietowa, S. Peterb. 1905, str. 1—64, z 2 mapami.

49. Literaturnaja sprawka o rasprostranienji w Zakaukazje i w Krymu wulkaniczeskich porod, zasłużiwajuszczich izsledowanja na primienienje ich w kaczestwie pribawok k hidrawliczeskim cementam. Bull. Com. Géol. 1905, str. 26—29, protokóły.

50. O burowoj skważinie w imienji Bonary. Bull. Com. Géol., 1905, str. 41—48, protokóły.

1906 51. Das Dibrar System im südostlichen Kaukasus. Mem. du Com. Géol. Nouv. Série, Livr. 26, 1906, str. VI + 179, z mapą, 2 tabl. i 54 rys. (w języku ros. i streszczeniem w języku niemieckim).

52. O miestorożdenjach swincowoj i cynkowoj rudy na Czukotskom połuostrowie. Bull. Com. Géol., 1906, str. 28—29, protokóły.

1907 53. Materialen zur Kenntnis des Muschelkalkes im Becken von Dombrowa. Mém. Com. Géol. Nouv. Série, Livr 35, 1907, str. 1—99, z 2 tabl., 13 rys. (w języku rosyjsk. ze streszcz. w języku niemieckim).

1908 54. O promyszlennom znaczenji Majkopskago neftienosnago rajona. Bull. Com. Géol. 1908, str. 35—41, protokóły.

55. O Majkopskom neftienosnom rajonie. B. C. Géol. 1908, str. 235—243, protokóły.

56. O wozmożności połuczenja priesnoj wody artezianskoj w Kemmernie. B. C. Géol., 1908, str. 258—261, protokóły.

1909 57. Otnositielno objawlenja zawiedomo neftienosnymi kazionnych ziemiel w Majkopskom otdiele Kubanskoj obłasti. B. C. Géol. 1909, str. 234—235, protokóły.

58. Rozszirenje programy geołogiczeskich izsledowanij w Majkopskom neftienosnom rajonie. B. C. Géol. 1909, str. 266—267, protokóły.

59. Ziemletriasienja w Messinie i w S. Francisco. St. Peterb. 1909, str. VII +160, z wieloma rysunkami.

1910 60. Geol. Forschungen im Erdölgebiet von Kuban. Blatt Chadyschinskaja. Nouv. Sér. Mém. Com. Géol. Livr. 57, 1910, str. 1—70, z mapą geol. (w języku ros. i niemieck. streszcz.).

61. O Majkopskom neftienosnom rajonie. B. C. Géol. 1910, str. 207—209, protokóły.

62. O Psekupskich mineralnych wodach. B. C. Géol. 1910, str. 219 do 228 protokóły.

63. Die Eisenerze Russlands. Mit 8 Karten u. einem Atlas. The Iron Ores of the World. XI Intern. Kongres Stockholm 1910, str. 1—183, rys. 59.

64. Wapień muszlowy w Zagłębiu Dąbrowskiem. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 1910, str. 1—51.

1911 65. Ob organizacji izsledowanij ziemletriasienja w Tiań-Szanie 22. XII. 1910, B. C. Géol. 1911, str. 47—50, protokóły.

66. Sur le tremblement de terre de Tien-Chan le 22. XII, 1910, B. C. Géol. str. 329—419, z mapą.

67. O wozmożnosti nachożdienja artezianskoj wody w Udielnoj Stawropolskoj stiepi. B. C. Géol. 1911, str. 179—184, protokóły.

68. Żeleznyja rudy Rossii. Izdanie Geołogicz. Komiteta, 1911, str. XV + 327, z mapami i 72 rysunkami.

69. Otczet po izsled. w kubanskoj oblasti. B. C. Géol. 1911, Nr. 3, str. 36—48.

1912 70. O poleznych iskopajemych w okrugie Krasnoj Polany, Czernomorskoj gub. B. C. Géol. 1912, str. 163—164, protokóły.

71. O gazowoj burowoj skważinie na ostrowie Kokszer około Rewla. B. C. Géol. 1912, str. 164—170, protokóły.

1913 72. Zapasy żeleznych rud Rossii i jeja położenie na mineralnom żeleznom rynkie. Trudy II Wsierossijskago Sjezda Diejatielej po prakticzeskoj Geołogji i razwiedocznomu dielu w 1911 r. w St. Peterb. 1913, str. 91—112.

73. Nieskolko zamieczanij o geołogiczeskich usłowjach soorużenija Czernomorskoj żeleznoj dorogi od Tuapse do Nowo-Senak. Trudy II Sjezda D. pr. Geol. i razw. d. 1913, str. 79—90.

74. O miestie założenja skważiny na solanoj razsoł około st. Multinki Irkutskoj gub. B. C. Géol. 1913, str. 41—43, protokóły.

75. O gruntach słagajuszczich rusło rieki Kubani. B. C. Géol. 1913, str. 71—74, prot.

76. O żeleznoj rudie i ugle iz kazionnoj daczy „Abakanskaja Błagodat" Jenisiejskoj gubern. B. C. Géol. 1913, str. 191—192, protokóły.

77. O wozmożnosti ustrojstwa artezianskago kołodca w imienji I. N. Aszanina bliz siel. Smolina, Sudogodskago ujezda, Władimirskoj gub. B. C. Géol. 1913, str. 288—291, protokóły.

78. O zaleganji i prigodnosti dla promyszlennych celej glin w Borowiczskom ujezdie, Nowgorodskoj gubernji. B. C. Géol. 1913, str. 292—293, protokóły.

79. Ob izsledowanji wodnych istocznikow w rajonie wygona goroda Ekatierinburga. B. C. Géol. 1913, str. 293—294, protokóły.

80. O burenji na sol u st. Malta Sibirskoj żeleznoj dorogi. B. C. Géol. 1913, str. 344—346, protokóły.

81. Położenje prepodawanja geołogji w Gornom Institutie. Gornyj Żurnał, 1913, t. II, str. 98—117.

1914 82. Tremblement de terre du 22. XII. 1910 dans les districts septentrionaux du Tien-Chan. Mém. Com. Géol. Nouv. Série, Livr. 89, str. IV + 270, z mapą na 8 arkuszach, 24 tabl. i 30 rys. (w języku ros. z francuskim streszcz., wspólnie z inż. górn. I. Kark i D. Muszkietow).

83. O miestorożdenjach pławikowago szpata w Rossii. B. C. Géol. 1914, str. 291, prot.
84. O miestorożdenjach nikielewych rud w Rossi. B. C. Géol. 1914, str. 245—246, protokóły.
85. O organizacji Muzieja Geol. Komiteta. B. C. Géol. 1914, str. 318—327, protokóły.
86. Otzyw po powodu knigi Dr. Olszewskiego — „Górniczo-przemysłowa mapa Galicji z objaśnieniami". B. C. Géol. 1914, str. 443—445 protokóły.

1915 87. Psekupskija sierno-szczelocznyja mineralnyja wody. B. C. Géol. 1915, Nr. 6, protokóły.
88. Otczet o pojezdkie letom 1914 g. w neftienosnyje rajony Kubanskoj oblasti. Gornyj Żurnał, 1915 r., Nr. 7—9, str. 1—61, z 6 tablicami planów.
89. Czto możno i sledujet ożidat w diele razwitja zołotoj promyszlennosti w Rossii od geołogji woobszcze i od Geołogiczeskago Komiteta w czastnosti. II-gi Wsierossijskij Siezd zołoto i płatinopromyszlennikow St. Peterb. 1915 r., str. 1—11.
90. K neftianomu woprosu. Po powodu statji „Russkago inżeniera". Nowyj Ekonomist, St. Peterb. Nr. 35—37, str. 1—18.

1916 91. Miestorożdenja wolframowych rud na Pireniejskom połuostrowie. Gorn. Żurnał 1916, Nr. 9, str. 1—62, z 5 tablicami.

1917 92. Jestiestwiennyja proizwoditielnyja siły Rossii. Tom IV. Poleznyja iskopajemyja-sostawlen Geologiczeskim Komitetom. St. Peterb. 1917 r., wypusk I, wwiedienje, str. 44.
93. Wypusk 2. Żelezo., str. 22.
94. Wypusk 3. Marganiec, str. 20.
95. Wypusk 7. Mied', str. 183 (wspólnie z Zawaryckim i Krasnopolskim).
96. Wypusk 8. Sierebro, swiniec, cynk, str. 118 (wspólnie z Krasnopolskim i Zwierewym).
97. Wypusk 10. Zołoto, str. 32.
98. Wypusk 14. Wanadij, str. 10 (wspólnie z Nienadkiewiczem).
99. Wypusk 23. Siera, str. 23 (wspólnie z Renngartenem i Nackim).

1918 100. K woprosu o lössie. Izw. Geograf. Obszcz., Tom LXIV, 1918, str. 202—213.
101. Nasza gornaja promyszlennosť. Wiestnik promyszlennosti. Organ sredniej i mielkoj promyszlennosti, Pietrograd, 1918, Nr. 4, str. 3—7.
102. K woprosu o podjemie żeleznoj promyszlennosti Rossii. Wiestnik Promysz. 1918, Nr. 7, str. 12—15.
103. Brestkij dogowor i nasza gornaja promyszlennosť. Wiestnik Promysz. 1918, Nr. 8, str. 10—13.
104. Tiekuszczij moment i zołotoj promysieł. Wiestnik Promysz. 1918, Nr. 11, str. 4—7.
105. Gornaja promyszlennost i ziemielnaja reforma. Torgowo-Promyszlennaja gazeta. 1918, Nr. 16, 19, 21.

*

106. Bliżajszija perspektiwy naszej zołotopromyszlennosti. Torg-Promysz. gazeta. 1918, Nr. 28, 31.
107. Istorja powtoriajetsia. Torg-Promysz. Gazeta. 1918, Nr. 56.
108. O metałurgiczeskoj promyszlennosti Urała. Torg.-Promysz. gazeta. 1918, Nr. 37.
109. Oswiedomitielnaja diejatielnosť konsulskoj służby. Torg.-Promysz. gazeta. 1918, Nr. 79.
110. Oczerednyja problemy na siewerie. Torg.-Promysz. gazeta. 1918, Nr. 44.
111. Reforma gornago obrazowanja. Torg.-Promysz. gazeta. 1918, Nr. 199.
112. Złoża mineralne ziem Polskich. Polska Narada Ekonomiczna. T. I, zesz. 1. Piotrogród, 1918, str. 44, 4 tabl., fig. 11.
1921 113. Zasady prawa górniczego ze względu na rozwój górnictwa w Polsce. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 1921, str. 11.
114. Le bassin houiller de Haut-Silesie. Compte rendu sommaire des Séances de la Soc. Géol. de France 1921, str. 108—109.
115. Zapasy węgla kamiennego w granicach Polski dzisiejszej. Przeg. Górniczo-Hutniczy, 1921, str. 9.
116. Le problème de la houille en Pologne. Le Journal de Pologne, 28 maja, 1921, str. 7.
117. Żeleznyja i margancowyja rudy Sibiri. Institut Ekonomiczeskich Izsledowanij. Trudy, Nr. 1, 1921, str. 49.
118. Obiezpieczena li Rosija miedju? Inst. Ekonom. Izsled., Trudy, Nr. 2, 1921, str. 24.
1922 119. Sur la paragenèse des gisements de bitumes avec des gisements de phosphate et de lignite. XIII. Session Congrés géol. International, en Belgique 1922, Comptes rendus, troisième fascicule. Liege, 1926, str. 1335—1344.
1923 120. Polish Petroleum. Answer to the reproach published in the „Oil News". Oil News, 1923, Febr. 17, str. 184—185.
1924 121. Przemysł naftowy. Przemysł i Handel Górnośląski. 1924, Nr. 7—8, str. 239—241.
122. Z wycieczki naukowej do południowej Europy i północnej Afryki. Tereny naftowe, złoża fosforytu i boksytu. Warszawa, 1924, str. II + 123, z rysunk. w tekście i na trzech tablicach.
1926 123. Lettre de Pologne. L'industrie petrolifère en Pologne. La Révue Petrolifére. 1926, Nr. 185, 186, 187, str. 13—16, 9—11, 10—13.
124. Sur les possibilités de découvertes de gisements de houile dans le Wielkopolska. La Révue Petrol. 1926, Nr. 199, str. 9—12 z mapką.
125. Nafta w Polsce. Przegląd Techniczny, 1926, Nr. 16, str. 267—268.
1927 126. Zasoby mineralnych surowców w Polsce i wynikające w zależności od nich zagadnienia narodowej gospodarki. I. Zjazd Polskich Inż. Górnicz. i Hutn. w Katowicach w r. 1922. Wydanie Zjazdu. Dąbrowa Górnicza, 1927, str. 121.

1928 127. O współpracy Geologji i Górnictwa. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 1928, str. 533—543.

128. (Wspólnie z S. Jaskólskim). Przyczynek do znajomości piaskowca borysławskiego. A contribution to the study of Borysław Sandstone. Rocznik Polskiego Tow. Geologicznego. T. V. Kraków, 1928, str. 205—293, z 10 tablic. i mapką.

1929 129. Kilka uwag w sprawie dzisiejszych potrzeb kultury naukowej w dziedzinie Geologji. Nauka Polska. T. X. Rocznik kasy Mianowskiego. 1929, str. 130—139.

1930 130. Ogólne warunki zastosowania wiedzy geol. i technicznej w przemyśle naftowym w Stan. Zjednocz. Ameryki Północnej. Pamiętnik I. Zjazdu Geologiczno-Naftowego. Lwów, 1930, str. 24.

1931 131. Projekt nowej ustawy naftowej z geologicznego punktu widzenia. II. W sprawie próbek rdzeniowych. Pamiętnik II i III Zjazdu Geologiczno-Naftowego. Lwów, 1931, str. 1—17, 1—11.

1932 132. Złoża miedzi rodzimej wogóle i złoże w Mydzku w szczególności, Przegląd Górniczo-Hutniczy, 1932, Nr. 6, str. 287—290.

133. Bilans współpracy geologji i górnictwa w Polsce za ubiegłe dziesięć lat. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 1932, Nr. 9, str. 493—504.

134. Geology and minig of Petroleum in Poland. Bull. American Assoc. of Petroleum Geologists. 1932, Nr. 11, str. 1061—1091, z 12 rys.

1933 135. Production of petroleum by Poland in 1932 r. Amer. Inst. of Min. a. Metall. Eng., Contribution Nr. 36, Febr. 1933, str. 21—22.

136. Oil fields of Poland. Geological and statistical Summary. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1933, Nr. 9, str. 1084—1097, z mapką.

1934 137. Polish Producing Operations during 1933. Am. Inst. of Min. a. Metall. Eng., Transactions, Vol. 107, 1934, str. 400—405.

138. XVI Międzynarodowy Kongres Geologiczny w Waszyngtonie w r. 1933. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 1934, Nr. 4—8, str. 90, z 50 rys.

139. Natural Gas Occurrences in Russia. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geolog. 1934, Nr. 6, str. 746—759, z mapą.

1935 140. Development of Oil and Gas in Poland during 1934. Am. Inst. of Min. a. Metall. Eng., Transactions, Vol. 114, 1935, str. 520—526.

141. Projekt nowej ustawy górniczo-naftowej w stosunku do geologicznych i technicznych właściwości złóż ropnych. Referat na VIII Zjeździe Naftowym we Lwowie w grudniu 1934. Przemysł Naftowy, Nr. 3, 1935, str. 69—73.

142. Rudy manganowe w górach Czywczyńskich. Przegląd Górn.-Hutn. 1935, Nr. 3, str. 104—108, Nr. 6, str. 281—283.

143. Stan dzisiejszy i widoki na przyszłość naszej wiedzy w zakresie złóż surowców mineralnych w Polsce. Przegląd Górn.-Hutn. 1935, Nr. 8, str. 368—371.

144. Przemysł naftowy wydobywczy w Polsce. Czas, Nr. 202, 1935.

1936 145. Geologja porównawcza. Przegląd Górn.-Hutn., 1936, Nr. 1—2, str. 1—164, I—XIII, z 6 rys. i V tabl.

146. Sur le développment de la science des gisements minéraux. Congr. intern. des Mines, de la Métall. et de la Géol. Appl., VII-e Session, 20—26 Oct. 1935. Paris, 1936, tome II, str. 935—944.
147. W sprawie rezerw naszych terenów ropnych. Referat wygłoszony na IX Zjeździe Naftowym w Borysławiu dnia 9 maja 1936. Przemysł Naftowy 1936, Nr. 20—21, str. 549—554, 579—584.

II.

Podręczniki.

1903 1. Uczenje o rudnych miestorożdenjach. Kurs czitannyj w Gornom Institutie. Wypusk 1, St. Peterburg, 1903, str. VI + 276.
2. Kratkoje nastawlenje dla putieszestwiennikow. St. Peterburg, 1903, str. 121 z rysunkami.
1905 3. Fiziczeskaja Geołogja. I. W. Muszkietow. T. II, wyp. 2, St. Peterburg, 1905. Dopełniony i opracowany przez K. Bohdanowicza, str. 361—956, rys. 230—481.
1907/8 4. Obszczaja Geołogja. Dopolnienja dla studentow Gornago Instituta. Kurs litografowany, 1907, str. 128.
5. Dinamiczeskaja Geołogja. Kurs litografowany. Zeszyt I, str. 276, zeszyt II, str. 104, zeszyt III, str. 100, zeszyt IV, str. 219.
1912/13 6. Kamiennyje stroitielnyje materjały. Kratkoje rukowodstwo dla techniczesk. ocenki gornych porod, kak stroitielnych materjałow. Izdanie Geologiczesk. Komiteta, St. Peterburg, 1913, str. 100, z XIII tablicami i 17 rysunkami.
7. Rudnyja miestorożdienja. Izdanje Gornago Instituta, St. Peterburg. Tom I, str. VI + 475, rys. 250, Tom II, str. VI+462, rys. 183.
1923 8. Tereny i złoża naftowe. Zarys w zakresie geologji stosowanej. Nakładem Tow. Braci Nobel. Warszawa, 1923 r., str. XI + 315, z 90 rysunkami.
1931 9. Wstęp do geologji węgla. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 1931 r., Nr. 7—8, str. 371—457, z V tablicami.
10. Geologja Naftowa. Podręcznik naftowy. Tom I, zeszyt 1. Nakładem Krajowego Tow. Naftowego. Lwów, 1931 r., str. 217, z 24 rysunkami.
1934—1935 11. Geologja Stosowana czyli Ekonomiczna. Wykłady w Akademji Górniczej — litografowane. Nakładem Komisji Wydawniczej. Kraków, 1934 r., zeszyt I, str. 280, zeszyt II, str. 145, z atlasem.

III.

Recenzje, życiorysy, nekrologi.

1885/86 1. Referaty i recenzje w „Gornom Żurnale".
1892 2. O graficzeskom metodie sjemki priborom Schradera. Izw. Geograf. Obszcz. Tom XXVIII, 1892 r., str. 587—594, z tablicami.
1894 3. Reise des Grafen Bela Szechenyj in Ostasien. B. I. Wien 1893. Izw. Geogr. Obszcz. Tom XXX, 1894, str. 300—309.

4. Bibliografja. Izw. Obszcz. Gornych Inżenier. 1894 r., Nr. 1, str. 86—96.
1902 5. I. W. Muszkietow. Nekrolog. Bull. Com. Géol. Tom XXI, 1902, 1—18.
6. I. W. Muszkietow, kak uczitiel. Mir Bożij, 1903 r., str. 279—286.
7. Wlijanje naucznych trudow I. W. Muszkietowa na razwitje geograficzeskich poznanij ob Azji. Izw. Geograf. Obszcz. Tom XXXVIII, 6, 1902, str. 629—644.
8. Eduard Suess — Das Antlitz der Erde. B. III. Th. I, 1901. Izw. Geogr. Obszcz. Tom XXXVIII, 1902, str. 1—14.
1904 9. Aleksander Michalski. Nekrolog. Bull. Com. Géol. Tom XXIII, 10, 1904, str. 6—8.
10. Clarence Eduard Dutton, Earthquakes in the light of the new seismology. London, 1904. August Sieberg, Handbuch der Erdbebenkunde. Braunschweig 1904. Izw. Geograf. Obszcz. Tom XL, 1904, str. 265—270.
1906 11. Alphons Stübel: Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin, 1897. Die Vulkanberge von Columbien. Drezden, 1906. Über die genetische Verschiedenheit vulkanischen Berge. Leipzig, 1903. Izw. Geogr. Obszcz. Tom XLIII, 1906, str. 885—900.
12. Ferdinand Freiherr von Richthofen. Nekrolog. Izw. Geogr. Obszcz. T. XLII, 1906, str. 247—263.
13. Materjały po geologji Kawkaza. Gorn. Żurn., 1906, Nr. 11, str. 284—294.
1914 14. T. N. Czernyszew. Nekrolog. Bull. Com. Géol. T. XXXIII, I, 1914, str. 1—11.
15. T. N. Czernyszew. Życiorys. Bull. Com. Géol. T. XXXIII, I, 1914, str. 53—70.
16. Eduard Suess. Nekrolog. Bull. Com. Géol. T. XXXIII, 3, 1914, str. 202—210.
17. P. P. Siemionow-Tianszanskij, kak geolog. Przemówienie 26/III 1914. Zbornik Geogr. Obszcz. „P. P. Siemionow-Tianszanskij, jego żizń i diejatielność". Leningrad, 1928, str. 1—10.
1916 18. Leonard Jaczewski. Nekrolog. Bull. Com. Géol. 1916, str. 1—4.
1926 19. W setną rocznicę zgonu Staszica. Przemówienie. Czas, 29/I 1926 r., Kraków.
20. Czterdzieści lat Zakładu Geologji w Uniwersytecie Jagiellońskim a geologja ekonomiczna. III. Rocznik Polskiego Tow. Geolog. Kraków, 1926 r., str. 1—22.
1930 21. Józef Łukaszewicz. Życiorys (wspólnie z A. Łukaszewiczową) VII Rocznik Polsk. Tow. Geolog., Kraków, 1930 r., str. 1—8.
1934 22. Tołwiński K. Les Mines de Borysław. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 1934.
1935 23. Przegląd wydawn. z działu geologicznego. Przegląd Górn.-Hutn., 1935, Nr. 11, str. 604—606.
1936 24. Przegląd nowej literatury z dziedziny geologji. Przegląd Górn.-Hutn. 1936, Nr. 8, str. 539—546.

Z. Mitera.

Problemy zastosowania sejsmicznych metod refleksyjnych w Polskich Karpatach Wschodnich w świetle dotychczasowych wyników [1].

(Problems of Application of Seismic Reflection Methods in the Polish Easterh Carpathian Mountains in the Light of Present Investigations).

Zastosowanie poszukiwawczych metod geofizycznych w Karpatach napotyka na duże trudności zarówno natury technicznej, jak i metodycznej, z powodu skomplikowanej budowy geologicznej i tektonicznej tych obszarów. Trudności techniczne wynikają przede wszystkim z górzystości i nierówności form terenowych obszarów, na których należy wykonać pomiary. Na trudności metodyczne składają się głównie warunki budowy geologicznej formacyj karpackich w jakich należy przeprowadzić badania. Jako korzystne warunki geologiczne można z punktu widzenia zastosowania metod geofizycznych uważać struktury niezbyt skomplikowane, mało drobiazgowe, o upadach nie przekraczających zwykle 40°. Struktury takie powinny odznaczać się istnieniem wyraźnych cech fizykalnych związanych z występującymi tam seriami skał, aby z pożytkiem można wybrać odpowiednią do postawionego problemu metodę geofizyczną.

Pośród znanych metod geofizyki stosowanej, stosunkowo najwięcej możliwości praktycznych przedstawiają dla warunków karpackich metody sejsmiczne i to zarówno refrakcyjne jak i też refleksyjne. Wynika to z istoty tych metod, które opierając się na własnościach zmiennej sprężystości skał pozwalają na określenie nie tylko rodzaju, głębokości, ale też i sposobu zalegania badanych seryj warstw. Tak szcze-

[1]) Opublikowano za zezwoleniem Dyrekcji S. A. „Pionier" we Lwowie.

gólowych informacyj nie mogą dostarczyć inne metody geofizyczne, gdyż albo posiadają za mały zasięg głębokościowy, albo też podają przybliżone i obciążone dużym błędem informacje co do głębokości zalegania skał.

Nie mniej jednak, nawet w prostych wypadkach geologicznych, metody sejsmiczne mogą naprowadzić nas na błędne wnioski — o ile nie będą zachowane duże ostrożności zarówno co do sposobu przeprowadzenia samych pomiarów w terenie, jak również co do metod interpretacji uzyskanych wyników.

Celem niniejszej pracy jest syntetyczne zestawienie i przedyskutowanie dostępnych obecnie rezultatów z prac sejsmicznych w Karpatach, dla zorientowania się co do dalszych możliwości zastosowania tych metod w tych obszarach.

Podstawowym warunkiem stosowania metod sejsmicznych do problemów geologicznych w obrębie Karpat jest znajomość własności sprężystych typowych utworów karpackich. Z własnościami tymi związane są bezpośrednio prędkości przewodzenia sztucznie wywołanych fal sejsmicznych w tych utworach. Dlatego też pierwszym zagadnieniem, jakie nasuwa się przy tego rodzaju pomiarach, jest określenie rzeczywistych wartości prędkości przewodzenia fal sejsmicznych dla charakterystycznych formacyj karpackich, od nich bowiem zależy w dużej mierze wybór właściwej metody badań, nadającej się do postawionego problemu geologicznego.

Prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych w utworach karpackich.

Na podstawie analizy kilkuset sejsmogramów uzyskanych w czasie prac sejsmicznych w Karpatach, wykonanych z ramienia Spółki Akcyjnej „Pionier“ w latach 1934 i 1935, zestawił autor tabelę przeciętnych wartości prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych w typowych utworach Polskich Karpat Wschodnich. Ponieważ do obliczeń używano pierwszych impulsów na sejsmogramach, uważać należy, że otrzymane prędkości odnoszą się do podłużnych fal sejsmicznych.

W załączonej tabeli Nr. 1 podano rzeczywiste wartości prędkości fal sejsmicznych, wynikające z przeliczenia t. zw. prędkości pozornych, w których ujawnia się wpływ nachylenia warstw na wartość tych prędkości.

Na tym miejscu poczuwa się autor do miłego obowiązku

złożenia podziękowania Spółce Akcyjnej „Pionier", za udostępnienie mu tych materiałów i zezwolenie na ich opublikowanie w niniejszej pracy.

Studia nad prędkościami rozchodzenia się fal sejsmicznych w skałach wskazują, że na wielkość tych prędkości wpływa nie tylko sam skład petrograficzny rozpatrywanych utworów, ale też sposób uwarstwienia, spękania, szczeliny, wielkość i kształt ziaren, rodzaj lepiszcza, procentowa zawartość wilgoci oraz efekt ciśnienia przed i po okresie formowania się danej skały. Wpływ tych czynników nie wszędzie jest jednakowy i często w obrębie tej samej serii skał napotkać można strefy i wkładki skalne znacznie różniące się co do własności sprężystych w porównaniu z pozostałą częścią tych utworów.

Dlatego też dużą wagę kładzie się na eksperymentalne wyznaczanie prędkości fal sejsmicznych wprost na naturalnych odsłonięciach skał w terenie, gdyż tak uzyskane daty najwierniej charakteryzują własności sprężyste badanych utworów. Wartości uzyskane w laboratorium nie mają już tego znaczenia, gdyż operuje się tam tylko fragmentami skał w zupełnie innych warunkach pomiarowych aniżeli w terenie.

Wśród wymienionych czynników bardzo wielką rolę odgrywa sposób uwarstwienia [1]) oraz procentowa zawartość wilgoci w samej skale. Dla ilustracji wpływu uwarstwienia można przytoczyć pomiary wykonane w Kanadzie, na wychodni łupków „Lorraine" w prowincji Quebec, które wykazały, że w kierunku równoległym do uwarstwienia fale sejsmiczne rozchodzą się z prędkością o 40% wyższą, aniżeli w kierunku prostopadłym do uwarstwienia.

Wpływ wilgoci ujawnia się w obniżeniu prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych [2]) w skałach, co autorowie tłumaczą rozluźnieniem się cząstek skalnych pod wpływem wilgoci. Wpływ ten nie jest jednakowym i prędkość maleje tylko do pewnej granicy wraz ze wzrostem zawartości wody, po czym następuje jakby stan nasycenia, przy którym dalsze po-

[1]) B. Mc. Collum and F. A. Snell: „Asymmetry of Sound Velocity in Stratified Formations". Physics (March, 1932), p. 174.

[2]) W. T. Born and J. E. Owen: „Efect of Moisture upon Velocity of Elastic Waves in Amherst Sandstone". Bulletin of The American Association of Petroleum Geologists Vol. 19, No 1, 1935, p. 9—18.

większenie zawartości wody nie wpływa już na zmiany prędkości.

Należy tu jednak dodać, że wyniki pomiarów prędkości uzyskane dla pewnej skały w danym obszarze mogą okazać się zupełnie inne dla tej samej skały w innym miejscu, wskutek innych warunków lokalnych, a przede wszystkim geologicznych, w jakich ta skała znalazła się. To też uzyskane wartości z pomiarów pozwalają raczej zorientować się co do rzędu wielkości tych prędkości dla pewnych gatunków skał, nie mogą jednak być absolutną miarą prędkości przewodzenia fal sejsmicznych dla tego rodzaju utworów, bez względu na miejsce ich pochodzenia.

Wartości samych prędkości charakterystycznych dla pewnych utworów karpackich też nie są stałe w obrębie tej samej serii warstw, lecz ulegają w większości wypadków wzrostowi w miarę powiększania się głębokości. Na wykresach refrakcyjnych obserwować można stopniowe przechodzenie do coraz to wyższych wartości, które dla większych głębokości nie ulegają już tak raptownym zmianom.

Podane w tabeli wartości odnoszą się do stref zalegających poniżej t. zw. zwietrzałej warstwy powierzchniowej, cechującej się bardzo niską prędkością przewodzenia fal sejsmicznych. Miąższość tej warstwy waha się w warunkach karpackich od kilku do kilkunastu metrów, a prędkości fal sejsmicznych od 300 m/sek. do 900 m/sek.

Z porównania zestawionych w tabeli wartości można zaobserwować, że największe wartości osiągają utwory kredowe (warstwy inoceramowe, piaskowiec jamneński) oraz eoceńskie (warstwy hieroglifowe), co zgadza się ze znanym ogólnie poglądem, że utwory starsze cechują się również większymi prędkościami przewodzenia fal sejsmicznych.

Stosunkowo niskie prędkości posiadają łupki menilitowe w porównaniu z warstwami solonośnymi oraz polanickimi. Wynika to prawdopodobnie wskutek istnienia spękań i szczelin w obrębie tej formacji pod wpływem wtórnych zjawisk tektonicznych i ruchów górotwórczych, które spowodowały znaczne rozluźnienie zwięzłości tych skał, a tym samym obniżenie prędkości przewodzenia fal sejsmicznych w tych utworach.

Badania sejsmiczne na obszarze znanych elementów geologicznych w rejonie Karpat Wschodnich.

Przy ocenie możliwości zastosowania metod sejsmicznych w warunkach karpackich, należy wziąć pod uwagę, nie tylko przewidywane stosunki geologiczne i tektoniczne, ale także warunki powierzchniowe i topograficzne, od których w znacznej mierze zależy wybór właściwej metody pracy. Odnosi się to przede wszystkim do metody refrakcyjnej, przy której, dla otrzymania dużego zasięgu głębokościowego wymagane są stosunkowo długie i równe profile strzałowe. O wiele mniejsze ograniczenia co do długości profili strzałowych odnoszą się do metody refleksyjnej, tu jednak dużą rolę odgrywa znajomość t. zw. zwietrzałej strefy powierzchniowej, której miąższość musi być dokładnie oznaczona na całej długości profilu, ze względu na poprawki czasowe przy obliczeniu zarówno głębokości jak i też kąta upadu warstw.

Zmienne, a zarazem skomplikowane warunki geologiczne obszarów karpackich wymagają zwykle uprzednich prac doświadczalnych dla ustalenia właściwej techniki przeprowadzania badań w terenie, jako też celem znalezienia klucza do poprawnej interpretacji uzyskanych wyników. Prace takie podzielić można na dwa etapy:

a) Badania próbne dla stwierdzenia zachowania się warstw pod względem sejsmicznym na badanym obszarze.

b) Ustalenie związku zaobserwowanych zjawisk sejsmicznych z pewnymi czynnikami geologicznymi dla stworzenia podstaw do logicznej i jednoznacznej interpretacji wyników.

Jest rzeczą wiadomą, że tak dla zastosowania metody refrakcyjnej jako też refleksyjnej najkorzystniejszym jest układ warstw o wzrastającej wraz z głębokością sprężystości pokładów. Im wybitniejsze są kontrasty co do tych własności tym lepszych należy oczekiwać rezultatów. W wielu wypadkach na obszarach karpackich mamy do czynienia z nasunięciami warstw starszych na utwory młodsze. Układy takie nie są korzystne pod względem sejsmicznym, gdyż warstwy starsze jako bardziej sztywne stanowią pewnego rodzaju zasłonę dla przenikania drgań sejsmicznych do głębszych horyzontów. Podobny efekt powodują również bardziej sprężyste

wkładki i strefy, zalegające płytko, które maskują i zacierają oddziaływanie sejsmiczne głębszych partyj i nie pozwalają na uchwycenie pewnych szczegółów budowy geologicznej w takich warunkach. Wypadki takie przedstawiają duże trudności techniczne i metodyczne w przeprowadzeniu właściwych badań. Wymagają one nie tylko znacznej wprawy i praktyki, ale także dużego wczucia się kierownictwa prac w warunki terenowe i geologiczne obszarów karpackich.

Badania sejsmiczne refleksyjne przeprowadzone w Karpatach przez Spółkę Akcyjną „Pionier" w latach 1934 i 1935 miały charakter czysto doświadczalny nie tylko dla wypróbowania samej metody i aparatury, ale też dla przekonania się o możliwościach szerszego wykorzystania tej metody dla celów prospekcyjnych. Prace te wykonano w kilku odcinkach Karpat Wschodnich, gdzie budowa geologiczna była już uprzednio znana, aby tym łatwiej można było porównać otrzymane wyniki z danymi geologicznymi i znaleźć klucz do poprawnej interpretacji otrzymanych wyników w obszarach o podobnych warunkach geologicznych.

Na przytoczonych w dalszym ciągu przykładach zanalizowano otrzymane wyniki i rozpatrzono dotąd osiągnięte rezultaty pod kątem widzenia możliwości geologicznych zastosowania tych metod w warunkach karpackich.

Element wgłębny Nahujowic.

Nahujowice były terenem, gdzie po raz pierwszy w Polsce (r. 1934) zastosowano metodę sejsmiczną refleksyjną. Prace wykonane tu miały na celu przede wszystkim wypróbowanie aparatury i metody refleksyjnej w warunkach geologicznych uprzednio znanych, na elemencie tektonicznym o prostej stosunkowo budowie, cechującym się wyraźnymi różnicami petrograficznymi.

Pomimo na pozór prostej budowy geologicznej, wyłoniły się tu znaczne trudności natury głównie technicznej, nie pozwalające na zupełnie jasne sprecyzowanie obrazu sejsmicznego tego elementu. Okazało się, że brak tu przewodnich refleksów, które możnaby związać ze znanymi seriami geologicznymi i prześledzić konsekwentnie na badanym obszarze. Badania te wykonano nad południowo-zachodnim skrzydłem tego elementu pomiędzy otworami wiertniczymi „Nobel 1"

i „Millie 1". Razem odwiercono 6 otworów strzałowych o głębokości wahającej się od 8 do 16 m, z których otwory Nr. I, VI, IV i II znajdowały się na profilu łączącym oba wspomniane szyby.

Przeprowadzone doświadczenia wykazały, że pomimo widocznego zróżniczkowania petrograficznego, brak tu wybitniejszych różnic co do własności sprężystych. Wskutek tego nie można było zauważyć na sejsmogramach wyraźnie odcinających się impulsów refleksyjnych, a natomiast zjawiała się tu duża liczba mniej wyraźnych faz refleksyjnych, nie dających się oddzielić, ze względu na wzajemną interferencję impulsów. Cały układ tych warstw odznaczał się dość dużą sprężystością, na co wskazują małe stosunkowo ładunki strzałowe (od $^1/_{20}$ do $^1/_4$ kg), które wyzwalały znaczne ilości energii sejsmicznej w postaci drgań o dużej amplitudzie. Wymagało to silnego tłumienia zarówno mechanicznego (sejsmografy) jak i też elektrycznego (wzmacniacze-filtry).

Na załączonym przekroju sejsmicznym (fig. 1) naniesiono obliczone punkty refleksyjne wraz z kątem upadu warstw. Punkty refleksyjne z obliczonym upadem naniesiono na dwusiecznych kąta padania i odbicia, przechodzących przez t. zw. punkty głębokościowe znajdujące się zwykle w środku profilu strzałowego.

Z przekroju tego widocznym jest, że najwięcej impulsów refleksyjnych występuje w serii warstw polanickich (P), które odznaczają się tutaj prędkością od 2100—3050 m/sek. W strefie łupków menilitowych zjawiają się mało wyraźne refleksy na głębokości odpowiadającej mniej więcej wtrąceniom rogowców. Widocznie formacja menilitowa nie odznacza się tutaj dużymi prędkościami przewodzenia fal sejsmicznych. W warunkach zbliżonych dla fałdu borysławskiego w nasunięciu zanotowano prędkości około 2300 m/sek. dla tej formacji.

Najwyraźniejsze stosunkowo refleksy otrzymano od wapieni eoceńskich (E) w głębokości około 750 m, jak to ilustruje załączony sejsmogram (fig. 2).

Poniżej wapieni eoceńskich nie otrzymano już nawet śladów impulsów refleksyjnych pomimo zwiększania ładunków strzałowych.

Z rozmieszczenia refleksów na profilu geologicznym za-

obserwować można, że nie trzymają się one żadnego stałego poziomu i przypuszczać należy, że pochodzą one raczej z bardziej sprężystych stref w obrębie róznych kompleksów warstw, a nie ze stropu lub spągu wymienionych seryj stratygraficznych.

Wskutek tego do interpretacji wyników nie można było użyć tu metody k o r e l a c j i, jak to uprzednio zdawało się, lecz trzeba było zastosować metodę wyznaczania upadów, zwaną w literaturze angielskiej „dip shooting method".

Obliczone kąty upadów wykazują zupełną zgodność z datami geologicznymi, świadcząc równocześnie, że w tych warunkach metoda wyznaczenia upadów oddać może pewne usługi.

Próby metodyczne rozszerzone były również poza czoło elementu wgłębnego w kierunku na północny wschód. Nie dały one jednak w tych warunkach pozytywnych rezultatów wskutek trudności głównie natury technicznej w uzyskaniu impulsów refleksyjnych. Należy się jednak spodziewać, że przy zastowaniu większych rozstawień i t. zw. profili zamkniętych możnaby częściowo uchwycić bardziej zagięte partie czoła w granicach dokładności wyznaczania upadów. Zaznaczyć tu należy, że dla bardziej szczegółowego prześledzenia tego elementu należy odpowiednio zagęścić sieć pomiarową.

Fałd wgłębny borysławski.

Po wstępnych próbach w Nahujowicach, dalsze prace eksperymentalne przeprowadzono w Tustanowicach w obrębie południowo-wschodniej części skrzydła fałdu borysławskiego.

Uzyskane tutaj sejsmogramy wskazują na istnienie kilku grup refleksów, które można związać ze znanymi poziomami stratygraficznymi, pomimo, iż nie stanowią one sejsmicznie biorąc horyzontów przewodnich.

Tego rodzaju próbną korelację przeprowadzono na załączonym przekroju sejsmicznym, przechodzącym przez szyby: Józef, Wanda, Renata, Karpaty-Dąbrowa Nr. 10 (fig. 6) z zachodu na wschód.

Należy tu się liczyć z pewnymi błędami wynikającymi z niedokładnej znajomości prędkości średnich dla tego kom-

pleksu warstw, jak również z niedokładnym oznaczeniem właściwych impulsów refleksyjnych, wskutek interferencji drgań od warstw powierzchniowych.

Grupa refleksyjna oznaczona na załączonym przekroju literą „A" występuje na granicy iłów i łupków, która prawdopodobnie odpowiada strefie kontaktu iłów solnych i łupków warstw polanickich.

Stosunkowo wyraźnie zaznacza się impuls refleksyjny „A" w serii warstw polanickich. Na podstawie porównania przekroju sejsmicznego z profilem geologicznym według K. Tołwińskiego, można uważać, że ten horyzont odpowiada strefie przejścia warstw łupkowych w piaszczyste.

Później występujące grupy refleksyjne nie są już tak wyraźne, aby można ustalić fazy początkowe poszczególnych impulsów refleksyjnych. Grupy takie jednak służą jako punkty pomocnicze do obliczeń kąta upadu warstw, a także do powiązania ze sobą najbliższych horyzontów refleksyjnych.

Grupa refleksyjna „B" zjawia się na granicy warstw polanickich i łupków menilitowych. Na załączonym sejsmogramie (fig. 3), uzyskanym w okolicy szybów „Józef" i „Mukden 2", zaznaczono wspomniane grupy refleksyjne A, A_1 i B.

Jak widać, na sejsmogramie najwyraźniej zaznacza się impuls refleksyjny A_1, natomiast grupa refleksyjna B jest raczej śladem impulsu, zniekształconego pod wpływem interferencji z drganiami powierzchniowymi niskiej częstotliwości.

Próby uzyskania wyraźniejszych impulsów „B" nie dały pozytywnych rezultatów pomimo zmian rozstawienia sejsmografów, zmian głębokości otworów strzałowych i wielkości ładunków. Nie otrzymano również śladów refleksów z warstw rogowców zalegających w obrębie formacji menilitowej. Fakt ten można tłumaczyć małą zdolnością refleksyjną tych utworów, co objawia się przede wszystkim obniżeniem prędkości przewodzenia fal sejsmicznych w porównaniu z warstwami polanickimi w warunkach fałdu borysławskiego (p. tabela Nr. 1). Stąd można wnosić, że formacja menilitowa wraz z serią rogowców w obrębie tej rozpatrywanej partii fałdu borysławskiego pomimo znacznej swej twardości, jako całość nie stanowi pod względem fizykalnym korzystnych warunków do odbijania fal sejsmicznych, prawdopodobnie wskutek

istnienia licznych spękań i szczelin w tej serii. Dla porównania można przytoczyć znany fakt fizykalny, że najlepsze nawet zwierciadło, gdy ulegnie popękaniu i porysowaniu, traci zdolność odbijania promieni świetlnych i powoduje raczej ich rozpraszanie się.

Poza grupą refleksyjną „B" można było przy użyciu większych ładunków otrzymać jeszcze dalsze 3 grupy refleksyjne, które oznaczono „C", „D" i „E". Grupa refleksyjna C występuje w obrębie piaskowca borysławskiego, a następne dwie grupy charakteryzują dolny poziom eocenu piaszczystego (D) oraz kontakt warstw eoceńskich z piaskowcem jamneńskim (E). Ostatnie dwie grupy refleksów udało się otrzymać dopiero przy użyciu stosunkowo dużych ładunków strzałowych (powyżej 10 kg dynamitu) i przy dłuższych rozstawach sejsmografów.

Na podstawie prac eksperymentalnych w Tustanowicach można stwierdzić, że w warunkach fałdu borysławskiego otrzymać można kilka grup refleksów, które dadzą się związać z określonymi poziomami stratygraficznymi. Nie można jednak procesu tego odwrócić, gdyż za wyjątkiem warstw polanickich refleksy uzyskane nie posiadają tak wybitnego i charakterystycznego wyglądu, aby na ich podstawie można było z całą pewnością określić rodzaj warstw z których one pochodzą. Wskutek tego, podobnie jak to się okazało w Nahujowicach, nie można tu zastosować metody korelacji refleksów przewodnich, tylko metodę wyznaczania upadów, która w połączeniu z korelacją sąsiadujących grup refleksyjnych o tym samym odstępie czasowym może dać pozytywne wskazówki co do ogólnego wyglądu wgłębnych form strukturalnych. Ograniczeniem tej metody są upady warstw przekraczające 40^0 nachylenia, gdyż w takich wypadkach tylko wyjątkowo otrzymać można dobre refleksy, a w większości wypadków fale sejsmiczne w takich warunkach ulegają już całkowitemu rozproszeniu.

Z tego powodu wydaje się wątpliwą możność prześledzenia czoła fałdu borysławskiego i to nie tylko ze względu na duże upady w obrębie samego czoła, ale też ze względu na deformacje tektoniczne, które w dużym stopniu zmieniają własności sprężyste badanych utworów.

Jako możliwe rozwiązanie tego problemu uważać można

prześledzenie kulminacji czoła fałdu i to w partiach płytszych (warstwy polanickie), gdzie otrzymuje się stosunkowo wyraźniejsze impulsy refleksyjne.

Strefa nasunięcia na Orowie i w Mraźnicy.

W obrębie skiby orowskiej przeprowadzono prace doświadczalne w pobliżu otworu wiertniczego „Pionier-Orów I", na Orowie. Przekrój geologiczny tego otworu był znany wówczas do głębokości 2160 m (r. 1934). Na uzyskanych sejsmogramach można było wyróżnić kilka grup refleksów, z których najwyraźniejsze pochodziły z warstw inoceramowych, jak to ilustruje załączony sejsmogram z Orowa (fig. 4).

Refleks oznaczony na wspomnianym sejsmogramie literą „F" pochodzi z warstw inoceramowych na głębokości około 810 m. Stwierdzono, że w warstwach inoceramowych zjawia się zawsze kilka, całkiem wyraźnych grup refleksyjnych, które odpowiadają prawdopodobnie bardziej sprężystym strefom w obrębie tej serii. Granica nasunięcia, która występuje tu na głębokości około 1400 m cechuje się wystąpieniem wielokrotnych, ale niewyraźnie wykształconych impulsów refleksyjnych o stosunkowo dużej amplitudzie, które potem stopniowo zanikają. Zjawisko to odpowiada zapewne strefie zbrekcjonowanych utworów partii nasuniętej, dających niewyraźne, lecz silne ślady odbitych drgań sejsmicznych. Stopniowe zanikanie może odpowiadać przejściu w spokojniej zalegające warstwy elementu wgłębnego.

Poniżej strefy nasunięcia, zupełnie wyraźne ślady głębokich refleksów otrzymano na kilku sejsmogramach przy użyciu dużych ładunków dynamitu (od 10 do 15 kg). Ślady te odpowiadają sztywniejszym warstwom zalegającym na głębokości od 2500 do 2670 m.

Dla znalezienia klucza do interpretacji tego zjawiska wykonano próbne pomiary w okolicy szybu „Stateland Południe" w Mraźnicy, gdzie granica nasunięcia stwierdzona wierceniem znajduje się w głębokości około 1021 m. Odpowiadające jej impulsy refleksyjne pojawiają się już na głębokości 860—920 m. Po tych impulsach obserwujemy znowu względne uspokojenie się drgań i dopiero na głębokości od 1820 do 1860 m występują wyraźne ślady głębokich impulsów, zbliżone swym wyglądem do zaobserwowanych drgań w okolicy

szybu „Pionier-Orów I". Ślady tych impulsów należy związać z serią łupków menilitowych, które występują tu na głębokości 1821 m.

Na podstawie tego porównania należałoby przypuszczać, że głębokie impulsy refleksyjne zaobserwowane na Orowie odpowiadają również formacji łupków menilitowych występujących tu na głębokości od 2.500 do 2.670 m, pod nadległą serią warstw polanickich.

Dalsze prace doświadczalne wykonano w okolicy szybów „Bitumen 1", „Petain 1" i „Minister Kwiatkowski" w Mraźnicy. Badania próbne w okolicy szybów „Bitumen 1" i „Petain 1" miały na celu wykazać w jaki sposób w tych warunkach odzwierciedla się sejsmicznie granica nasunięcia i czy będzie można uzyskać refleksy przewodnie nadające się do wyjaśnienia stosunków geologicznych w okolicy szybu „Minister Kwiatkowski".

Rezultaty tych prac wskazują, że w tych warunkach nie można otrzymać refleksów przewodnich, któreby charakteryzowały dane serie stratygraficzne i pozwoliły tym samym na identyfikację pewnych horyzontów na większych obszarach. Zjawiają się tu raczej mało wyraźne, ale częste grupy refleksyjne, na podstawie których można jedynie obliczyć kąty upadu warstw i w ten sposób zobrazować wgłębne formy strukturalne. Stosunkowo wyraźniejsze impulsy refleksyjne otrzymano w serii warstw inoceramowych i w piaskowcu jamneńskim. Obliczone kąty upadu warstw zgadzają się prawie w zupełności z datami geologicznymi.

Z porównania przekroju sejsmicznego z profilem geologicznym wynika, że w większości wypadków grupy refleksyjne nie występują na granicy stratygraficznej warstw, ale w obrębie samych warstw, gdzie pojawiają się prawdopodobnie wkładki i strefy o wybitniejszych własnościach sprężystych. Doświadczenia te nie pozwoliły dotąd ustalić zupełnie pewnego kryterium co do granicy nasunięcia, poza stwierdzeniem pewnych różnic w występowaniu drgań sejsmicznych w obrębie partii nasuniętej i spokojnie zalegającej strefy pod nasunięciem. Zjawisko uspokojenia się i pewnego zaniku drgań sejsmicznych w odstępie czasowym odpowiadającym głębokości nasunięcia nie jest wystarczającym dowodem dla

stwierdzenia tej granicy, gdyż zanikanie drgań zależy nie tylko od warunków wgłębnych, ale też od rodzaju i sposobu zalegania warstw powierzchniowych, będących źródłem niejednokrotnie silnych drgań sejsmicznych.

Właściwe grupy refleksyjne są tu rozrzucone i nie można tym samym ustalić spągu nasunięcia, pomimo tego, iż należałoby się spodziewać, że w obrębie granicy nasunięcia powinny wystąpić wyraźniejsze zmiany pod względem własności sprężystych.

Element wgłębny Bitkowa [1]).

Prace doświadczalne na terenie Bitkowa miały na celu stwierdzenie jak odzwierciedla się sejsmicznie budowa geologiczna tego obszaru, poznanego już dokładnie na podstawie istniejących tam wierceń. W szczególności zadaniem tych prac było stwierdzenie w jaki sposób zachowuje się sejsmicznie element wgłębny i element nasunięty, jako dwie odmienne jednostki tektoniczne biorące udział w budowie geologicznej Bitkowa.

Badania wykonano wzdłuż potoku Rosicz w obrębie łuski „Starej kopalni“ i łuski „Działu“, w kierunku od północnego Wschodu na południowy zachód. Do przeprowadzenia tych badań przygotowano uprzednio 4 otwory strzałowe, z których poprowadzono w kilku kierunkach profile strzałowe. Otwór strzałowy Nr. I. założony był w serii łupków menilitowych, otwór Nr. II. w obrębie łupków eoceńskich, a pozostałe dwa otwory Nr. III. i IV. w warstwach inoceramowych.

Głębokości otworów strzałowych wahały się od 9 do 12 m.

Z wytyczonych otworów przeprowadzono prace eksperymentalne przy użyciu 16 profili strzałowych, których długości i kierunki były uzależnione z jednej strony możnością dojazdu aparatury sejsmicznej, a z drugiej strony warunkami technicznymi rejestracji impulsów refleksyjnych. Rozstawienia te wahały się od 30 do 400 m, przy czym jako najkorzystniejsze okazały się profile przebiegające mniej więcej z południowego wschodu na północny zachód.

Aparatura sejsmiczna mieściła się w przyczepce instru-

[1]) Wyniki prac eksperymentalnych na obszarze Bitkowa stanowią własność Galicyjskiego Towarzystwa Naftowego S. A. „Galicja“, które zezwoliło na zamieszczenie ich w niniejszej pracy.

mentowej, która na lepszych drogach była ciągniona autem ciężarowym, a w miejscach trudniej dostępnych końmi (fig. 7 i 8).

Pomimo bardzo trudnych nieraz warunków transportu na drogach leśnych i na stokach górzystych Karpat, aparatura ta wykazała dużą wytrzymałość na wstrząsy i pozwoliła na pomiary w takich nawet miejscach, które uważane były dotąd za niedostępne dla tego rodzaju badań.

Uzyskane w czasie tych prac sejsmogramy wykazywały znaczne zaburzenia z powodu silnych drgań powierzchniowych, wywołanych przez stosunkowo zwięzłe utwory znajdujące się pod bardzo płytkim nakładem glin i żwirów (piaskowce, łupki). Zjawisko to utrudniało w dużym stopniu wyodrębnienie właściwych impulsów i faz refleksyjnych nadających się do obliczeń. Przy interpretacji sejsmicznej zastosowano tu kombinację metody wyznaczania upadów z metodą korelacji horyzontów refleksyjnych o tym samym upadzie. Nie można było w tych warunkach uzyskać refleksów przewodnich, które dałoby się związać ze znaną serią warstw i na tej podstawie oprzeć interpretację geologiczną. Zjawiały się natomiast liczne, lecz mało wyraźne grupy refleksów i faz refleksyjnych, które przede wszystkim nadawały się do obliczeń kątów upadu warstw odbijających. Do obliczeń tych użyto kilku wartości prędkości średnich, wypośrodkowanych na podstawie analizy prędkości przewodzenia fal sejsmicznych w rozpatrywanych utworach.

Duże trudności, a zarazem pokaźne źródło błędów w obliczeniach, stanowiły różnice wzniesień stanowisk sejsmografów i otworów strzałowych, dochodzące niejednokrotnie do ± 100 m. Dla tego rodzaju warunków wyprowadzono osobne wzory, pozwalające na wyeliminowanie średniego nachylenia terenu z obliczeń, celem uzyskania bardziej do rzeczywistości zbliżonych kątów upadu. Obliczone kąty upadów podają średnie nachylenia liniowe w płaszczyźnie profili strzałowych. Wskutek przeniesienia tych upadów na płaszczyznę głównego przekroju sejsmicznego, jak również wskutek odrzutowania głębokości warstw powstają pewne nieuniknione zresztą błędy, które jednak nie zniekształcają ogólnego obrazu sejsmicznego uzyskanego przy pomocy tej metody.

Na załączonym przekroju sejsmicznym Bitkowa (fig. 9) uwidoczniono wyróżnione strefy i horyzonty refleksyjne.

Horyzonty i strefy, które pozwoliły na zidentyfikowanie tych samych grup względnie faz refleksyjnych, uwidoczniono na przekroju liniami pełnymi, a innne jako przypuszczalne liniami kropkowanymi.

Na fig. 10 zestawiono przekrój sejsmiczny refleksyjny z profilem geologicznym wykonanym przez B. B u j a l s k i e g o.

Z porównania tego przekroju z profilem geologicznym widocznym jest, że pierwsze 3 horyzonty, oznaczone literami E_1, E_2 i E'_2, leżą w obrębie warstw eoceńskich, przy czym horyzonty E_2 i E'_2 należy najprawdopodobniej związać ze spągiem i stropem twardej serii wapieni eoceńskich. Wskutek nieznajomości dokładnych dat co do prędkości średniej w tej głębokości, naniesione punkty refleksyjne nie pokrywają się dokładnie z tą serią, odstęp ich jednak odpowiada mniej więcej miąższości tych warstw. Horyzont „K", odnosi się prawdopodobnie do bardziej sprężystych stref w obrębie warstw inoceramowych w nasunięciu.

Głębiej znajdujące się horyzonty oznaczone przez O_1 i O_2 należy związać z serią łupków menilitowych (O) i prawdopodobnie rogowców (O_2), a w obrębie punktów strzałowych III i IV w kierunku na południowy zachód z serią warstw dobrotowskich (O_1). Horyzont „M" występuje już w obrębie serii solonośnej miocenu. W serii tej zjawia się kilka faz refleksyjnych, podobnie jak w warstwach dobrotowskich, gdzie zauważyć można było kilka horyzontów refleksyjnych, stosunkowo dość wyraźnych.

Profile strzałowe wykonane w otoczeniu punktu Nr. I pozwoliły uzyskać sejsmogramy, wykazujące istnienie horyzontów refleksyjnych na głębokości od 1400 do 1950 m. Horyzonty te mogą odnosić się do jeszcze głębszego dziś nieznanego sfałdowania. Na przekroju horyzonty te oznaczono pytajnikami ze względu na brak podstaw geologicznych do ich interpretacji.

Jeśli weźmiemy pod uwagę trudności techniczne w uzyskiwaniu impulsów refleksyjnych to stwierdzić należy, że były one najmniejsze w otoczeniu punktu Nr. I potem stopniowo wzrastały w miarę posuwania się na południowy za-

chód, w kierunku punktu Nr. IV. W związku z tym stoi długość czasu potrzebna na prace eksperymentalne w tych warunkach. Średnio trzeba było poświęcić 2 dni na każdy otwór strzałowy, z którego wykonywano przeciętnie po 4 profile w kilku kierunkach i na kilku rozstawach.

Względną łatwość uzyskania impulsów refleksyjnych w otoczeniu punktu strzałowego Nr. I należy wytłumaczyć stosunkowo niską wartość prędkości fal sejsmicznych w obrębie łupków menilitowych (p. tabela Nr. 1), w których otwór ten był założony. Wskutek tego fale sejsmiczne mogły łatwiej przechodzić do głębszych partyj i ulegać odbiciu od bardziej sztywnych utworów. W innych partiach natomiast utwory powierzchniowe cechowały się odrazu dużymi prędkościami przewodzenia fal sejsmicznych, wskutek czego rozpraszały one większą część energii sejsmicznej wyzwolonej w czasie wybuchu i utrudniały wnikanie fal do głębszych stref.

Pomimo wspomnianych trudności uzyskany obraz sejsmiczny na podstawie badań refleksyjnych uwydatnia w sposób zadowalniający wgłębne formy tektoniczne fałdu Bitkowa, nie oddaje jednak mniej ważnych dla całości szczegółów budowy geologicznej. Nieco więcej szczegółów możnaby uzyskać przez zwiększenie ilości otworów strzałowych i zbliżenie ich do siebie. To jednak nie było celem tych prac, które miały przede wszystkim posłużyć dla zorientowania się co do możliwości użycia tej metody w warunkach budowy geologicznej Bitkowa i dla zdobycia doświadczeń do ewentualnego zastosowania tych badań w obszarach o podobnej budowie geologicznej.

Wnioski z przeprowadzonych badań.

Porównując wszystkie dotąd dostępne nam wyniki badań sejsmicznych metodą refleksyjną w Karpatach Wschodnich dochodzimy do wniosku, że w obrębie utworów karpackich nie można wyróżnić refleksów przewodnich, któreby umożliwiły konsekwentne prześledzenie pewnych charakterystycznych warstw. Odnosi się to przede wszystkim do t. zw. płytszych i średnich refleksów pochodzących z głębokości od kilkuset do 1500 m.

Głębiej występujące refleksy posiadają już bardziej zdecydowany wygląd i charakter drgań i dzięki temu mogłyby

one posłużyć w pewnych problemach do wyjaśnienia warunków głębokiej budowy geologicznej i tektonicznej. Możliwości takie zarysowują się np. w okolicach Bitkowa oraz w Tustanowicach i Mraźnicy. Podkreślić tu jednak należy, że uzyskanie głębokich refleksów w tych warunkach połączone jest również z dużymi trudnościami natury technicznej i metodycznej.

We wszystkich prawie wypadkach, zamiast odosobnionych i wyraźnie odcinających się od reszty drgań impulsów, zaobserwowano dużą liczbę faz i grup refleksyjnych, pochodzących zapewne od stref i wkładek o większej sprężystości w obrębie wszystkich charakterystycznych utworów karpackich. Stosunkowo wyraźniejsze impulsy występowały w obrębie warstw polanickich oraz inoceramowych, przy czym wyrazistość ta zależną była od rodzaju i kolejności ułożenia warstw w nadkładzie.

Pod serią warstw nasuniętych zauważyć można było prawie zawsze zacieranie się i zanikanie impulsów refleksyjnych natomiast w obrębie samego nasunięcia występowały niejednokrotnie wyraźne impulsy (Orów, Mraźnica).

Przeprowadzone prace doświadczalne nie wyczerpały wszystkich możliwości metodycznych użycia metody refleksyjnej, w warunkach Polskich Karpat Wschodnich. Badania te pozwoliły jednak już obecnie zorientować się jakiego rodzaju wskazówek można oczekiwać przy użyciu tych metod w Karpatach. Przekonano się, że w obrębie utworów karpackich w większości wypadków brak przewodnich horyzontów refleksyjnych związanych z pewnymi seriami warstw, któreby pozwoliły prześledzić zaleganie tych warstw na większych obszarach. Wskutek tego odpada tu możność użycia metody korelacyjnej, tak charakterystycznej dla metody refleksyjnej. Natomiast zastosować tu można metodę wyznaczania upadów, która pozwala w sprzyjających warunkach na odtworzenie zarysu wgłębnych form strukturalnych. W pewnych wypadkach, gdzie badania rozpoczyna się w obrębie znanych już uprzednio obiektów geologicznych i rozciąga się je na obszary o nieznanej budowie geologicznej, posłużyć się można kombinacją metody korelacyjnej i metody wyznaczania upadów.

Duże trudności stanowią ciągłe zmiany tak co do kąta nachylenia warstw jak również co do kolejności ułożenia

wzajemnego warstw. Utrudnia to w znacznym stopniu wyznaczenie właściwej wartości prędkości średnich i może powodować niejednokrotnie błędną interpretację uzyskanych wyników.

W porównaniu z innymi metodami geofizycznymi metoda sejsmiczna refleksyjna jest może jedyną metodą pozwalającą na stosunkowo duży, realny zasięg głębokościowy, który odgrywa bardzo ważną rolę przy interpretacji wyników pod kątem możliwości geologicznych. Przy metodach wahadłowych i magnetycznych, gdzie wchodzą w grę również duże głębokości, nie możemy podać głębokości z taką dokładnością z jaką czynimy to przy metodzie refleksyjnej. W tych wypadkach ocenia się z większym lub mniejszym prawdopodobieństwem rząd głębokości, do jakich mogą odnosić się pomiary wahadłowe lub też magnetyczne.

Pomimo niewątpliwych zalet metody refleksyjnej w porównaniu z innymi metodami geofizycznymi, nie należy jednak sądzić, że metoda ta nadawać się będzie do rozwiązania wszelkich zagadnień związanych z poznaniem budowy geologicznej obszarów karpackich. Specyficzne warunki geologiczne budowy tych obszarów ograniczają raczej możność stosowania tej metody. Tam, gdzie mamy do czynienia z bardzo silnymi sfałdowaniami, zbyt drobiazgową budową lub też z nasunięciem warstw starszych na utwory młodsze, szanse powodzenia metody refleksyjnej są bardzo ograniczone, w świetle dotychczas uzyskanych wyników.

Warunki zastosowania metody sejsmicznej na Przedgórzu Karpat.

Obok doświadczeń przeprowadzonych w obrębie Karpat fliszowych wykonano w ramach programu poszukiwań S. A. „Pionier“ na znacznych obszarach Przedgórza Karpat Wschodnich zdjęcia sejsmiczne metodą refleksyjną, mające za zadanie wyświetlić warunki budowy starszego podłoża, na którym zalegają utwory dolnego i górnego miocenu.

Przedyskutowanie osiągniętych tutaj wyników wykracza poza ramy niniejszej pracy. Jedynie dla porównania z pracami w Karpatach wspomnieć należy, że warunki Przedgórza Karpat doskonale nadają się do prac metodą sejsmiczną refleksyjną, zwłaszcza o ile chodzi o wyjaśnienie głębokiej

budowy geologicznej i tektonicznej przedgórza. Mamy tu do czynienia z dużymi różnicami co do własności sprężystych pomiędzy monotonną serią utworów tortońskich, złożoną głównie z iłów, iłów marglistych, iłołupków, żwirów i piasków, a głębiej występującymi warstwami łupków, anhydrytów i piaskowców, które niejednokrotnie tworzą twarde i zbite ławice i dlatego są równocześnie dobrymi poziomami refleksyjnymi.

W okolicach na północ od Stryja stwierdzono istnienie przewodniego horyzontu refleksyjnego, nadającego się doskonale do korelacji dzięki ostremu i wyraźnie odcinającemu się impulsowi, którego charakterystyczny wygląd pozostaje bez zmian na dużych obszarach.

Dla ilustracji typu tego refleksu załączono sejsmogram (fig. 5) otrzymamy w okolicy Lasu Bilczewskiego, niedaleko miejscowości Bilcze na północ od Stryja.

Wyraźnie zaznaczający się tam impuls refleksyjny, po prawie zupełnym zaniku drgań powierzchniowych, w czasie około 0.815 sek., pochodzi od twardej serii anhydrytów, występujących tu na głębokości około 1100 m. Impuls ten cechuje się zupełnie ostrym zrywem i znaczną amplitudą drgań, co świadczy o dużej zmianie twardości i elastyczności pomiędzy nadległą serią miękkich utworów, a warstwami odbijającymi. Obok tego impulsu, można zauważyć na sejsmogramie kilka mniej wybitnych refleksów (0.650 i 0.530 sek.), które zapewne pochodzą od bardziej sprężystych stref i wkładek w obrębie monotonnej serii ilasto-łupkowej górnego miocenu.

Porównując ten sejsmogram z sejsmogramami uzyskanymi w Karpatach widzimy znaczne różnice w sejsmicznym zachowaniu się utworów karpackich i utworów Przedgórza Karpat.

Sejsmogramy karpackie posiadały charakter wybitnie zaburzony i z dużą trudnością można było wyróżnić na nich nadające się do interpretacji impulsy i ślady refleksyjne. Natomiast sejsmogramy uzyskane w warunkach Przedgórza Karpat (niesfałdowanego) cechują się o wiele spokojniejszym przebiegiem drgań oraz zupełnie odosobnionymi i ostrymi impulsami głębokich refleksów, występującymi po prawie zupełnym uspokojeniu się drgań i nadającymi się doskonale do korelacji.

Dzięki temu uważać należy, że nie same Karpaty, ale właśnie Przedgórze Karpat jest terenem, gdzie z dużym pożytkiem zastosować można metodę sejsmiczną refleksyjną do odzwierciedlenia budowy geologicznej tych obszarów, na których brak naturalnych odsłonięć i odkrywek oraz stosunkowo gruby nadkład warstw najmłodszych utrudnia zastosowanie zwykłych zdjęć geologicznych.

Lwów, październik 1936.

Summary.

Application of geophysical methods of prospecting in the region of Carpathian Mountains is rather difficult, due to the complexity of the geological structures encountered in this area. Among these methods some possibilities offers the refraction and reflection seismology. The determination of elastic properties of the rocks involved in the investigated area is very important for selection of suitable method and field technique of seismic prospecting. From several hundred records, obtained during the seismic work conducted by the Pionier Company in 1934 and 1935 in Poland, it was possible to tabulate the velocities of elastic waves for most typical Carpathian formations (Table No. 1). The examination of these velocities indicates, that, with exception of the Cretaceous beds, other strata do not show great differences in the magnitude of their velocities. For this reason majority of the Carpathian rocks do not form favorable conditions for the reflection work, especially when they contain a number of intercalated high speed beds. Besides that, steep dips, which are usually found in the Carpathian geologic structures, represent further difficulty and limitation in application of reflection seismology in this area. The same refers to the application of refraction method, which is still more limited, due to small dimensions of geologic structures in comparison with the necessary length of refraction profiles, which should be laid down during the measurements.

In the subsequent part discusses the author the results obtained in different localities in the Eastern Carpathians. Figure 1 represents the seismic reflection profile together with

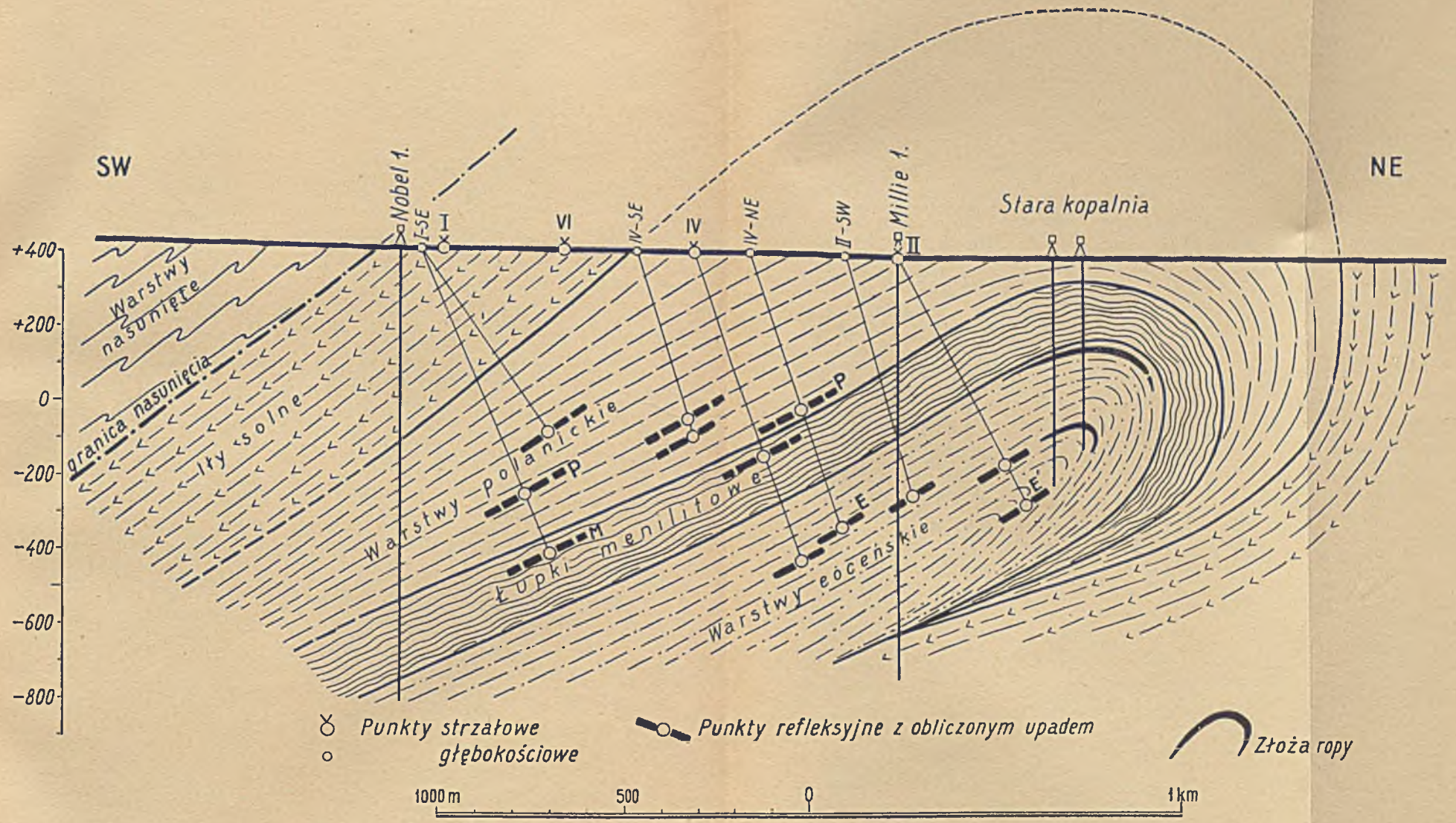
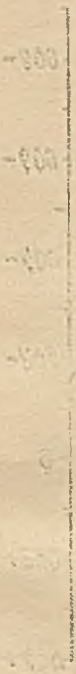


Fig. 1. Przekrój sejsmiczny przez element wgłębny Nahujowic. Profil geologiczny według K. Tołwińskiego.



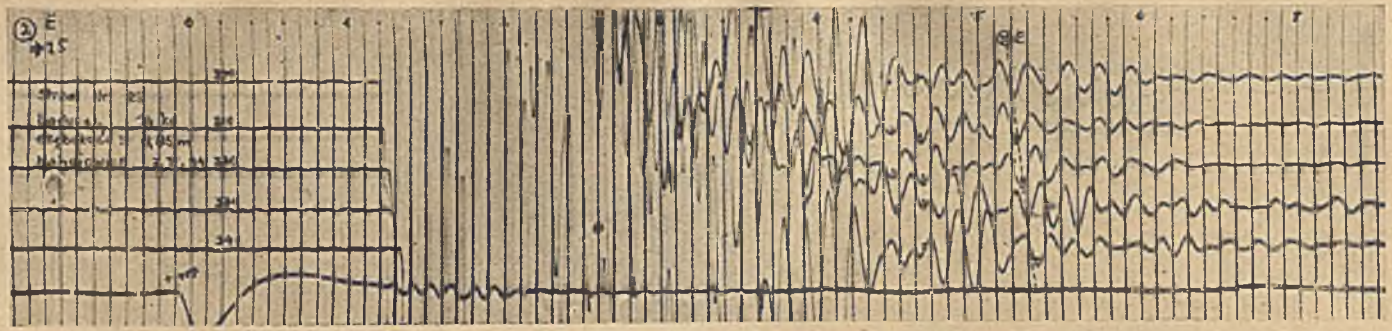


Fig. 2.
Sejsmogram otrzymany w pobliżu szybu „Millie 1“ w Nahujowicach. Refleks E pochodzi z wapieni eoceńskich w głęb. 750 m.

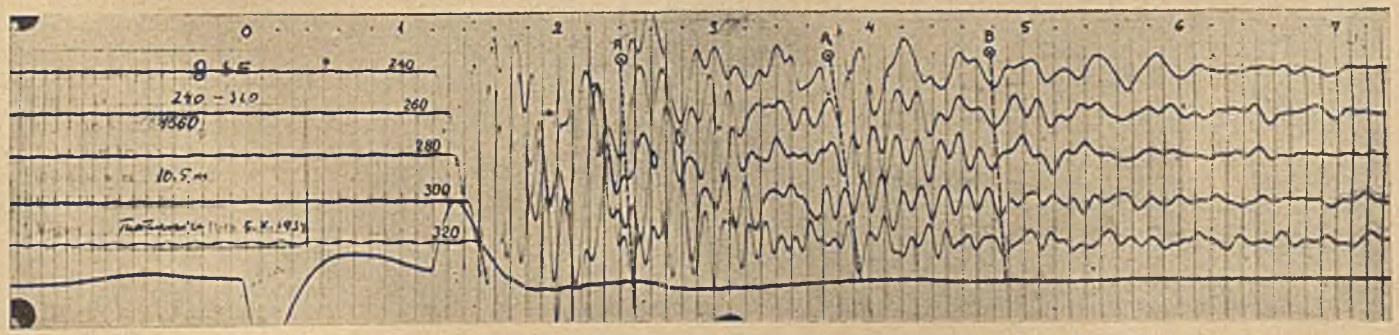


Fig. 3. Sejsmogram otrzymany na profilu strzałowym w okolicy szybów „Józef“ i „Mukden 2“ w Tustanowicach.

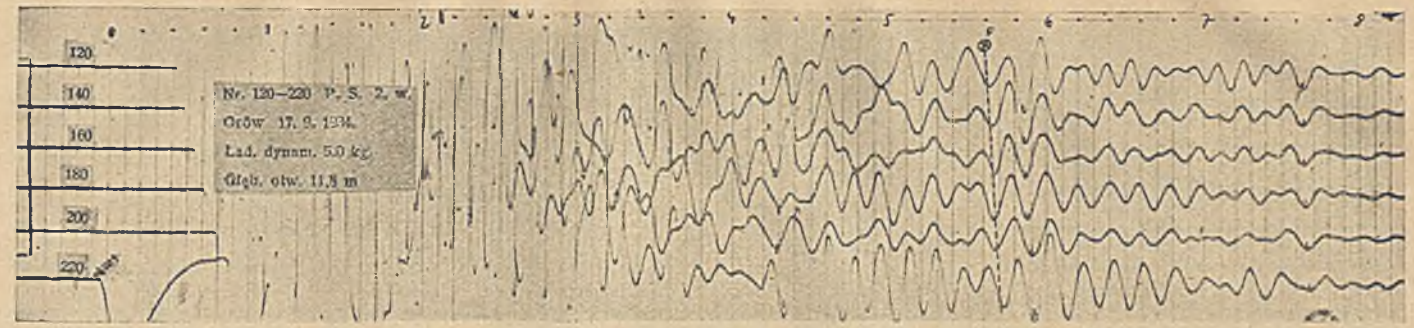


Fig. 4. Sejsmogram otrzymany w pobliżu otworu wiertniczego „Pionier-Orów I“ na Orowie.

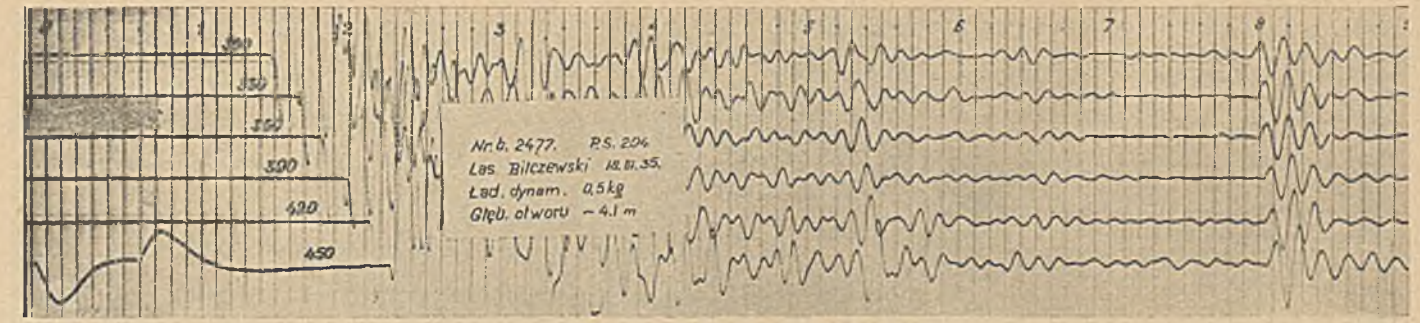


Fig. 5. Sejsmogram otrzymany na Przedgórzu Karpat niedaleko miejscowości Bilcze na północ od Stryja.

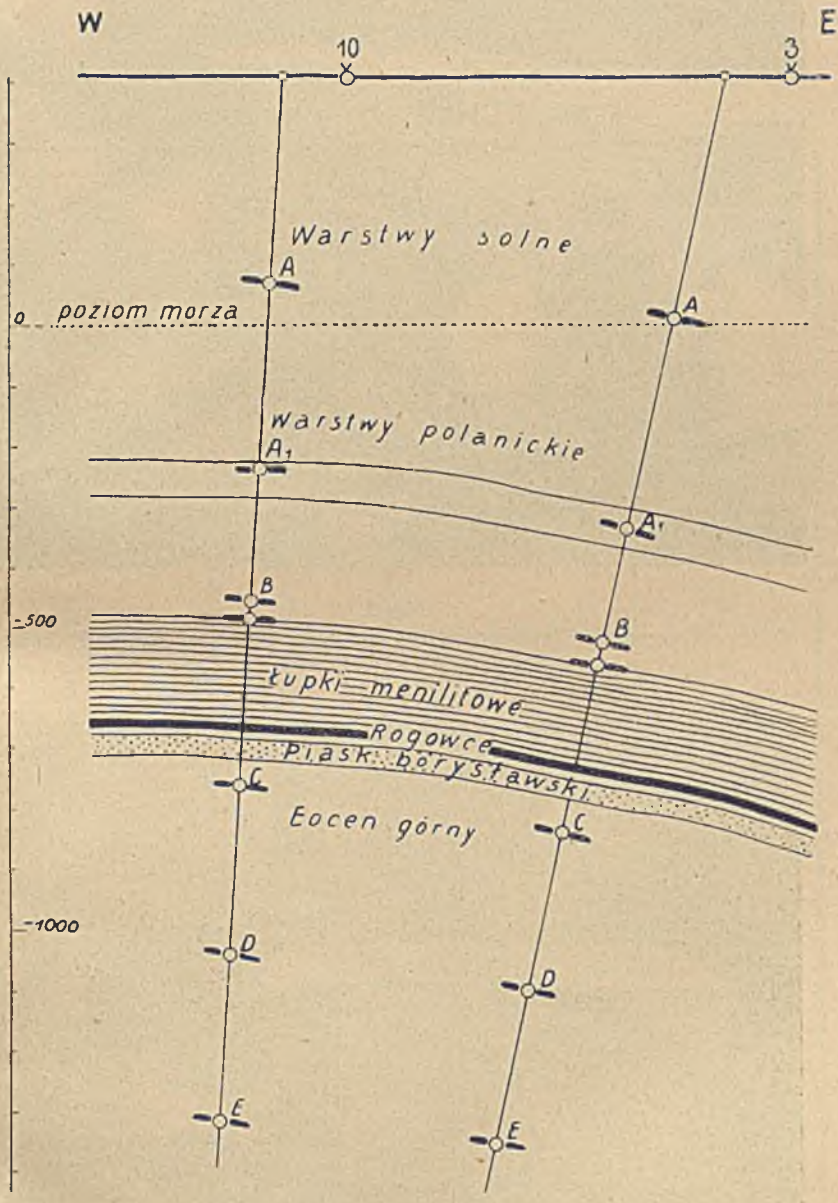


Fig. 6.
Profil sejsmiczny przez szyby Józef, Wanda, Renata i Dąbrowa Nr. 10 w Tustanowicach. Przekrój geologiczny według K. Tołwińskiego.

Fig. 7.
Transport przyczepki instrumentowej na drodze leśnej w okolicy Bitkowa.

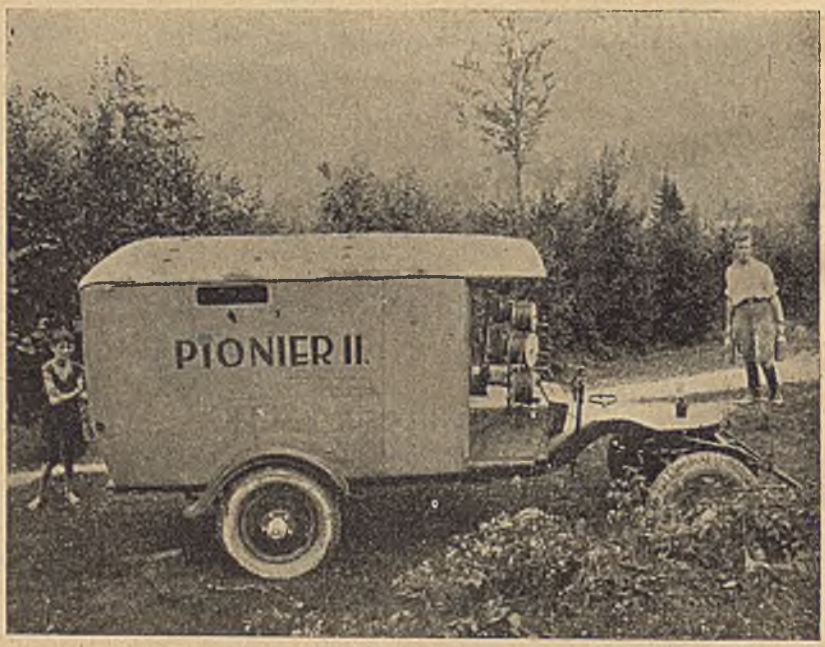


Fig. 8.
Przyczepka instrumentowa z aparaturą sejsmiczną refleksyjną w czasie prac w Bitkowie w r. 1935.

Tabela 1.

Charakterystyczne prędkości przewodzenia fal sejsmicznych w typowych utworach karpackich.

Rodzaj warstw	Formacja geologiczna	Prędkość fal sejsmicznych	Miejscowość
Utwory ilaste			
solonośne	Miocen	2600—3100 m/sek	Tustanowice
„	„	2600—3060 „	Maniawa
„	„	2400—2800 „	Niebyłów
Warstwy			
polanickie	Oligocen	2100—3050 m/sek	Nahujowice
Łupki			Słoboda
menilitowe	Oligocen	2540—3100 m/sek	Niebyłowska
„	„	2480—2700 „	Bitków
„	„	2300	Borysław (w nasunięciu)
Łupki	Eocen		Mraźnica
czerwone	dolny	2000—2700 m/sek	„M. Kwiatkowski“
Warstwy			
hieroglifowe	„	3280 „	Bitków
Piaskowiec	Kreda		Mraźnica
jamneński	górna	3040 m/sek	„Bitumen I“
Warstwy			
inoceramowe	Kreda	3080—3600 „	Orów (Pionier-Orów I)
„	„	3020—3330 „	Bitków.

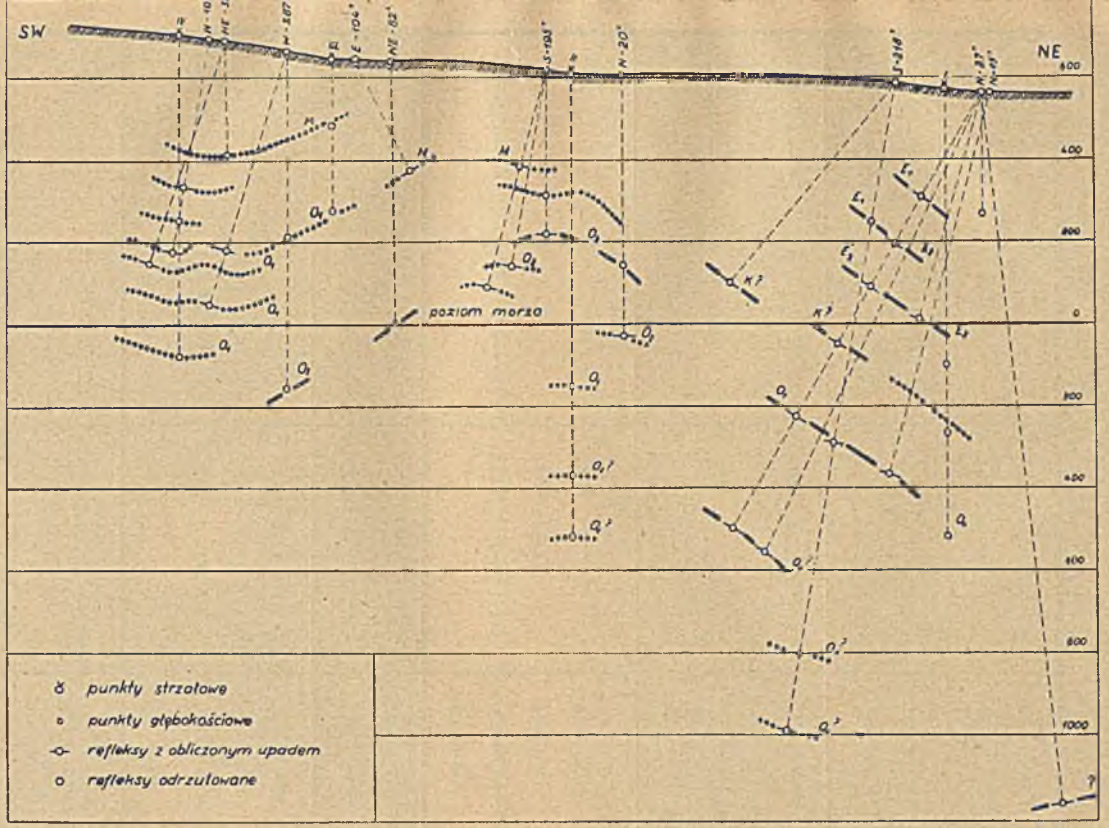


Fig. 9. Przekrój sejsmiczny refleksyjny Bitkowa przeprowadzony wzdłuż potoku Rosicz przez łuskę „Starej Kopalni“ aż po szyb „Prezydent“ na „Dziale“.

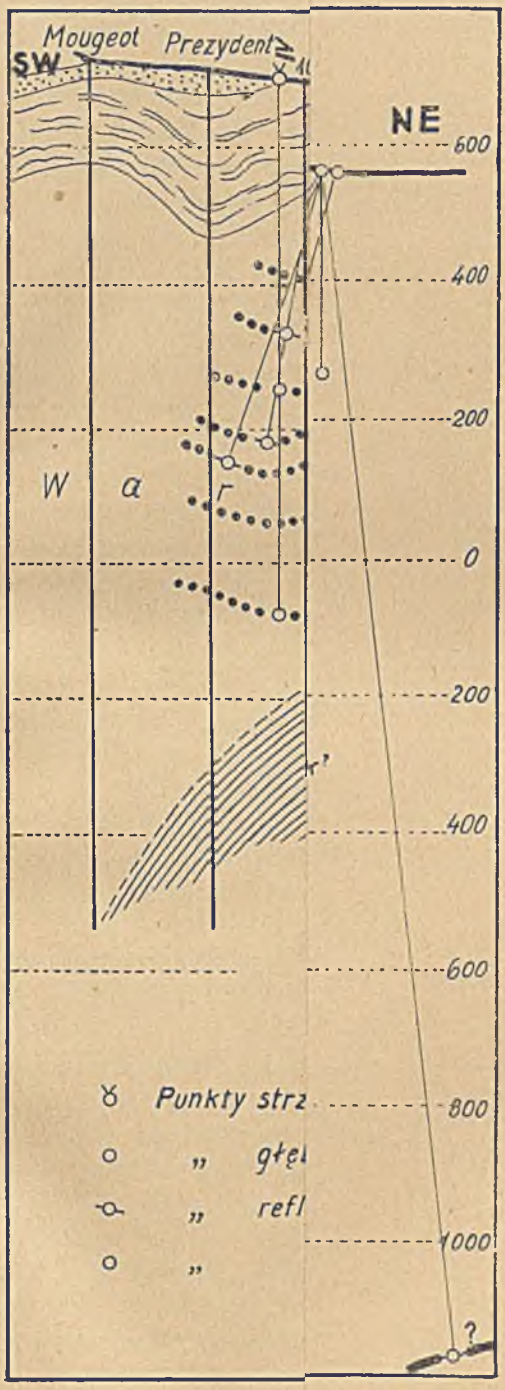


Fig. 10. Przekrój skiego.

the geologic section of the so called deep element of Nahujowice, west of Borysław. Majority of the recorded reflections occur in the Polanica beds (Oligocene). The Menilitic formation, together with the hornstones does not produce any outstanding reflections. Probably they are crushed by the tectonic movements and therefore do not represent, in spite of their high hardness, favorable conditions for the reflection of elastic waves. Fig. 2 reproduces the record obtained in vicinity of the well „Millie 1" in Nahujowice. Further investigations carried out in the region of the deep element of Borysław have shown, that also in this area it is difficult to obtain reliable reflections, which could serve for the correlation of certain beds. Fig. 6 represents a trial correlation of recorded reflections with known geologic strata in Borysław, and fig. 3 shows the typical reflections obtained in this region. Better conditions for reflections seam to exist in the Carpathian overthrust in the region of Orów and Mraźnica. In fig. 4 are reproduced the records obtained there. Another experiments have been conducted in the vicinity of Bitków, about 100 kilometers southeast of Borysław, where oil and gas horizons are in folded tectonic elements of the type of Borysław. Figures 7 and 8 give the general view of this part of Carpathian Mountains and show the type of an instrument trailer used in this difficult and inaccessible area. The results obtained there are reproduced in fig. 9, which shows the seismic profile through the deep folds of Bitków. In fig. 10 are demonstrated both the seismic and geologic profiles through Bitków.

Much better conditions for application of seismic reflection method exist in the Sub-Carpathian Depression, between the Carpathian Range and the Podolian Plateau. In most cases there are soft beds of clays, shales and sands in contact with much harder formations, which represent good reflection horizons. A typical reflection record from this area is shown in Fig. 5. The outstanding deep reflection occuring on this record, can be identified with hard gypsum beds in the depth of about 1100 meters. These beds may be followed continually over large areas in the Carpathian Foreland. Therefore in conclusion it may be stated, that not the Carpathian Mountains but the Foreland offers most possibilities for successful application of reflection seismology.

St. Doktorowicz-Hrebnicki.

Kilka uwag o budowie płn. brzegu Polsk. Zagł. Węgl. na wschód od Tarnowskich Gór.

(Einige Bemerkungen über den Bau des Nordrandes des Polnischen Steinkohlenbeckens westlich von Tarnowskie Góry).

Teren, położony bezpośrednio na północ od linii Kozłowa Góra—Strzyżowice należy do jednej z mniej zbadanych części naszego zagłębia, zwłaszcza w stosunku do utworów formacji węglowej. Tymczasem niezawodnie zasługuje on na większe zainteresowanie ze względu zarówno na ciekawą budowę geologiczną, jak i możliwość pewnego znaczenia przemysłowego nie tylko obecnych tu złóż rud lub glinek, lecz też i węgla kamiennego.

Chciałbym wobec tego zwrócić tutaj uwagę na kilka rysów jego budowy, najprzód na ukształtowanie powierzchni karbonu, który to na większej części tego obszaru jest przykryty utworami permskimi i triasowymi.

Dane o rozmieszczeniu utworów triasowych znajdujemy na szeregu dawnych map, jako to J. Hempla [15], F. Roemera [22], O. Degenhardta [9], M. Łempickiego [16]; dla prawego brzegu Brynicy też na arkuszach Tarnowskie Góry—Brynica [2] i Bytom—Huta Laura [3] — w skali 1:25.000; dla najbardziej południowego skrawka terenu na arkuszu Grodziec [10]. Na obszarze Dąbrowskim utworów tych dotyczyły prócz tego badania K. Bohdanowicza [4] i F. Różyckiego [23]; w pracy ostatniego jest również umieszczona nieduża mapka.

W wyniku wszystkich tych badań obraz zasięgu serii wapiennej i dolomitowej triasu (t. j. dolnego i środkowego wapienia muszlowego) przedstawia się dość dokładnie. Zespół tych warstw, łącznie z podścielającymi je wapieniami i dolo-

mitycznymi marglami rötu tworzy tu płat, chociaż i nachylony w kierunku NE, jednak pod kątem niedużym; jeżeli np. przyjmiemy pod uwagę, że na południowej krawędzi płatu, koło Góry Siewierskiej, szczyty wzgórz o wysokości 350 do 400 m (względem p. m.) są zbudowane z dolnego wapienia falistego, natomiast na północ od Mierzęcic, koło Ubny, wapień ten leży na poziomie około 300—330 m, ogólne obniżenie płatu na tej przestrzeni (7—8 km) wypadnie oszacować niewiele więcej ponad 50 m. Naturalnie pomijając możliwość lokalnych przesunięć uskokowych, które dadzą się wykryć dopiero po szczegółowym skartowaniu terenu.

Kształt powierzchni karbonu na znacznej części terenu nie jest jednak związany z położeniem pokrywy wapiennej, ponieważ pod tą ostatnią leży jeszcze seria klastycznych osadów pstrych o bardzo zmiennej miąższości.

Nie zastanawiając się tutaj na kwestii rozwoju poglądów na przynależność stratygraficzną tej serii, odnotuję tylko, że najwyższe jej warstwy należy zaliczyć, podobnie jak to przyjąłem w objaśnieniu arkusza Grodziec [11], a zgodnie też z ostatnimi badaniami P. A s s m a n n a [1], do piaskowca pstrego. Warstwy te leżą na pozostałej części osadów pstrych, wieku już permskiego, przekraczająco: miąższość ich prawdopodobnie nie różni się tu zbytnio od takowej na arkuszu Grodziec, gdzie wynosi jakichś 20—30 m wówczas, gdy miąższość osadów permskich osiąga gdzie niegdzie 400 m i więcej).

Zasięg terytorialny serii pstrej, wyłaniającej się z pod postrzępionych przez erozję brzegów pokrywy wapiennej, nie może być wytknięty zbyt dokładnie, a to wskutek znacznego zamaskowania jej wychodni przez piaski dyluwialne. W przybliżeniu oznaczyłem go na załączonej mapce (fig. 1).

Muszę jednak zrobić pewne zastrzeżenie co do północnego obszaru wychodni karbonu (pomiędzy Tąpkowicami a Ożarowicami); uważam mianowicie, że jeżeli nie same istnienie tych wychodni, to przynajmniej granice obszaru wymagają gruntownego sprawdzenia w terenie. Na mapie R o e m e r a na całym tym obszarze, jak i na przeciwległym brzegu Brynicy jest oznaczone występowanie jedynie osadów dyluwialnych i aluwialnych. Na załączonej do pracy R o e m e r a [21] odkrytej mapie C. H ö r o l d a, jak również i mapie D e g e n h a r d t a [9] widzimy połączenie obszaru

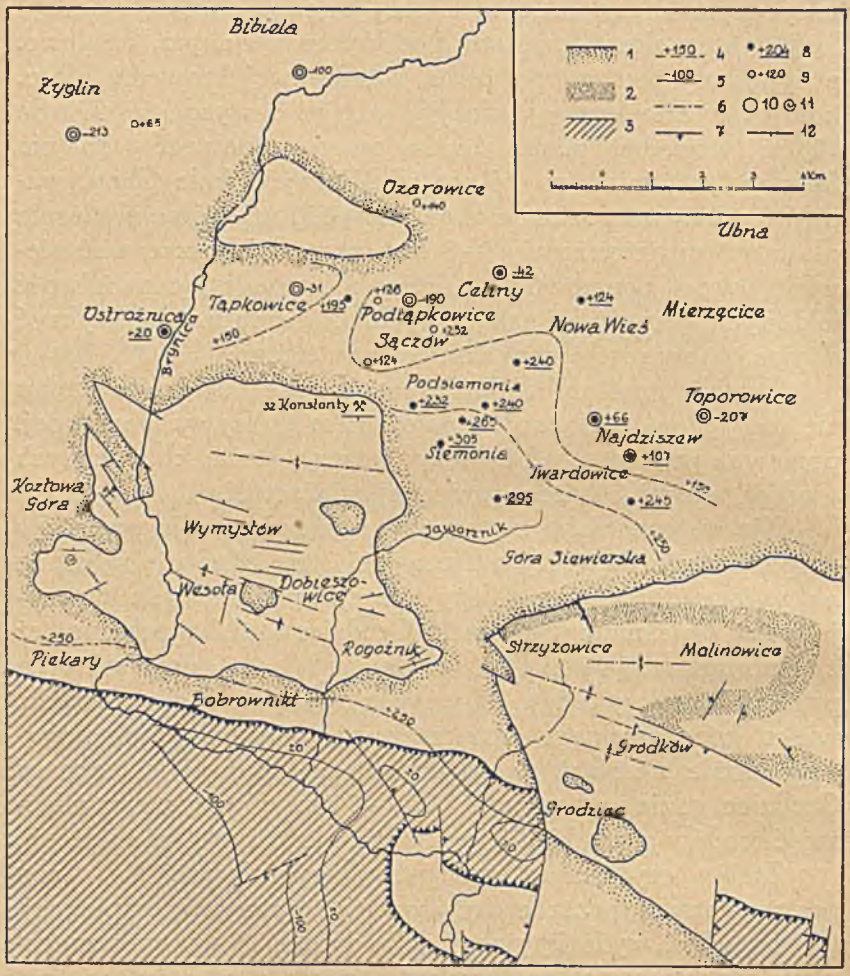


Fig. 1.

1 — Granica serii pstrej. 2 — Wychodnie warstw Sarnowskich. 3 — Wychodnie i obszar zasięgu najniższego pokładu grupy Siodłowej (pokładu Karolina). 4 — Warstwice powierzchni karbonu (pod nadkładem). 5 — Warstwice pokładu Karolina. 6 — Osi siodeł lub niecek. 7 — Uskoki. 8 — Otwory, które dotarły do karbonu (z oznaczeniem poziomu powierzchni karbonu). 9 — Otwory, które do karbonu nie dotarły (z oznaczeniem poziomu dna otworu). 10 — Otwory, w których miąższość serii pstrej przekracza 200 m. 11 — Miejsce występowania fauny karbońskiej. 12 — Linie biegu warstw.

1 — Grenze der Buntsandstein-Schichten. 2 — Ausgehendes der Schichten von Sarnów. 3 — Ausgehendes und Ausdehnung des untersten Flözes der Sattelgruppe (Karolina Flöz). 4 — Höhenschichten der Oberfläche des Karbons (unter dem Deckgebirge). 5 — Höhenschichten des Karolina-Flözes. 6 — Achsen der Sattel oder Mulden. 7 — Sprünge. 8 — Bohrlöcher, die den Karbon erreicht haben (mit Bestimmung der Ordinate der Karbonoberfläche). 9 — Bohrlöcher, die den Karbon nicht erreicht haben (mit Bestimmung des Niveaus der Sohle des Bohrloches). 10 — Bohrlöcher in denen die Mächtigkeit der bunten Schichtenfolge über 200 m beträgt. 11 — Die Stelle des Vorkommens der karbonischen Fauna. 12 — Streichen und Fallen der Schichten.

Ożarowickiego z Dobieszowicko-Sączowskim po przez Świerklaniec (Neudeck). R. M i c h a e l na swej odkrytej mapie z r. 1913 [18], opierając się prawdopodobnie na wynikach kartowania arkusza Tarnowskie Góry, przesuwa granicę permu aż po samą Brynicę, oznaczając na jej brzegu prawym wyłącznie utwory permskie. W objaśnieniu do mapy Ł e m p i c k i e g o ([17], str. 16) znajdujemy jedynie krótką wzmiankę, że najdalej ku N wysuniętym punktem, gdzie stwierdzono robotami górniczymi obecność formacji węglowej, jest wieś Ożarowice, koło której napotkano pokład nieznacznej miąższości. Na samej mapie widzimy linię biegu pokładu przeprowadzoną po przez wieś Tąpkowice na terenie występowania serii pstrej. Z drugiej strony otwór (późniejszy), pogłębiony w samych Ożarowicach, na terenie oznaczonym na mapie Ł e m p i c k i e g o znakiem karbonu, do głębokości 150 m nie wyszedł jeszcze z osadów pstrych. Widzimy, że w każdym razie, w stosunku np. do granic wyznaczonych na mapie Ł e m p i c k i e g o obszar występowania karbonu powinien być znacznie zredukowany.

Na załączonej tu mapce oznaczyłem również miejsce otworów wiertniczych, pogłębionych na obszarze zasięgu serii pstrej. Znaczną część danych o tych otworach dla terenu, położonego na wschód od Brynicy zaczerpnąłem z pracy St. C z a r n o c k i e g o [6], dla Śląskiej części obszaru — z pracy R. M i c h a e l a [18] oraz tekstu do arkusza Tarnowskie Góry [19].

Co prawda rozgraniczenie osadów pstrych od przynależnych do formacji węglowej napotyka niekiedy duże trudności, spowodowane jak wiadomo okolicznością, że piaskowce, a czasami nawet i łupki karbońskie ulegają w czasie akumulacji osadów permskich znacznemu zaczerwienieniu; ostatnie występuje czasem na dużej głębokości i przeszkadza oparciu określenia wieku warstw, wymienionych w rejestrach otworów, na ich barwie.

Pomimo tego ogólny obraz ukształtowania powierzchni karbonu pod nadkładem wyświetla się dość wyraźnie; kilka charakteryzujących go linij (mianowicie warstwice + 250 i + 150), oraz głębokość, na której została napotkana powierzchnia karbonu w otworach, podałem na mapce [1]).

[1]) Wobec braku ścisłych danych niwelacyjnych, wzniesienie ponad

Jak widzimy, w granicach tego pasma utworów triasowych, które oddziela obszar odsłoniętego karbonu okolic Strzyżowic z jednej strony, a Dobieszowic-Sączowa z drugiej, powierzchnia formacji węglowej naogół nie opuszcza się niżej + 250 m.

Ogólna miąższość utworów pstrych rzadko jest tu większa ponad 20—40 m; prawdopodobnie na większej części obszaru należą one całkowicie do piętra piaskowca pstrego. Przekrój tych warstw, podobnie jak i w bardziej południowej części Zagłębia, jest bardzo zmienny; najczęściej mamy pewną przewagę iłów, zwykle czerwonych, naprzemian z niemi poza piaskowcami występują kurzawki, piaski, niekiedy żwiry. Tam, gdzie miąższość serii zwiększa się, zjawiają się większe partie piaskowców, przeważnie u dołu zespołu.

Dopiero na NE od linii Twardowice—Podsiemonia powierzchnia karbonu zaczyna obniżać się wyraźnie, co jest związane z gwałtownym wzrostem miąższości osadów pstrych, należących tutaj po większej części już do permu. Obniżenie to nie jest regularne; miąższość serii pstrej nawet w blisko siebie położonych otworach bywa bardzo różna. Na terenie pomiędzy warstwicami + 250 i + 150 nie przekracza ona jeszcze 100 m; dalej ku północy osiąga niekiedy prawie 300 m.

W szczególności w tych otworach, które dotarły do karbonu, wynosi ona w Ostrożnicy — 220 m, w Celinie — 290 m, w Najdziszewie około 300 m; w głębszych otworach, które spągu serii pstrej nie osiągnęły: w Tąpkowicach — 302 m [1]), w Podtąpkowicach — 447 m, w Toporowicach — 463 m. Co do przedostatniego otworu, to mam jednak wątpliwość w przynależność najniższej napotkanej w nim 111-tu metrowej warstwy „piaskowca czerwonego“ do permu. Z zestawienia z sąsiednimi otworami wynikało by raczej, że przynajmniej część jej należy już do karbonu.

Na ogół zaznacza się obecność głębszej depresji po-

---

poziom morza punktów założenia poszczególnych otworów określałem na podstawie mapy topograficznej w skali 1:25.000. Dla orientacji dodam, że dla większości otworów waha się ona od 290 do 330 m i tylko dla otworów koło Twardowic osiąga 360 m.

[1]) Podług posiadanego przeze mnie rejestru otworu; F. Różycki [25] podaje dla tego otworu głębokość o 275 m większą.

wierzchni karbonu w okolicy Toporowic i dwu innych na obszarze Ostrożnica—Tąpkowice—Celiny. Zasięg pierwszej w kierunku NE pozostaje zupełnie niezbadanym. Dwie ostatnie są od strony północnej obrzeżone wychodnią karbonu (pod Ożarowicami), która oddziela je od obszaru występowania permu pod Bibielą, Żyglinem i Miasteczkiem, gdzie grubość serii pstrej (nie przewierconej) przekracza 350—400 m [18, 19].

Co się tyczy samego charakteru osadów, to najwyższe jego warstwy, leżące bezpośrednio pod marglami i dolomitami rötu, zachowują te same właściwości, co i w strefie poprzedniej; niższa część profilu jest mniej zróżniczkowana — występują tu grube zwarte zespoły iłaste lub piaszczyste, zwykle czerwone lub różowe; w niektórych otworach grubość poszczególnych warstw, oznaczonych jedną nazwą, sięga 80—100 m i więcej. Naogół mamy przewagę piaskowców; obecność zlepieńca myślachowickiego stwierdzono jedynie w Tąpkowicach (na zachód od Brynicy jest on znany w Bibieli i Żyglinie).

Ogólna SW granica zasięgu utworów permskich posiada na znacznej przestrzeni północnej części Zagłębia, mianowicie od Strzemieszyc aż po Tąpkowice, charakter stosunkowo prostej linii o kierunku SE-NW. Pomimo tego ukształtowanie powierzchni karbonu pod utworami permskimi na opisywanym terenie jest bardzo nieregularne, co przemawia za istnieniem tutaj znacznych lokalnych zaburzeń tektonicznych. Nie wykluczono, że dużą rolę odgrywają tu uskoki (przedtriasowe), jak to zostało przedstawione dla Śląskiej części terenu na mapie R. M i c h a e l a [18], a też późniejszej mapce zasięgu triasu P. A s s m a n n a [1].

Przechodząc do formacji węglowej, przede wszystkim należy zwrócić uwagę, że już w samym rozmieszczeniu nadań węglowych opisywanego terenu uderza okoliczność, że są one wysunięte daleko ku N nie tylko po za ogólną linię zasięgu warstw florowskich bardziej wschodniej części obszaru Dąbrowskiego, lecz i po za pasmo wychodni podścielających te warstwy piaskowców sarnowskich. Z drugiej strony wszystkie bez wyjątku otwory wiertnicze, o których mi cokolwiek wiadomo, a które dotarły tu do karbonu, napotkały węgiel kamienny. Nie ulega przeto wątpliwości, że na całym obsza-

rze mamy do czynienia z karbonem produktywnym i że granica jego zasięgu terytorialnego nie została tutaj jeszcze otworami osiągnięta.

Jak się przedstawia materiał faktyczny, dotyczący sfałdowania tych warstw?

Przebieg wychodni warstw siodłowych w najbliższej części północnego skrzydła niecki Bytomskiej jest poznany dokładnie na zachód od południka Radzionkowa i na wschód od strumienia Jaworznika; pomiędzy tymi liniami może być na razie wytknięty tylko przypuszczalnie, w oparciu na kilku otworach wiertniczych (patrz arkusz Grodziec, tabl. II). Same wychodnie warstw siodłowych są tu wszędzie przykryte osadami triasowymi.

Na N od linii zasięgu triasu, na terenie Rogoźnik—Bobrowniki, odsłonięcia karbonu są bardzo nieliczne. W każdym razie w pobliżu ostatniej z tych wsi warstwy są nachylone ku SE lub SW. Na wschód stąd, ku Rogoźnikowi, w obrębie zupełnie pozbawionej odsłonięć doliny, możliwe jest istnienie wypiętrzenia, leżącego na linii przedłużonej ku zachodowi osi siodła Gródkowskiego, a odgraniczonego od niecki Malinowickiej strefą, w której warstwy są ustawione prawie pionowo, lub nawet mają pewne obalenie ku SE.

Podobne strome ustawienie warstw mamy i pod Dobieszowicami, gdzie warstwy jednak mają bieg, zbliżony do równoleżnikowego. Możliwe, że to drugie zaburzenie jest wspólnego pochodzenia z tym stromym przegięciem warstw, któremu towarzyszą zgniecenia i przemieszczenia uskokowe, a które zaznacza się prawie na tej samej linii dalej ku ESE, pod Gródkowem (patrz fig. 1).

Na północ od linii Dobieszowice—Rogoźnik w kilku punktach stwierdziłem już nachylenie warstw ku północy: w cegielni na W od Rogoźnika warstwy łupku są nachylone ku NE 15°, kąt 22°; w niedużej odkrywce na NNE stąd — ku NW 345° pod kątem 30—40°. O kilometr na N od Dobieszowic na łagodnej wyniosłości, wydłużonej w kierunku SE 100°, rozmieszczenie eluwium piaskowca zaznacza wychodnię trzech jego warstw; jedna z nich, najgrubsza, jest odsłonięta w przekopie drogi i posiada niezbyt strome nachylenie ku N; w zwałach pobliskiej dukli, pogłębionej w łupkach widziałem okruchy węgla.

Drugi grzbiet tegoż samego kierunku, również z ułamkami piaskowca, przebiega o kilometr dalej ku N, w pobliżu północnego końca Wymysłowa; odsłonięć na nim brak, lecz nieco na S od niego przed kilku laty przy pogłębianiu rowu odsłonięto na przestrzeni przeszło 300 m w poprzek biegu warstw, serię łupków, nachylonych ku N pod kątem 20°. Wśród łupków były tu obecne 3 pokładziki węgla; najgrubszy z pośród nich sięgał około 0,8 m, jednak zdaje się zawierał przerost; dwa inne miały około 0,1 i 0,2 m grubości.

O 2 km stąd naW, na przeciwległym brzegu Brynicy, był niegdyś odbudowywany pokład węgla o grubości około 1,0 m, nachylony ku NE, kąt 8—15°; podobne nachylenie posiadały pokłady, odsłonięte i w paru innych pobliskich punktach ([19], str. 9). Jeszcze dalej ku W, przy szosie z Piekar do Kozłowej Góry F. R ö m e r ([21], str. 18) stwierdził nachylenie warstw ku północy.

Bezpośrednio dalej na N od wyszczególnionych punktów odsłonięć już brak; w każdym bądź razie należy przyjąć, że na N od linii Dobieszowice—Wesoła, w paśmie conajmniej $1^1/_2$ km szerokim, warstwy są nachylone ku północy.

Dla jeszcze bardziej północnej części terenu posiadamy jedynie dane z dawnej kopalni Sączowskiej (szyb Konstanty). Mianowicie podług M. G r a b i ń s k i e g o [14], w szybie, pogłębianym pod jego kierownictwem, warstwy były nachylone pod kątem 8° ku S. Również i w trzech otworach pogłębionych na terenie, przylegającym do szybu od południa, kąt nachylenia nie przekraczał 10°; kierunek nie jest wymieniony, znajdujemy tylko wzmiankę o zgodnym położeniu pokładów na całym badanym terenie.

Wszystkie powyższe dane wykorzystałem dla oznaczenia biegu warstw na załączonej mapce. Pomimo swej fragmentaryczności dość zdecydowanie przemawiają one za nieckowatym ułożeniem warstw, przy przewadze (przynajmniej w części terenu, położonej na południe od Sączowa) kierunku, zbliżonego do E-W.

Niecka ta, istnienie której przewidywał już C. G a e b l e r ([13], str. 222), a która może być nazwana Sączowską, jest oddzielona od pobliskiej Malinowickiej jakąś dyslokacją bliżej jeszcze nieustalonego typu, przebiegającą w kierunku NE-SW; od strony północnej (lub raczej NNE) graniczy ze

strefą intensywnych zaburzeń, z którymi są związane duże nierówności powierzchni karbonu i obecność w jej depresjach osadów permskich.

Niestety na przeszkodzie głębszemu wniknięciu w istotę tektoniki opisywanego terenu stoi brak danych stratygraficznych; mamy do dyspozycji jedynie rejestry otworów i do chwili wykonania nowych wierceń ze skrupulatnym zebraniem próbek oraz szczegółowego skartowania terenu, wypadnie zadowolnić się przypuszczeniami.

Pewnym punktem oparcia mogą tu służyć odsłonięte niegdyś przy szosie niedaleko Kozłowej Góry piaskowce z fauną, które zostały utożsamione przez F. R o e m e r a [21] z piaskowcami gołonoskimi. Utożsamienie to było jednak zrobione w czasie, kiedy badacz ten paralelizował z piaskowcem gołonoskim również i morskie poziomy najwyższych warstw ostrawskich siodła Głównego (Rozdzienia i t. p.). W przypadku Kozłowej Góry należy je uważać za oparte raczej na rodzaju skały, zawierającej skamieliny, niż na charakterze ostatnich.

F. R o e m e r cytuje mianowicie stąd: Chonetes Hardrensis, Bellerophon Urei i Phillipsia mucronata n. sp. Dwa pierwsze gatunki są pospolite po za piaskowcem gołonoskim i w wyżej leżących poziomach faunistycznych, o ostatnim sam autor pisze, że jest to „dieselbe Art, welche bei Rosdzin so häufig ist" ([20], str. 665); przeto, do ponownego określenia, gatunek ten nie może być wykorzystany dla celów paralelizacji.

Również skamieliny, znalezione przez R. M i c h a e l a w cegielni, położonej na wschód od szosy, a opisane przez R. C r a m e r a [5], zgodnie ze zdaniem tego ostatniego, są niewystarczające dla dokładniejszego określenia wieku warstw.

O ile przypuszczenie F. R o e m e r a o wieku piaskowców z Kozłowej Góry (potwierdzone później przez E b e r t a [12], str. 113) było słuszne, istniało by duże prawdopodobieństwo przynależności pokładów, przynajmniej najbliższej części niecki Sączowskiej, do warstw florowskich. Tegoż zdania o wieku pokładów, odbudowywanych na prawym brzegu Brynicy, był i C. G a e b l e r ([13], str. 222), pomimo, że miał wątpliwość co do określonego przez R o e m e r a wieku piaskowców z Kozłowej Góry.

Na opisywanym terenie większość otworów dotarła tylko do pierwszego pokładu o grubości dającej prawo na uzyskanie nadania, przez to nie dostarczają one materiału nawet dla poznania litologicznego charakteru zespołu. Jedynie dwa otwory, pogłębione na terenie, przylegającym do szybu Konstanty od strony SW (a więc już w odległości do 5 km od wychodni owych piaskowców) i, poniekąd, jeden z otworów w Najdziszewie sięgały głębiej w warstwy karbońskie.

Ujawniły one, że mamy tu do czynienia z zespołem (do 400 m grubym), który przy pewnej przewadze łupków nad piaskowcami, zawiera liczne blisko siebie położone pokłady węgla. Sam charakter warstw nie przeczy przeto przynależności ich do warstw florowskich. Należy jednak mieć na względzie, że profil ostatnich, przynajmniej w bardziej wschodniej części obszaru Dąbrowskiego, bez oparcia na danych paleontologicznych jest prawie nie do odróżnienia od profilu warstw grodzieckich lub nawet pewnych odcinków dolnych warstw ostrawskich zachodniego brzegu Zagłębia.

W danym przypadku, przy porównaniu z przekrojami warstw ostrawskich kopalń Grodźca I, Andaluzji, Georga lub Konkordii, byłbym nawet bardziej skłonny do zaliczenia serii, występującej w najbliższej okolicy szybu Konstanty do warstw grodzieckich (czyli porębskich). Przemawiałoby to za znaczną głębokością niecki Sączowskiej.

Ostatecznemu rozwiązaniu zagadnienia nie sprzyja naturalnie i okoliczność, że nie posiadamy prawie żadnego materiału faktycznego dotyczącego budowy terenu, położonego na zachód zarówno od tu opisanego, jak i od linii wychodni obalonych ku SE warstw siodłowych zachodniego końca niecki Bytomskiej.

Ponieważ zaś rozważanie poglądów różnych autorów na budowę tego obszaru zetknięcia się fałdowań północnego i zachodniego brzegu Zagłębia wybiegałoby poza granice niniejszego artykułu, przeto nie będę już się dłużej zastanawiał nad kwestią tektoniki i stratygrafii; przytoczę tylko jeszcze parę danych o charakterze samych pokładów naszego terenu.

Otóż w tych otworach, które dotarły tylko do jednego pokładu, grubość jego zwykle jest oszacowana na jakichś 1,0—1,5 m, niekiedy nieco więcej. W otworach, sięgających głębiej w warstwy karbońskie, a położonych w części niecki,

bliższej szybu Konstanty, z pośród licznych napotkanych pokładów węgla, tylko kilka (w górnej 200-metrowej części serii) sięgało 0,6—0,7 m, a jeden 1,1 m. Jest to ten sam zespół pokładów co i napotkany w samym szybie; tutaj najgrubszy pokład miał 1,0 m. Również i pokład, odbudowywany na zachodnim brzegu Brynicy, posiadał, jak już wymieniłem, około 1,0 m. Naogół więc mamy tu do czynienia z pokładami nieodbiegającymi zbytnio pod względem swej miąższości od eksploatowanych wśród warstw ostrawskich zachodniego brzegu Zagłębia.

Pewną kompensacją ich małej miąższości jest zdolność węgla tego terenu do koksowania się, na co już oddawna zwracano uwagę. Zdolność tą posiada zarówno węgiel w pokładzie, odbudowywanym niegdyś na prawym brzegu Brynicy [13, 19] jak i w szybie Konstanty.

Parę analiz węgla, pochodzącego zarówno z tego szybu, jak i kilku pobliskich otworów, a podanych przez M. G r a b i ń s k i e g o [14], wykazuje, że mamy tu do czynienia z węglem o wysokim stopniu owęglenia. Zawartość w nim wody hygroskopijnej wynosiła od 0,9 do 3,2%, co mniej więcej odpowiada np. koksującym się węglom z najniższego pokładu warstw siodłowych na kop. Paweł, Gotthard lub Śląsk koło Chorzowa.

Zawartość części lotnych dla czterech prób wynosiła: 33,1%, 35,6%, 38,8% i 40,6%. Dwie cyfry ostatnie są wyższe od przeciętnych dla wspomnianych węgli z pokładów siodłowych; posiadają ją jednak i tam niektóre odmiany durytów sporowych.

Zdolność węgli przynajmniej niektórych pokładów niecki Sączowskiej do koksowania się jest uwarunkowana naturalnie nie przynależnością ich do jakichś niższych poziomów stratygraficznych, lecz ogólną tendencją wzrostu w naszym Zagłębiu stopnia owęglenia w kierunku zachodnim, w miarę zbliżania się do strefy intensywnych zaburzeń tego brzegu, a w zależności prawdopodobnie od czynników natury tektonicznej (jak to wykazują zestawienia St. C z a r n o c k i e g o [7, 8].

W każdym bądź razie kwestia jakości węgli tego obszaru zasługuje na ponowne zbadanie przy zastosowaniu nowszych metod.

LITERATURA.

1. P. Assmann. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Jb. Pr. L.-A. für 1932, Bd. 53.
2. P. Assmann, R. Michael und F. Tornau. Geologische Karte v. Preussen und benachb. Bundesstaaten. Bl. Tarnowitz—Brinitz. 1:25,000, Berlin 1913.
3. P. Assmann, R. Michael, F. Tornau und W. Quitzow. Geologische Karte von Preussen u. benachb. Bundesstaaten. Blatt Beuthen—Laurahütte, 1:25,000, Berlin 1913.
4. K. Bohdanowicz. Wapień muszlowy w Zagłębiu Dąbrowskim, Przegląd Górn.-Hutn. T. VII. 1910.
5. R. Cramer. Die Fauna von Golonog. Jb. Pr. geol. L.-A. für 1910, Bd. XXXI, T. II.
6. St. Czarnocki. Budowa geologiczna utworów węglowych w Zagłębiu Dąbrowskim. Przegląd Górn.-Hutn. T. VI, 1909.
7. Tenże. Zdolność do koksowania i właściwości chemiczne naszych węgli w związku z budową geologiczną Polskiego Zagłębia. Przegl. Górn.-Hutn. T. XVII, 1925.
8. Tenże. Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu. 1935.
9. O. Degenhardt. Der Oberschlesisch-Polnische Bergdistrikt. 1:100,000, Berlin 1866 (?).
10. St. Doktorowicz-Hrebnicki. Szczegółowa mapa geolog. Polskiego Zagłębia Węglowego. Arkusz Grodziec. 1:25,000, 1934, Warszawa.
11. Tenże. Objaśnienie do pow. wym. mapy. 1935.
12. T. Ebert. Ergebnisse d. neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Abhdlg. K. Pr. geol. L.-A. N. F. H. 19. 1895.
13. C. Gaebler. Das oberschlesische Steinkohlenbecken. 1909.
14. M. Grabiński. Węgiel w okolicy wsi Sączów powiatu Będzińskiego. Przegląd Techniczny. XXXVI, 1898.
15. J. Hempel. Karta geognostyczna Zagłębia Węglowego w Królewstwie Polskim. 1:20,000, Warszawa, 1856.
16. M. Łempicki. Gieologiczeskaja gornopromyszl. karta Polsko-Silezskago kamiennougoln. bassiejna. 1:50,000, 1891, Petersburg.
17. Tenże. Pojaśniticln. zapiska k plastow. i gieologicz. kartam Polskago kamiennougoln. bassiejna, 1892.
18. R. Michael. Die Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. Abh. K. Pr. geol. L. A. N. F. H. 71, 1913.
19. R. Michael, F. Tornau u. Assmann. Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Preussen u. benachb. Bundesstaaten. Lief. 173. Bl. Tarnowitz-Brinitz. 1914.
20. F. Roemer. Neuere Beobachtungen ü. d. Vorkommen mariner Conchylien in d. oberschl.-poln. Steinkohlengebirge. Z. d. D. geol. Ges. Bd. 18, 1866.
21. F. Roemer. Geologie von Oberschlesien. Breslau. 1870.

22. F. R o e m e r. Geognostische Karte von Oberschlesien. Blatt Königshütte 1:100.000. Breslau. 1870.
23. F. R ó ż y c k i. Stratygrafia wapienia muszlowego w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego. Spraw. P. I. G. T. II. 1924.

Z u s a m m e n f a s s u n g.

Der Verfasser behandelt die Frage der Oberflächengestaltung des Karbons, die Tektonik und die stratigraphische Angehörigkeit der Steinkohlenschichten, sowie den Charakter der Steinkohle des, im N der Linie Kozłowa Góra—Strzyżowice gelegenen Gebietes.

Auf Grund der diesbezüglichen Literatur, der Bohrregister, sowie der eigenen Beobachtungen stellt er folgendes fest:

1. Unter der Triasdecke, die das Gebiet des erschlossenen Karbons der Umgebung von Strzyżowice von der einen Seite und dasjenige von Rogoźnik und der Grube Konstanty von der anderen Seite abgrenzt, liegt die Karbonoberfläche nicht tiefer als + 250 m. Im N der Linie Twardowice—Ostrożnica beginnt sie schroff und unregelmässig zu sinken. Zwischen ihr und den unteren Schichten des Buntsandsteines schalten sich hier permische Ablagerungen ein. Die grösste Mächtigkeit (über 300—400 m) erreichen sie in drei Senkungen — einer bei Toporowice und zweier auf den Feldern von Celiny—Ostrożnica. Die Senkungen müssen tektonischen Störungen zugeschrieben werden.

2. Die Lagerung der karbonischen Schichten spricht dafür, dass auf der Linie Rogoźnik—Wesoła wahrscheinlich eine Antikline existiert. Bei Dobieszowice, auf der Verlängerung der Zone der Störungen, die weiterhin gegen ESE bekannt sind (bei Gródków), stehen die Schichten auf dem Kopfe. Weiter nach Norden hin, zwischen Dobieszowice und Sączów, beobachten wir eine muldenartige Schichtenlage (Sączów-Mulde).

3. In allen Bohrlöchern, die den Karbon im E von dem Flusse Brynica erreicht haben, spricht der Charakter der Kohlenschichten für ihre Angehörigkeit zum produktiven Karbon. Stützt man sich auf die Aufnahmen F. Römers, die die Identität des Sandsteines mit der Fauna aus der Umgegend von Kozłowa Góra und des Golonoger Sandsteines betreffen, so müsste man die Schichten des Südteiles der Są-

czów-Mulde zu den Schichten der Flora-Grube rechnen. Die Zusammenstellung von Profilen der Bohrlöcher aus der Umgebung der Grube Konstanty mit den Ostrauer Schichten der nächstliegenden Gebiete des Steinkohlenbeckens sprechen für die Angehörigkeit der durchbohrten Schichten zu den Grodziec-Grube—Schichten (Peterswalderschichten).

4. Die Steinkohle, wenigstens diejenige mehrerer Flötze dieses Gebietes ist seit langem für Kokskohle gehalten worden. Die früher ausgeführten Analysen der Kohle aus der Grube Konstanty (vor allem ihr niedriger Feuchtigkeitsgehalt) sprechen für einen hohen Inkohlungsgrad.

E. Panow.

Permokarbońska fauna martwicy karniowickiej.

(Permo-Carboniferous animal fossils from the travertine of Karniowice).

(Tablica I — Plate I).

Jedyną wzmiankę o występowaniu fauny w martwicy karniowickiej znajdujemy u S t. Z a r ę c z n e g o [5], gdzie autor na str. 87, 88 i 90 wspomina o znachodzeniu się skorupek ślimaków słodkowodnych.

Na ciekawe to występowanie jednych z najpierwszych ślimaków płucodysznych do tej pory nie zwrócono żadnej uwagi pomimo, że za granicą istniała już odpowiednia literatura.

Roku ubiegłego podczas katalogowania zbiorów Muzeum Fizjograficznego P. Ak. Um. w Krakowie, natrafiłem na okazy martwicy wapiennej zawierającej liczne skorupki ślimaków z notatką „Karniowicer Kalk". Bliższych danych, skąd pochodzi zebrany materiał, przy okazach nie było, jednak wzmianka u Zaręcznego na str. 89—90 pozwala przypuszczać, że zebrany on został w t. zw. dolinie Charchołów, leżącej między Filipowicami i Karniowicami.

Jak widać z mapy Z a r ę c z n e g o, martwica karniowicka występuje na przestrzeni ok. 4 km licząc w kierunku równoleżnikowym, tworząc oderwane płaty położone na wschód od Krzeszowic w okolicy Filipowic i Karniowic. Według spostrzeżeń Z a r ę c z n e g o spoczywa ona na piaskowcach i iłach dolno-permskich, strop zaś stanowi t. zw. zlepieniec myślachowicki, zaliczany ostatnio do cechsztynu na podstawie analogii z podobnymi utworami w Kieleckim, w których znaleziono charakterystyczną dla tego piętra faunę.

Sama martwica zawiera doskonale zachowaną florę, która ostatnio była zebrana i opracowana przez M. Racib o r s k i e g o [4]. Na podstawie określonych przez siebie gatunków badacz ten zaliczył martwicę karniowicką do dolnego, starszego piętra permokarbonu.

Po żmudnym preparowaniu udało mi się wydobyć ze skały 3 mniej lub więcej całe okazy oraz kilkanaście ułamków. Kilka wycieczek na teren Karniowic pozwoliło mi stwierdzić, że fauna malakologiczna występuje tam bardzo obficie i należy conajmniej do trzech gatunków. Z zebranego tam materiału na razie opisuję gatunek, odkryty pierwotnie przez Zaręcznego, poświęcając go pamięci tego nader sumiennego i zasłużonego pracownika na polu geologii. Pozostałe gatunki opracuję w najbliższej przyszłości.

D e n d r o p u p a Z a r ę c z n y i sp. nov.

Testa cylindrica, ad apicem conica, subobtusa. Anfractus 7, plano convexi, costulis minutis, radiantibus, paulo obliquis ornati. Ultimo et ante-ultimo anfractu non ascendente; ultimo totius longitudinis 1/2 paulo minore, ante-ultimo 1/2 latitudinis praestante. Sutura impressa. Apertura edentata, oblique semiovalis, margine reflexa.

Skorupa walcowata, ku wierzchołkowi stożkowata, tępo zakończona, składa się z 7 drobno żeberkowanych, lekko nabrzmiałych zwojów, z których 5 pierwszych tworzą stożek. Wysokość ostatniego zwoju wynosi prawie, że połowę wysokości skorupy; wysokość przedostatniego zwoju przewyższa połowę średnicy. Szwy wyraźne. Ujście półkoliste, lekko skośne, bez zębów, z wywiniętą krawędzią. Rzeźba składa się z bardzo delikatnych promienistych żeberek, przebiegających trochę skośnie.

Początkowo miałem do rozporządzenia tylko kilka skorupek, które wypreparowałem z materiału zebranego przez Z a r ę c z n e g o w dol. Charchołów.

Parę wycieczek na teren martwic, występujących na wzgórzu na wschód od Karniowic, pozwoliło mi zebrać bogaty materiał z kilkunastu mniej lub więcej dobrze zachowanych skorupek tego gatunku, nie licząc kilkudziesięciu ułamków. Skorupki na ogół dają się łatwo wypreparować z otaczającej je skały, przy czym jednak ujście zawsze ulega uszkodzeniu.

Wymiary w mm. — Dimensions in mm.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Numer okazu na tablicy. — *Number of fig. on the plate.*	1		4		3		5	6
Wysokość skorupy. — *Altitude of the shell.*	10,5	9,9	9,7	9,5	9,4	9,3	—	—
Średnica skorupy. — *Diameter of the shell.*	4,0	3,9	3,9	3,9	3,9	4,0	3,7	4,1
Wysokość ostatniego zwoju. — *Altitude of the last whorl.*	4,7	—	—	4,6	—	—	—	—
Wysokość przedostatniego zwoju. — *Altitude of the last but one whorl.*	2,2	2,1	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,2
Kąt szczytowy. — *Angle of the apex.*	50°	41°	49°	49°	43°	45°	43°	46°

U w a g a: okazy, za wyjątkiem 1, mają ostatni zwój uszkodzony, wskutek czego ich wysokość jest mniejsza od rzeczywistej. — N o t e: the last whorl of all shells, No I excepting, is damaged: therefore the altitude of the shells is smaller, as it was in reallyty.

Według mych obserwacyj, co zresztą widać z dołączonych fotografii oraz tabel wymiarów, poszczególne okazy D. Zaręcznyi odznaczają się małą zmiennością za wyj. kąta szczytowego, który ulega wahaniom w obrębie od 41° do 50°.

Początkowo stożkowata skorupa od 6. zwoju przechodzi w walcowatą. U niektórych okazów daje się zauważyć zmniejszenie średnicy ostatniego 7. zwoju, dzięki czemu skorupa przybiera kształt beczułkowaty. Rzeźba częstokroć dobrze zachowana, jest widoczną tylko przy zastosowaniu bocznego oświetlenia. Składa się ona z drobniutkich żeberek przebiegających radialnie, lekko skośnie w nie ze wszystkim jednakowych odstępach, wynoszących przeciętnie 0,21 mm. Cza-

sem między żeberkami pojawia się wtórne delikatniejsze żeberko. Wysokość ostatniego zwoju pomierzona na jedynym kopletnym okazie wynosi 0,45 wysokości skorupy. Mając na względzie zniszczenie zazwyczaj ostatniego zwoju wykonałem pomiary przedostatniego zwoju. Wysokość jego wynosi 0,56 średnicy, a więc przewyższa połowę. Powyższa cecha wybitnie odróżnia nasz gatunek od dotychczas znanych Dendropup.

Z pomiędzy znanych do tej pory paleozoicznych ślimaków płucodysznych 2 gatunki należą niewątpliwie do rodz. *Dendropupa*. Są to *D. vetusta Dawson* z górnego karbonu Nowej Szkocji [2], oraz *D. Walchiarum Fischer* pochodząca z dolnego permu Francji [3].

Od *D. vetusta* nasze okazy różnią się wybitnie mniejszą ilością zwojów (7 w miejsce 9), większą ich stosunkową wysokością, większymi odstępami pomiędzy żeberkami, wynoszącymi u naszych okazów przeciętnie 0,21 mm, zaś u *D. vetusta* $^1/_{500}$ cala (= 0,05 mm), wreszcie ogólnym kształtem.

Większe podobieństwo okazują nasze okazy do *D. Walchiarum*. Szczegółowe porównanie zebranych okazów z opisem i ryciną u F i s c h e r a skłoniło mię do uznania naszej Dendropupy za odrębny gatunek. Nasze okazy nie dorównują wielkością *D. Walchiarum*, gdyż tamta osiągała 12 mm, nasze natomiast nie przekraczają 10,5 mm. Poza tym ogólny kształt, mniejsza stosunkowo wysokość przedostatniego zwoju, o ile to można wywnioskować z nieszczególnego rysunku, gdyż F i s c h e r niestety nie podaje poszczególnych wymiarów, wreszcie charakter żeberkowania u *D. Walchiarum* (assez fortes, serrées, saillantes) przemawiają przeciw ich połączeniu.

Co się tyczy trzeciego gatunku zaliczanego do rodz. *Dendropupa*, mianowicie *D. Bigsbyi Dawson* znalezionego razem z *D. vetusta*, to jej kształt tak odrębny i charakter zwojów pozwalają powątpiewać w przynależność do powyższego rodzaju, na co zresztą już zwrócił uwagę C o x przy omawianiu klasyfikacji paleozoicznych P u p i l l i d ([6], str. 406).

Jak wiadomo z pracy R a c i b o r s k i e g o [4], roślinność rosnąca obok źródeł osadzających martwicę odznaczała się wielką bujnością. Obok lepidofitów i kordaitów rosły tam

liczne paprotnikowate. Przy zbieraniu skorupek ślimaków zauważyłem, że się ich nigdy nie spotyka tam, gdzie są liście *Taeniopteris*. Widocznie skórzaste liście nie były odpowiednim pokarmem; natomiast mięczaki są częste tam, gdzie znajdują się szyszki *Lepidostrobus* oraz partie przepełnione jakimiś nieoznaczalnymi szczątkami, wśród których można wyróżnić tylko łodygi. Nie jest wykluczonym, że jest to *detritus* roślinny, wśród którego ślimaki znajdowały schronienie oraz warunki sprzyjające ich rozwojowi, na co wskazuje ich masowe występowanie.

Z Zakładu Geologii ogólnej
i Paleontologii Akademii Górniczej.

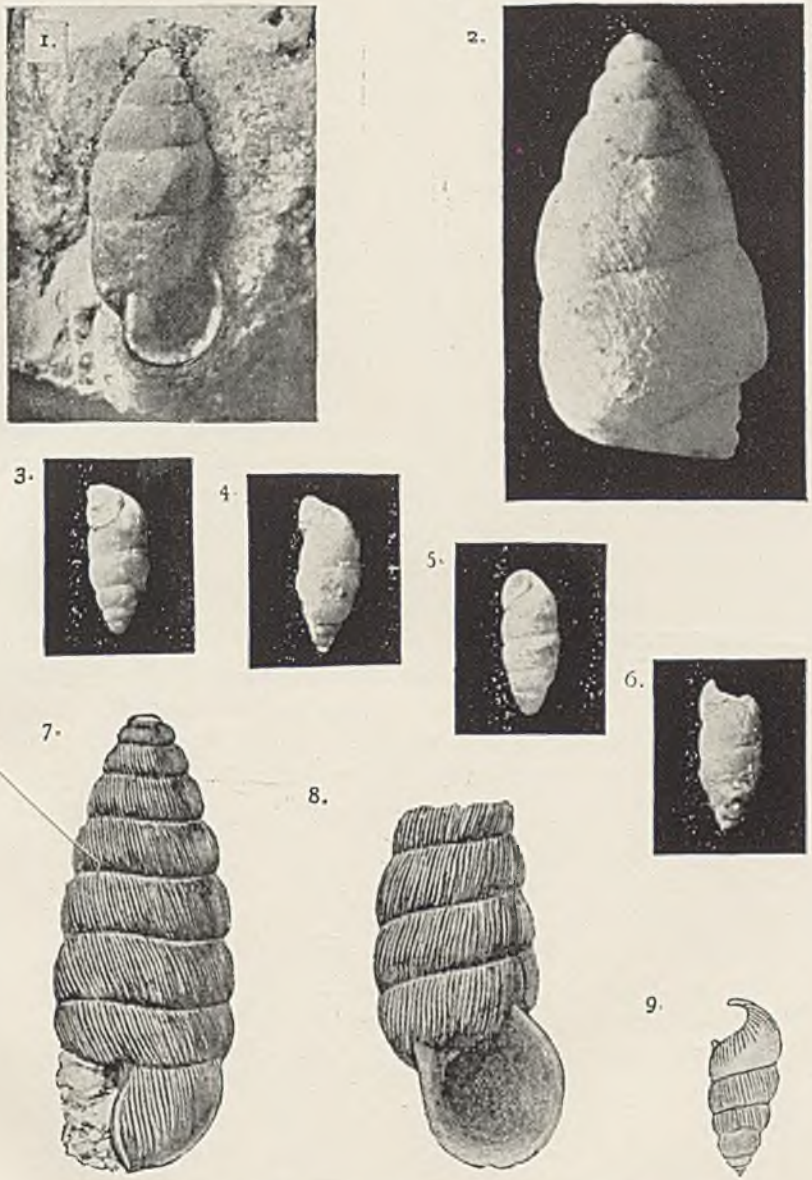
LITERATURA. — LITERATURE.

1. Lyell Ch., Dawson J. W. On the Remains of a Reptile (Dendrerpreton Acadianum, Wyman and Owen) and of a Land Shell discovered in the Interior of a Erect Fossil Tree in the Coal Measures of Nova Scotia. Quarterly Journ. of the Geol. Soc. Vol. IX, London, 1853.
2. Dawson J. W. Revision of the Land Snails of the Paleozoic era, with Descriptions of New Species. Americain Journ. of Science. Vol. XX. New Haven, 1880.
3. Fischer P. Description d'une nouvelle espèce de Dendropupa, du terrain permien de Saône-et-Loire. Journal de Conchyl. Volume XXXIII. Paris, 1885.
4. Raciborski M. Permokarbońska flora karniowickiego wapienia. Rozpr. Wydz. mat.-przyr. P. Ak. Um. XXI. Kraków. 1891.
5. Zaręczny St. Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu trzeciego. Kraków, 1894.
6. Cox L. R. Anthracopupa britannica sp. nov. a Land Gastropod from the Red Beds of the Uppermost Coal-Measures of Northern Worcestershire. Quarterly Journ. of the Geol. Soc. Vol. LXXXII. London. 1926.

SUMMARY.

The author describes a land snail belonging to the order Pulmonata found in the calcarsous travertine of Karniowice [1]). The flora embeded in this travertine was described

[1]) The village Karniowice lies 34 km west from Cracow (Kraków) in South-West Poland.



Objaśnienie tablicy. — Explanation of the plate.

1. Dendropupa Zaręcznyi sp. nov. (× 4,3). Holotyp.—Holotype.
2. Dendropupa Zaręcznyi sp. nov. (× 8,2). Rzeźba.—Surface-ornament.
3—6. Dendropupa Zaręcznyi sp. nov. (× 2,3). Paratypy.—Paratype.
7—8. Dendropupa vetusta Dawson (× 8. Kopia z Dawsona [2]. — After Dawson [2].
9. Dendropupa Walchiarum Fischer. (× 2). Kopia z Fischera [3]. — After Fischer [3].

by M. Raciborski [4] who, on the basis of the investigated species, determined the age of the mentioned travertine as lower Permo-Carboniferous.

Numerous shells found once by St. Zaręczny and at present by the author of this note, belong to the genus *Dendropupa* Owen, and the species is dedicated by the author to St. Zaręczny.

Dendropupa Zaręcznyi sp. nov.[1]). Shell cylindrical, at the apex abruptly conical, obtuse. Whorls 7, flattened-convex, ornamented with fine axial riblets slightly oblique. First 5 whorls form a cone. The last whorl does not attain the half of the total lenght. Ante-last whorl surpasses the half of the diameter of the shell. Sutures impressed. Aperture toothless, slightly oblique, semioval. Margin of the peristome reflected. Angle of the apex varies from 41° to 50° [2]).

Dendropupa Zaręcznyi differs from *D. vetusta* Dawson [2] and from *D. Walchiarum* Fischer [3] by the general shape, smaller dimensions and greater height of the whorls. Moreover it differs from *D. vetusta* and probably from *D. Walchiarum* by the more rare and fine ornament: spaces between the ridge approach average 0.21 mm.

---

[1]) Pronounciation: „Z"—„s" in „sagen" in germain; „ar"—„are"; „ę"—„in" french; „cz"—„ch"; „y"—„i" in „if".

[2]) For dimensions see the table of the polish texte.

Bohdan Świderski.

Uwagi o geologii wschodniokarpackiego przedgórza.

(Sur la géologie de l'avant-pays de Karpates Orientales Polonaises)

W 1930 r. podjąłem próbę omówienia tektonicznego stosunku polskich Karpat wschodnich do ich przedgórza, mimo świadomości, że ówczesny stan badań był w znacznym stopniu niekompletny [1]). W międzyczasie uczyniony został znaczny postęp w geologicznym zbadaniu przedgórza wschodnich Karpat, zwłaszcza w związku z poszukiwaniami bogactw mineralnych, jak sole potasowe i złoża ropy. Jakkolwiek i dziś jeszcze badania nie są ukończone i pozostało wiele nierozstrzygniętych zagadnień, to jednak konieczność górniczego odkrycia przedgórza wymaga wzmożonej dyskusji nad geologią tych okolic.

Metody geologii regionalnej, stosowane w Karpatach fliszowych i polegające — wobec rzadkiego występowania przewodnich skamielin — głównie na litologiczno-petrograficznym śledzeniu i porównywaniu poszczególnych poziomów fliszu oraz kolejnego ich następstwa na sąsiadujących ze sobą obszarach, częściowo zawiodły w ich zastosowaniu do przedgórza Karpat. Stosunkowo duża stałość wykształcenia poszczególnych poziomów fliszu na większych przestrzeniach, stopniowe oboczne zmiany facjalne, wreszcie dość głębokie, sięgające tysiącometrowej skali erozyjne rozcięcie umożliwiły względnie dokładne poznanie budowy polskich Karpat wschodnich. Odmienne warunki istnieją na przedgórzu, nazewnątrz od orograficznej krawędzi tych gór. Na tych obsza-

[1]) B. Świderski: Tektoniczny stosunek polskich Karpat wschodnich do ich przedgórza. Roczn. Pol. Tow. Geol., T. VI, 1930, Kraków.

rach o charakterze płaskowyżu, obficie zasłanego plioceńsko-pleistoceńskimi żwirami i glinami pleistoceńskimi, rozciętego przez szerokie aluwialne łożyska dolin co najwyżej na 100 do 200 m głębokości, rzadkie występowanie odkrywek o znikomej pionowej rozpiętości w dużej mierze utrudnia badania. Jeszcze bardziej komplikuje geologiczne poznanie przedgórza Karpat wschodnich wybitna niestałość facjalnego wykształcenia utworów mioceńskich i częste oboczne zmiany w litologicznym wykształceniu stratygraficznych poziomów, jak tego na podstawie wyczerpujących badań i ogromnej liczby wierceń dowiódł Cz. Kuźniar[1]). W związku z tym ulegają rewizji dawniejsze poglądy, dotyczące wschodnio-karpackiego przedgórza, nie tylko twórców Atlasu geologicznego Galicji, ale i późniejsze prace B. Bujalskiego, W. Bruderera, H. de Cizancourta, E. Jabłońskiego, W. Teisseyre'a, K. Tołwińskiego i moje. Równocześnie, do niedawna zaniedbana dziedzina stratygrafii utworów tortońskich zyskała na podstawie opracowania faun, dość licznie na obszarach przedgórza znajdywanych, nowe oświetlenie dzięki badaniom B. Böhma, J. Czarnockiego, W. Friedberga i K. Kowalewskiego. I w tej jednak dziedzinie zmienność facyj tortonu i trudności w prześledzeniu ciągłości, granic i wzajemnych stosunków bionomicznych środowisk o różnorodnej faunie w sensie poziomym i pionowym komplikują uzyskanie bezspornych rezultatów.

Przedgórze polskich Karpat wschodnich ograniczone jest od PdZd stromą krawędzią nasunięć kredowo-paleogeńskiego fliszu, od PnWd — wynurzającą się na powierzchnię płytą podolską z jej kredową i mioceńską pokrywą. O ile ta ostatnia nie ulega w sensie tektonicznym wątpliwościom, to PdZd granica przedgórza posiada bardziej złożoną budowę. Dzisiejsze morfologiczne umiejscowienie tej granicy związane jest z współczesnym poziomem intersekcji topograficznej i nie przesądza głębszych, częściowo tylko dostępnych badaniom, tektonicznych planów podłoża. W wyżej wymie-

[1]) Cz. Kuźniar: Geologischer Bau der Kalisalzlagerstätte von Stebnik. Biul. Pol. Ak. Um., S. A., 1932, Kraków.

Tenże: Złoże soli potasowych w Hołyniu. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., t. VII, z. 3, 1933, Warszawa.

nionej pracy, określiłem orograficzny brzeg Karpat wschodnich, jako zbudowany, w miarę posuwania się od PdWd ku PnZd, z wychodzących w powietrze ku PnWd czołowych spiętrzeń coraz to wyższych jednostek tektonicznych, przy czym głębsze nasunięcia fliszu zanurzają się kolejno ku PnZd i zawijają w kierunku zachodnim pod wyższe płaszczowiny karpackie. Równocześnie wypowiedziałem pogląd, że orograficzny brzeg polskich Karpat wschodnich nie pokrywa się z zewnętrzną granicą nasunięć fliszu. Wschodnio-karpackie przedgórze podzieliłem wówczas na dwa odrębne rejony: rejon słobócki, o charakteryzującym go występowaniu zespołu zlepieńców słobóckich, warstw dobrotowskich, formacji łupków i piaskowców o zabarwieniu czerwonym i utworów solnych, intensywnie sfałdowany i nasunięty ku PnWd i przypodolski rejon autochtonicznych osadów tortońskich. Dla pierwszego z nich, wprowadził B. B u j a l s k i [1]), pojęcie „antyklinorium przedgórza".

Czy istnieje płaszczowina słobócka?

Rozpatrzmy przede wszystkim zagadnienie granicznej strefy Karpat i ich przedgórza. Pod względem regionalnym, orograficznie brzeżne nasunięcia kredowo-paleogeńskiego fliszu Karpat wschodnich i południowo-zachodni rejon przedgórza, zbudowany na powierzchni z utworów mioceńskich, sąsiadują ze sobą na PnZd od doliny Prutu. Stosunki te komplikują się pomiędzy dolinami Prutu i Czeremosza, gdzie, w związku z wielką poprzeczną elewacją Karpat Pokuckich i wynurzaniem się na powierzchnię głębszych planów tektonicznych, obie wyżej wymienione strefy zazębiają się ze sobą. W tej okolicy przede wszystkim szukać należy rozwiązania tektonicznych i paleogeograficznych zagadnień, związanych ze stosunkiem Karpat wschodnich do ich przedgórza. Już R. Z u b e r [2]) i J. N o w a k [3]), uważali zespół zlepieńców

[1]) B. B u j a l s k i: Budowa geologiczna przedgórza Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., t. VI, z. 2, 1930, Warszawa.

[2]) R. Z u b e r: Zarys budowy północno-wschodnich Karpat fliszowych. Rozpr. i Wiad. z Muz. im. Dzieduszyckich, t. I, z. 3—4, 1915, Lwów.

[3]) J. N o w a k: Jednostki tektoniczne polskich Karpat wschodnich. Archiwum Naukowe, Dz. II, t. II, z. 2, 1914, Lwów.

słobóckich, warstw dobrotowskich, czerwonych łupków i piaskowców i iłów solnych, szeroko rozpostartych w okolicach Słobody Rungurskiej, za normalny stratygraficzny nadkład kredowo-paleogeńskich utworów fliszu brzeżnych fałdów Karpat Pokuckich. W pracach moich z lat 1925—1930 [1]), zastosowałem do tych okolic odmienną interpretację, przyjmując istnienie odrębnej jednostki tektonicznej słobóckiej, nasuniętej ku PnWd na fałdy pokuckie i na przedgórze i pierwotnie zakorzenionej na PdZd od tych fałdów. Z kolei W. Bruderer [2]) i B. Bujalski [3]), podali inne tłomaczenie stosunków tu panujących. Rozwijając dawniejsze poglądy R. Zubera i częściowo W. Brudererа, uznał B. Bujalski zlepieńce słobóckie i warstwy dobrotowskie, zalegające w ich stropie, za wiekowy ekwiwalent i przybrzeżną fację poziomów łupków menilitowych, warstw polanickich i iłów solnych fałdów pokuckich. Badacze ci uważają więc zlepieńce słobóckie wraz z ich stratygraficznym nadkładem za ściśle sedymentacyjnie związane z fliszem pokuckim, przy czym liczne anormalne kontakty istniejące pomiędzy zespołem zlepieńców słobóckich, warstw dobrotowskich i utworów czerwonych a podłożem fliszowym usiłują tłomaczyć jako lokalne odkłócia tektoniczne, spowodowane różnym petrograficznym składem poszczególnych utworów, przecząc równocześnie istnieniu płaszczowiny słobóckiej jako całości.

Znajdujemy się zatem w obliczu dwóch skrajnie przeciwnych założeń: B. Bujalski, idąc w ślady innych badaczów, stoi na krańcowym stanowisku istnienia litologiczno-facjalnych przejść pomiędzy dwiema seriami utworów; moje tłomaczenie stosunków geologicznych w Karpatach Pokuckich opierało się głównie na przesłankach natury tektonicznej. Rozbieżności w poglądach stają się zresztą zrozumiałe, zważywszy wysoce skomplikowaną na niektórych odcinkach

---

[1]) B. Świderski: Budowa geologiczna Karpat Pokuckich. Państw. Inst. Geol., Stacja Geol., Borysław, Biul. 7, 1925.

Tenże: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich i na ich Przedgórzu w latach 1925—1926. Sprawozdania Pol. Inst. Geol., t. IV, z. 1—2, 1927, Warszawa.

[2]) W. Bruderer: Brzeżne jednostki tektoniczne Polskich Karpat Pokuckich. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., t. III, z. 3—4, 1926, Warszawa.

[3]) Loc. cit.

budowę Karpat Pokuckich i trudności w znalezieniu ogólnego rozwiązania, zadawalniająco tłomaczącego wszystkie obserwowane zjawiska. Niemogąc na tym miejscu przeprowadzić wyczerpującego omówienia tych zagadnień, zwłaszcza bez ogłoszenia szczegółowych zdjęć tych obszarów, poprzestanę na razie na kilku ogólniejszych uwagach.

Przede wszystkim należy przypomnieć, że materiał o charakterze dobruckim, z najbardziej dlań typowymi otoczakami skał zielonych, występuje w mniejszej lub większej ilości na całej miąższości kredowo-paleogeńskich seryj brzeżnych jednostek tektonicznych Karpat wschodnich i stanowi ślady intensywniejszego niszczenia łańcuchów prakarpackich, w związku z czynnikami natury diastroficznej i klimatycznej. Materiał ten występuje obficiej zwłaszcza w dorzeczu doliny Rybnicy, w wyższych poziomach stratygraficznych brzeżnych fałdów pokuckich, na co zwrócił szczególną uwagę W. B r u d e r e r. Mówiąc o serii słobóckiej będę miał na myśli wyłącznie zespół zlepieńców słobóckich, warstw dobrotowskich, utworów czerwonych i iłów solnych, jako w sposób ciągły i wyraźnymi przejściami związaną serię osadową. W takim rozumieniu, zalegają zlepieńce słobóckie, wykształcone w większych masach w Karpatach Pokuckich, przekraczająco i niezgodnie, w postaci na ogół płaskich czap, na różnych poziomach stromo sfałdowanego fliszu pokuckiego, a mianowicie: na iłołupkach eoceńskich, na spągowych rogowcach i łupkach menilitowych, na warstwach polanickich (równorzędnych warstwom krośnieńskim głębszych łańcuchów Karpat), wreszcie na iłach solnych, występujących w stropie tych warstw, w jądrach łęków pokuckich.

Tłomaczenie wyraźnie transgresywnego zalegania głównie zlepieńców serii słobóckiej na różnorodnych, ściętych poziomach fliszu brzeżnych fałdów pokuckich jako rezultatu dysharmonijnego fałdowania grubej serii utworów osadzonych w sposób ciągły, jak to czynią W. B r u d e r e r i B. B u j a l s k i, nie jest, zdaniem moim, wystarczające. Jakkolwiek zjawisko dysharmonijnego fałdowania jest w Karpatach fliszowych niezmiernie pospolite i niemal każda grubsza warstwa czy zespół piaskowców lub zlepieńców, położona pośród utworów przeważająco łupkowych, odznacza się pewną samodzielnością tektoniczną, to jednak przekra-

czające i niezgodne zaleganie zlepieńców serii słobóckiej na fliszu pokuckim posiada swoiste cechy i gdzie indziej niespotykaną amplitudę. Jeżeli powyższe zjawiska dotyczą ogromnej większości przekrojów, to jeszcze bardziej uderzają stosunki istniejące w dorzeczu Łuczki. Stosunkowo wąski lęk, pomiędzy siodłami Kamienistego i Karmatury, zbudowany w stropie łupków menilitowych z co najwyżej kilkusetmetrowej serii warstw polanickich i iłów solnych, zanurza się w głąb, ku PnZd, pod wielokroć od niego szerszą synklinalną niecką, zbudowaną z serii słobóckiej, mierzącej do 1700 m miąższości. To najbardziej uderzające w Karpatach Pokuckich zjawisko, już kilkakrotnie przeze mnie podkreślane, dobitnie świadczy, zwłaszcza wobec zupełnego braku jakichkolwiek obocznych przejść facjalnych, o niezależności dwóch nadległych seryj. Z tych to powodów i dążąc do jednolitego syntetycznego ujęcia zjawisk na całym obszarze Karpat Pokuckich, wysunąłem w swoim czasie hipotezę o tektonicznym nasunięciu serii słobóckiej na fałdy pokuckie w kształcie płaszczowiny.

Obok tej tektonicznej i krańcowo odmiennych interpretacyj W. Bruderera i B. Bujalskiego, najbardziej prawdopodobną wydaje mi się dziś, dotychczas nieujawniona, inna możliwość wytłomaczenia geologii Karpat Pokuckich, mająca przede wszystkim za sobą ten argument, że odpowiada nie tylko zjawiskom obserwowanym na przedgórzu wschodnich Karpat, ale również wyklucza budzącą wątpliwości tezę o zakorzenianiu się nasunięcia słobóckiego na PdZd od fałdów pokuckich. Skłonny jestem obecnie przyjąć, że zlepieńce słobóckie transgredowały na częściowo już sfałdowanych i erozyjnie ściętych fałdach pokuckich, stanowiąc pod względem stratygraficznym zdecydowanie młodszy poziom od iłów solnych, zakańczających ciągłą serię osadową fliszu pokuckiego. W ten sposób istniały by w granicznej strefie południowo-wschodnich Karpat polskich i ich przedgórza dwa niezależne cykle osadowe: kredowo-paleogeński [1]), dający serię fliszową

[1]) Wiek iłów solnych, w stropie fliszowej serii pokuckiej, nie został dotychczas w braku skamielin stratygraficznie oznaczony. Najmłodszy

fałdów pokuckich, coraz intensywniej fałdowaną równocześnie z wygasaniem tego cyklu, następnie wynurzoną i zerodowaną, oraz drugi, dający — transgresywną, mioceńską serię słobócką. Założenie to nie tylko tłomaczyło by niezgodnie przekraczający układ zlepieńców słobóckich na ściętych fałdach pokuckich, ale wyjaśniało by również łatwość późniejszego tektonicznego zluźnienia serii słobóckiej, pierwotnie zakorzenionej, jak to słusznie przypuszczał J. Nowak[1]), na fałdach pokuckich, a zwłaszcza na północno-zachodnim ich przedłużeniu w głębi strukturalnego gmachu Karpat. Odkłócie tej serii w kształcie wtórnie intensywnie sfałdowanego płatu miało miejsce zwłaszcza na poprzecznej depresji Prutu i Bystrzycy Nadwórniańskiej, na PnZd od doliny Luczki. Dalsze dysharmonijne fałdowanie obu nadległych seryj mogło spowodować częściowe i lokalne zatarcie pierwotnych niezgodności kątowych, zwłaszcza w granicach preegzystujących łęków.

Z powyższych założeń wynikały by dalsze wnioski natury tektonicznej i paleogeograficznej. W stosunku do prostolinijnego zanurzania się ku PnZd fałdów pokuckich jest seria słobócka, na Pn od doliny Luczki, zepchnięta i wybrzuszona w kierunku północno-wschodnim. Amplituda przesunięcia tej ostatniej w stosunku do fałdów pokuckich wynosi conajmniej 4—6 km. Seria słobócka, fałdowana przy końcu i po jej osadzeniu się, została przemieszczona ku PnWd nie tylko w stosunku do fałdów pokuckich, ale i wraz z tymi ostatnimi — w stosunku do przedgórza. Jakkolwiek, dzięki istnieniu okien tektonicznych iłów i warstw solnych, sprawdzonemu również przez wiercenia, w jądrze siodła Kamienistego, stwierdzalna amplituda nasunięcia jednostki pokuckiej nieprzekracza

poziom tej serii, stratygraficznie określony na podstawie fauny przez M. de Cizancourt (Kosmos, t. LIII, 1928) i położony w najdolniejszej części warstw polanickich prawdopodobnie odpowiada Auversienowi.

[1]) J. Nowak: Zarys tektoniki Polski. II. Zjazd słow. geogr. i etnogr. w Polsce, 1927, Kraków.

kilku kilometrów, to jednak z ogólnych przesłanek tektonicznych, dotyczących budowy Karpat w ogólności [1]), wnosić należy o bardzo znacznych przemieszczeniach płaszczowinowych, sięgających w Karpatach zachodnich co najmniej stukilometrowych wymiarów i zapewne nie o wiele mniejszych w Karpatach wschodnich. Nasuwanie się jednostki pokuckiej ku PnWd musiało mieć miejsce równocześnie z odkłóciem jej serii osadowej od podłoża i intensywniejszym fałdowaniem ku końcowi paleogenu, w okresie poprzedzającym trangresję serii słobóckiej i zapewne równoczesnym z potężniejszym wypiętrzaniem prakarpackich trzonów, coraz intensywniej następnie niszczonych na zlepieńce słobóckie. Dalszy ruch nasuwawczy trwał równocześnie z dysharmonijnym przefałdowaniem obu nadległych seryj, z odkłóciem serii słobóckiej i jej przewaleniem ku PnWd, zapewne przed, a w każdym razie po osadzeniu się górnotortońskich, płasko ułożonych utworów przedgórza pokuckiego. Świadczą o tym sfałdowanie tych utworów u czoła fałdów pokuckich i częściowe nasunięcie na nie tej jednostki tektonicznej. W każdym razie wydaje się wysoce prawdopodobnym, że osadowa transgresja serii słobóckiej odbywała się na fałdach pokuckich, już wyruszonych i nasuniętych ku PnWd. Dalsza tektoniczna ewolucja Karpat Pokuckich przesądza o conajmniej paraautochtonicznym charakterze jednostki słobóckiej.

Wyprostowując i wygładzając fałdy nasunięcia słobóckiego do stanu pierwotnego, osadowego układu tej serii, jej rejon sedymentacyjny mierzył by conajmniej 30 km szerokości i leżał znacznie dalej w kierunku południowo-zachodnim aniżeli obecny zasięg tej tektonicznej jednostki. W ten sposób dochodzimy do wniosku, że rejon osadowy słobócki pokrywać musiał co najmniej całą szerokość fałdów pokuckich, w ich ówczesnym tektonicznie szerszym rozpostarciu.

Transgresja serii słobóckiej na fałdach pokuckich, w ich położeniu z końcem paleogenu i na początku miocenu, wyznacza PdZd granicę zasięgu tego sedymentacyjnego rejonu. Że utwory te nie sięgały dalej ku południowemu zachodowi,

[1]) Porównaj: B. Ś w i d e r s k i: Sur l'arc des Karpathes occidentales. Eclogae geologicae Helvetiae, V. 26, n. 1, 1933, Bâle.

T e n ż e: Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysch. Przegląd Geograficzny, T. XIV, z. 1—2, 1934, Warszawa.

dowodzi brak ekwiwalentów tej serii w osłonie wyższych jednostek tektonicznych polskich Karpat wschodnich, położonych pierwotnie na PdZd od osadowej strefy pokuckiej, a następnie kolejno ponasuwanych i budujących obecnie erozyjną krawędź Karpat i jej wgłębne podłoże. Wyższe poziomy serii słobóckiej: warstwy dobrotowskie i formacja czerwona z iłami solnymi zajmują gwałtownie zwężający się ku PdWd obszar przedgórza Karpat Pokuckich, w kształcie stromo sfałdowanej smugi, położonej nazewnątrz od czoła jednostki pokuckiej i stanowią w dzisiejszej intersekcji topograficznej obok płasko ułożonych warstw górnego tortonu, główny element składowy przedgórza.

Rzut oka na wschodniokarpackie przedgórze pomiędzy Prutem i Dniestrem.

Śledzenie PnZd przedłużenia strefy słobóckiej w granicach przedgórza polskich Karpat wschodnich, na podstawie obecnie dostępnych prac, pozwala na wyciągnięcie prowizorycznych wniosków co do paleogeograficznego i tektonicznego charakteru tych obszarów. Ze zdjęć B. Bujalskiego[1]), J. Obtułowicza, H. Teisseyre'a i O. Wyszyńskiego[2]), wynika, że, prócz zlepieńców słobóckich, które wyklinowują się pomiędzy obu Bystrzycami, warstwy dobrotowskie i formacja czerwona wraz z iłami solnymi ciągną, częściowo ulegając obocznym zmianom facjalnym, nieprzerwaną i sfałdowaną smugą ku PnZd, tworząc północno-wschodnie obramienie wychodni starszych utworów fliszowych. W spągu tej strefy zostało stwierdzone w wierceniach w Staruni i w Dźwiniaczu zaleganie paleogenu o typowym dla Karpat wykształceniu fliszowym. Pozostaje na razie otwartym zagadnienie, czy miała tu również miejsce transgresja utworów mioceńskich na sfałdowanym i zerodowanym podłożu fliszowym, jak to najprawdopodobniej działo się w granicach wielkiej poprzecznej elewacji pokuckiej, czy też w miarę obniżania się tektonicznej osi struktu-

[1]) Loc. cit.

[2]) J. Obtułowicz, H. Teisseyre i O. Wyszyński: Mapa geologiczna Przedgórza Karpat Wschodnich między Łomnicą i Bystrzycą Nadwórniańską. Karp. Inst. Geol.-Naft., Borysław.

ralnego gmachu Karpat polacie te nie zostały wynurzone u schyłku paleogenu i ekwiwalent serii słobóckiej osadzony został w stosunku hiatusu, względnie penakordancji na podłożu fliszowym i czy uległ on wreszcie tektonicznym przemieszczeniom w stosunku do tego ostatniego.

W kierunku PnZd, pomiędzy Łomnicą i Tyśmienicą, na dalszym szerzeniu sfałdowanej, południowo-zachodniej strefy przedgórza zostały facjalne i tektoniczne stosunki wyjaśnione dzięki pracom Cz. Kuźniara[1]), opartym zwłaszcza na licznych wierceniach i robotach górniczych w okolicach pomiędzy Kałuszem i Stebnikiem. Obserwacje czynione na dniu częstokroć zawodzą na tych terenach, wobec powierzchniowego rozmycia pokładów solnych przez wody podskórne i związanych z tym zaburzeń warstw. Na tych podstawach stwierdził Cz. Kuźniar kapitalne dla geologii przedgórza zjawisko, że tak wyraźnie na PdWd zaznaczające się litologiczne i stratygraficzne poziomy serii słobóckiej ulegają ku PnZd daleko idącym obocznym zmianom facjalnym. Pod utworami prasarmackimi (w znaczeniu Łomnickiego, górno-prasarmackimi facji krakowieckiej w ujęciu J. Czarnockiego, 1933) strefy przypodolskiej występuje w okolicach Kałusza, wedle Cz. Kuźniara, do 600 m gruba formacja solna, ze złożami soli potasowych, przeławicona i przechodząca obocznie w ilaste łupki szare, oliwkowe i czerwone, z wkładkami piaskowców, przy czym poziomy łupkowe z pstrymi łupkami występują zarówno w stropie jak i w spągu utworów solnych. Przypodolskie gipsy, zastępujące ku PnWd formację solną Kałusza, uważa Cz. Kuźniar za utwór równowiekowy, co potwierdza wedle J. Czarnockiego[2]), występowanie fauny syndesmyowej podolskiego poziomu prasarmatu dolnego w stropie gipsów i serii solnej. Geneza formacyj czerwonej, solnej i anhydrytowo-gipsowej zdaje się być związana wspólnymi przyczynami natury paleogeograficznej i klimatycznej. W podłożu formacji solnej, pod anhydrytem spągowym, zalega 600—700 m kompleks warstw łupkowo-piaskowcowych, nazwany lokalnie od występowania w nim lot-

[1]) Loc. cit. i Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol. NN.: 25, 29, 34, 38, 40, 41.
[2]) Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol. N. 39, 1934.

nych węglowodorów „serią gazową“ i wykazujący duże podobieństwo do warstw dobrotowskich serii słobóckiej. W górnej części tego kompleksu została znaleziona fauna o charakterze tortońskim. W spągu tego kompleksu leży 150-metrowy zespół zlepieńców, o otoczakach typu prakarpacko-dobruckiego, które zestawia C z. K u ź n i a r ze zlepieńcami słobóckimi, niżej — cienka warstwa anhydrytów, 100 m piaskowców i zielonych łupków i wreszcie piaskowce kwarcytowe i kwarcyty, przypominające wedle tego badacza piaskowce kliwskie paleogeńskiego fliszu, z wkładkami ciemnych łupków. W kopalniach soli potasowych i w wierceniach w okolicy Kałusza i Hołynia zostało stwierdzone pofałdowanie utworów solnych i serii gazowej w stosunkowo połogie siodła i łęki oraz zapadanie tych kompleksów ku PnWd, pod górnotortońskie osady strefy przypodolskiej.

Porównywując budowę okolic Kałusza i południowego rejonu słobóckiego, pomiędzy Prutem i Czeremoszem, w obecnej mojej interpretacji, uderzają daleko posunięte analogie. Jeżeli górna formacja solna i seria gazowa okolic Kałusza, osadzone w środkowej partii przedgórskiego synklinorium, odpowiadają formacji czerwonej i warstwom dobrotowskim jego południowo-zachodnich brzegowisk, i tu i tam ze zlepieńcami typu słobóckiego w spągu, to ślady dolnej formacji solnej, zaznaczone wedle C z. K u ź n i a r a przez wgłębny anhydryt, głębiej położone zielone łupki i piaskowce, wreszcie utwory kwarcytowe, odkryte na dnie głębokich wierceń w Kałuszu, mogłyby stanowić odpowiednik iłów solnych, warstw polanickich i łupków menilitowych paleogeńskiego fliszu, w spągu transgresywnej serii słobóckiej Karpat Pokuckich. W ten sposób uzyskalibyśmy pośrednio oznaczenie wieku stropowych partyj serii słobóckiej, pozbawionej w Karpatach Pokuckich skamielin, jako torton, równorzędny z tortońską formacją solną Kałusza.

Facjalna strefa młodszej, tortońskiej formacji solnej, ze złożami soli potasowych, ciągnie się wedle C z. K u ź n i a r a, pod postacią szerokiej niecki, wtórnie sfałdowanej pomiędzy Łomnicą i Świcą, po Stebnik i Jasienicę Solną. Ukośny, ku Zd odchylony przebieg tektonicznych elementów tego odcinka przedgórza zgadza się z położeniem osi tektonicznych fałdów pokuckich, równie pod ostrym kątem przecinających

główne tektoniczne kierunki Karpat wschodnich, co może się tłomaczyć paleogeńsko-dolno-mioceńską tektoniczną ewolucją łańcucha, zatartą przez późniejsze i nieco inaczej skierowane naciski górotwórcze.

W okolicy Stebnika występuje, wedle Cz. Kuźniara, w stratygraficznym nadkładzie utworów solnych potężny kompleks czerwonych margli i ławic piaskowców, wydzielony przez K. Tołwińskiego [1]), pod nazwą „warstw stebnickich". W spągu serii solnej zalega w tej okolicy zespół ilasto-piaskowcowy z szarymi, zielonymi i czerwonymi łupkami, kompleks szarych łupków i piaskowców i wreszcie wkładki utworów solnych, w stropie zlepieńców truskawieckich, typu słobóckiego. W stosunku do geologii okolic Kałusza występują więc i tu oboczne zmiany facjalne, utrudniające w braku skamielin, stratygraficzne ujęcie przekrojów. Odmienną interpretację budowy geologicznej okolicy Stebnika dał J. Czarnocki [2]), uznając formację solną ze złożami soli potasowych w Stebniku za stratygraficzny nadkład serii stebnickiej i przyjmując wsteczne przewalenie tej ostatniej, na co brak jest przekonywujących dowodów. Stosunki panujące w północno-wschodnim otoczeniu przykarpackiej strefy utworów solnych pomiędzy Tyśmienicą i dorzeczem Sanu nie zostały również całkowicie wyjaśnione, zwłaszcza w odniesieniu do wieku formacji solnej i dolnej i górnej seryj żupnych J. Czarnockiego, najprawdopodobniej stanowiących lokalne, obocznie wyklinowujące się facje.

Z badań J. Czarnockiego [3]), wynika, że południowo-zachodnia, sfałdowana strefa przedgórza ulega przekształceniom na PnZd od doliny Stryja. Antyklinalne wysady niższych poziomów tortonu (facji balickiej w sensie J. Czarnockiego prawdopodobnie równowiekowej

[1]) K. Tołwiński: Z geologii południowej strefy przedgórza polskich Karpat Wschodnich. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., T. IV, z. 1—2, 1927, Warszawa.

[2]) Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol., N. 39, 1934.

[3]) J. Czarnocki: O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., t. VIII, z. 2, 1935, Warszawa.

Tenże i K. Kowalewski: Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol., NN.: 32, 36, 39, 42.

z górną formacją solną Kałusza-Stebnika, lecz odmiennie facjalnie wykształconej i znacznie mniej zasolonej oraz serii górno-żupnej) przedzielone są przez łęki górnotortońskich utworów facji krakowieckiej, jak synklina radycko-niedźwiecka. Strukturalny gmach tej strefy zanurza się więc stopniowo w kierunku PnZd i najmłodsze górnotortońskie osady, towarzyszące tej strefie od Wd pomiędzy Stryjem i Czeremoszem, palcowato rozszczepiają poprzednio zwartą antyklinorialną strefę starszych utworów miocenu. W stosunku do bardziej regularnej budowy górnotortońskich łęków są siodłowe wysady facji balickiej i górnej serii żupnej intensywniej sfałdowane.

Wzdłuż orograficznej krawędzi Karpat, pomiędzy dorzeczami Łuczki i Sanu, zapada południowo-zachodnia mioceńska strefa przedgórza ku PdZd, pod brzeżne nasunięcia fliszu. Podkarpacka smuga szarej formacji solnej, względnie utworów wtórnie zasolonych, towarzysząca krawędzi Karpat wschodnich, posiada, jak to już zauważył K. Tołwiński [1]), złożoną budowę. Co najmniej część tych utworów należy do najprawdopodobniej paleogeńskiej osłony wgłębnych, nasuniętych elementów tektonicznych fliszu (jak wgłębne fałdy Bitkowa i Borysławia) i wraz z nimi podściela wyższe tektoniczne jednostki, budujące orograficznie brzeżne łańcuchy. Obocznie i od północnego wschodu graniczy starsza formacja solna z pofałdowanym miocenem przedgórza. Jeżeli płaszczowina pokucka z transgredującą na niej serią słobócką stanowi najgłębszą znaną nam jednostkę tektoniczną Karpat, a zarazem w sensie paleogeograficznym najbardziej zewnętrzną strefę osadową fliszu, zanurzającą się ostatecznie ku PnZd na linii Łuczki w głąb strukturalnego gmachu pod wyższe nasunięcia, niewyłączając wgłębnych elementów Bitkowa-Borysławia, to kontakt przykarpackiej paleogeńskiej smugi solnej z mioceńskimi utworami przedgórza musi posiadać charakter tektoniczny. Jeżeli kontakt ten okaże się przy dalszych badaniach natury stratygraficznej, będzie to dowodem, że pierwotny rejon osadowy mioceńskiej

[1]) Loc. cit.

serii przedgórza obejmował również wgłębne elementy Bitkowa-Borysławia w ich bardziej południowo-zachodnim położeniu z końcem paleogenu i w starszym miocenie i że seria ta została być może odkłóta i przewalona ku PnWd. W każdym razie wydaje się wysoce prawdopodobnym, że w sensie paleogeograficznym wewnętrzna granica utworów mioceńskich, transgredujących na poprzednio przefałdowanym i nasuniętym fliszu, leżała znacznie dalej ku PdZd od dzisiejszego jej zasięgu. Osadowa niecka starszych mioceńskich utworów przedgórza posiadała zatem znacznie większą szerokość aniżeli wymiary dzisiejszego zasięgu tych utworów, pierwotnie zagarniając brzeżne strefy fliszu. Mioceńskie osady południowych brzegowisk tej niecki zostały następnie, u schyłku miocenu, zawikłane w dofałdujące się nasunięcia fliszu, wraz z tymi ostatnimi przemieszczone ku PnWd i posiadają być może w głębi strukturalnego gmachu Karpat wschodnich równie skomplikowaną budowę, jak to ma miejce w Karpatach Pokuckich.

Odmienny charakter posiada północno-wschodnia granica intensywnie sfałdowanych, mioceńskich utworów przedgórza, w stosunku do przypodolskiej strefy nieomal poziomo zalegających najmłodszych osadów górnego tortonu facji krakowieckiej [1]). Granica ta wygina się ku PnWd w kształcie łuku, o większej aniżeli łuk polskich Karpat wschodnich krzywiźnie, najbardziej zbliżając się na dwóch jego kończynach — w Karpatach Pokuckich i w dorzeczu Dniestru i Sanu — do brzeżnej krawędzi Karpat fliszowych, a najsilniej odchylając się w środkowym odcinku przedgórza. Na przestrzeni pomiędzy Prutem i Łomnicą przebieg tej granicy jest nieomal równoległy do wyznaczonej przez badania geofizyczne linii stromego zapadu płyty podolskiej, podkreślonego fleksurami, względnie uskokami. Zjawisko to wskazywałoby na przyczynowy związek, istniejący pomiędzy zasięgiem ku

[1]) Wedle podziału J. Czarnockiego, 1935, loc. cit.

PnWd strefy intensywnie sfałdowanych mioceńskich osadów a obramieniem synklinorium przedgórza. U czoła tektonicznej jednostki pokuckiej są górnotortońskie utwory stromo sfałdowane i zapadają ku PdZd pod nasunięte masy fliszu. Pomiędzy Pistynką i Łomnicą utwory te zapadają bardziej lub mniej stromo ku PnWd, bezpośrednio graniczące z formacją czerwoną i solną.

O ile w południowej części przedgórza regionalny i tektoniczny kontrast obu jego stref jest bardzo wyraźny, przynajmniej w dzisiejszej intersekcji topograficznej, to ku PnZd, w miarę obniżania się strukturalnego gmachu, zanika ich regionalna niezależność, dzięki zjawianiu się w obrębie starszych, intensywnie sfałdowanych mioceńskich utworów łęków najwyższego tortonu w facji krakowieckiej. Pomiędzy Prutem i Czeremoszem ulega południowo-zachodnia strefa przedgórza odmiennym przekształceniom. Miast normalnego wynurzania się na poprzecznej elewacji Karpat Pokuckich w związku z jej „antyklinorialnym charakterem“ [1]), strefa ta zwęża się i wyklinowuje u czoła brzeżnych fałdów pokuckich, co pozostaje w związku z intensywniejszym przefałdowaniem i przewaleniem jej inwentarza stratygraficznego ku PnWd, na poprzecznych depresjach, prawdopodobnie poprzedzającym osadzenie się górnotortońskich utworów w facji krakowieckiej. Jakkolwiek w bezpośrednim kontakcie tych utworów z ich mioceńskim podłożem brak jest wyraźnych cech transgresji i niezgodności kątowych, to jednak odmienny styl tektoniczny obu stref, zwłaszcza w PdWd części wschodniokarpackiego przedgórza, świadczy o fałdowaniu starszych pozio-

[1]) Pojęcie „antyklinorium“ niezupełnie odpowiada południowo-zachodniej strefie przedgórza, a zwłaszcza obszarom zawartym pomiędzy Prutem i Czeremoszem; jeżeli może być ono zastosowane dla podkreślenia przeciwieństw pomiędzy tą strefą i przypodolską, synklinalną smugą górnotortońskich utworów, wykształconych w facji krakowieckiej, to stosunek południowo zachodniej strefy przedgórza do Karpat jest tektonicznie bardziej skomplikowany.

mów miocenu i tortonu podczas i być może po ich osadzaniu się. Za tego rodzaju wnioskiem przemawiałyby również: zwężająca się w sensie paleogeograficznym sedymentacja tortońskiej formacji solnej, z generalnym strąceniem gipsów na całej długości wschodnio-karpackiego przedgórza, ze zlokalizowaniem panwij osadowych soli potasowych, z dopływem wód słodkich z otaczających te panwie lądów [1]) oraz istnienie otoczaków z bezpośredniego mioceńskiego podłoża w serii warstw balickich (w sensie J. Czarnockiego [2]). Ruchy te miały miejsce, zgodnie z synklinorialnym charakterem przedgórza, częściowo pod powierzchnią morza, co tłomaczyłoby brak wyraźnych niezgodności kątowych. Wreszcie intensywność tych ruchów tektonicznych prawdopodobnie malała, jak to już zauważył K. Tolwiński [3]), z PdWd ku PnZd.

Trzeciorzędowe cykle osadowe na wschodnio-karpackim przedgórzu.

O tym jakiego rodzaju osady zalegają bezpośrednio w spągu mioceńskich utworów przedgórza sądzić możemy głównie drogą pośrednią, przez analizę zlepieńców, przede wszystkim słobóckich. Paleogeograficzny sens ich występowania wyjaśnił R. Zuber, a za nim rozważali te zagadnienia K. Wójcik, J. Nowak, J. Samsonowicz, J. Czarnocki i piszący te słowa, wiążąc genezę tych makroklastycznych i diastroficznych utworów z istnieniem w owych czasach walu świętokrzysko-dobruckiego. To hercyńsko-mezozoiczne antyklinorium, o PnZd-PdWd kierunku i zapewne różnych starszych, poprzecznych elementach składowych, tworzyło północno-wschodnią część prakarpackich łańcuchów, położonych w bezpośrednim sąsiedztwie paleozoicznej płyty Podola. Późniejszy jego oddźwięk widzę w brzeżnych spiętrzeniach sfałdowanego fliszu Karpat wschodnich, tak jak na południowo-wschodnim przedłużeniu nadnidziańskiego synklinorium mieści się śródkarpacka niecka krośnień-

[1]) Porównaj Cz. Kuźniar, 1933, loc. cit.
[2]) Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol. N. 39, str. 34.
[3]) Loc. cit.

ska [1]). Z badań K. W ó j c i k a [2]), wiadomo, że w makroklastycznych utworach fliszu brzeżnych jednostek tektonicznych, w okolicy Przemyśla, występuje dość kompletna seria sedymentów od dewonu po kimeryd w facji krakowskiej, co stanowiło pośredni dowód dużej amplitudy nasunięć fliszu. Z rozważań J. C z a r n o c k i e g o [3]) i J. N o w a k a [4]), wynika, że stratygraficzny inwentarz zlepieńców słobóckich i truskawieckich jest bardziej fragmentaryczny, i że powstał na PnWd od tamtych, w związku z antyklinorialnym charakterem prakarpackich łańcuchów, na szerzeniu antyklinorium dobrucko-świętokrzyskiego.

J. N o w a k odnalazł w Czarnym Potoku, w okolicy Słobody Rungurskiej, w zlepieńcach słobóckich, otoczaki wapieni kredowych z inoceramami, w facji pokrewnej turonowi i emszerowi podolskiemu, całkowicie odmiennej od fliszu kredowego Karpat wschodnich. Przed kilku laty natrafiłem w dorzeczu Łuczki, w tych samych utworach, na otoczaki przybrzeżnej facji zlepieńców z numulinami, które określił F. B i e d a [5]) jako lutetien dolny.

Innym uderzającym zjawiskiem jest zupełny brak pośród zlepieńców typu słobóckiego otoczaków skał fliszowych Karpat, mimo że zlepieńce te najprawdopodobniej transgredowały na zerodowanych fałdach fliszu. Z powyższych zestawień wynika, że zlepieńce słobóckie i im pokrewne utwory dalej ku PnZd powstały wyłącznie kosztem prakarpackich trzonów, w rejonach położonych znacznie dalej ku południowemu zachodowi od obecnego ich występowania i że młodsza, kredowa i przynajmniej dolnoeoceńska pokrywa tych trzonów wykształcona była w facji przedgórskiej, całkowicie odmiennej od fliszu. Stąd wynika dalszy wniosek, że n a j p r a w d o p o d o b n i e j w e w g ł ę b n y m p o d-

[1]) B. Ś w i d e r s k i, 1934, loc. cit.

[2]) K. K ó j c i k: Jura Kruhela Wielkiego pod Przemyślem. Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Akad. Um., t. LIII/IV, B, 1913/14, Kraków.

[3]) J. C z a r n o c k i: O skałach egzotycznych w zlepieńcach słobóckich i warstwach polanickich w okolicy Starej Soli. Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol., N. 39, 1934, Warszawa.

[4]) J. N o w a k: Sur le crétacé supérieur dans le conglomérat de Słoboda Rungurska. Biul. Pol. Ak. Um., S. A., 1936, Kraków.

[5]) F. B i e d a: Egzotyki numulinowe z Karpat polskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. VII, 1931, Kraków.

łożu przedgórza brak jest autochtonicznych osadów fliszowych, kredowego i dolnopaleogeńskiego wieku. Z danych, przytoczonych przez J. Nowaka [1]), o szerokim rozpostarciu ku PnWd, w granicach przedgórza Karpat, oligoceńskiej formacji warstw krośnieńskich i z nawiercenia w głębokich otworach Kałusza osadów, co najmniej zbliżonych do karpackich łupków menilitowych wnosić możemy, że dopiero u schyłku eocenu i w oligocenie zapanowała na dzisiejszym przedgórzu facja fliszowa.

W najgłębszych, brzeżnych jednostkach tektonicznych Karpat wschodnich — odpowiadających, po rozwinięciu płaszczowin, rejonom sedymentacyjnym położonym co najmniej w południowo-zachodniej części strefy dzisiejszych czołowych spiętrzeń fliszu, względnie synklinorialnym obszarom na przedłużeniu niecki nadnidziańskiej — kredowo-paleogeńskie cykle osadowe fliszu zamierały, w związku z fałdowaniem Karpat, pod postacią lagun solnych, osadzających zasolone iły z nieznaczną przymieszką prakarpackich zlepieńców. Że podobne stosunki panowały wówczas w przypodolskiej strefie przedgórza, świadczy nawiercenie w Kałuszu wgłębnych anhydrytów, w spągu ekwiwalentu zlepieńców słobóckich.

U schyłku paleogenu i w dolnym miocenie ulegają stosunki paleogeograficzne daleko idącym zmianom. Wypiętrzanie i intensywne niszczenie prakarpackich trzonów, nierównomiernie zasypujące pochodzącym od nich materiałem brzeżną strefę fliszu w jej ówczesnym tektonicznym położeniu i przedgórze, aż po stromy próg Podola, rozpoczyna nowy mioceński cykl osadowy. Ewenement zlepieńcowy kończy się wraz ze zniszczeniem, względnie zanurzeniem prakarpackich trzonów, tkwiących pośród mioceńskiego synklinorium, dość szybko i w czasie osadzania warstw dobrotowskich i ich północno-zachodnich odpowiedników facjalnych morska sedymentacja staje się bardziej jednolita, przynajmniej w PdWd odcinku przedgórza. Na północnym zachodzie powstają, być może równocześnie, lokalne zastoiska, strącające przy odpo-

[1]) Loc. cit., 1927, str. 54.

wiednich warunkach klimatycznych utwory solne. W detrytycznym materiale tych warstw coraz bardziej przeważają składniki pochodzące z wolno wypiętrzających się łańcuchów karpackich. Na północnych i wschodnich peryferiach podkarpackiego synklinorium przejawiają się wahania w stanie mórz w transgresywnym charakterze dolnego tortonu, a mianowicie dolnych warstw przegrzebkowych i warstw baranowskich [1]). W okresie osadzania się utworów czerwonych, anhydrytowo-gipsowych i solnych, odznacza się sedymentacja największą niestałością, z częstą zmiennością facyj w kierunku pionowym i poziomym, z czasowym zwężaniem się i różniczkowaniem przedgórskiej i brzeżnokarpackiej niecki synklinorialnej, ze strącaniem anhydrytów i gipsów na całym jej PnWd obramieniu, z nasycaniem się roztworów solnych i strącaniem soli potasowych w drugorzędnych nieckach. Decydujące znaczenie musiały mieć wówczas, prócz sprzyjających warunków klimatycznych, powolne ruchy fałdowe, zwężające i pogłębiające synkliny w stosunku do wypiętrzających się nawet ponad poziom mórz stref siodłowych. Dopływ wód słodkich do synklinalnych panwij osadowych, odgrywający, zdaniem C z. K u ź n i a r a pokaźną rolę w strącaniu soli wapniowych i ilastych zanieczyszczeń serii solnej, dowodziłby istnienia okolicznych lądów. O czasowym wypiętrzaniu się tych ostatnich pośród przedgórskiego synklinorium, w czasach górnego tortonu, świadczą zresztą otoczaki nie tylko skał karpackich i prakarpackich, pochodzących z rozmycia i przywleczenia detrytycznych materiałów fliszu, ale i składników starszych osadów tortońskich, znajdywane przez J. C z a r n o c k i e g o w utworach facji balickiej. Równocześnie następuje w dolnym prasarmacie zwrotny okres w stosunkach faunistycznych wraz z wybitnym zubożeniem fauny i swoistym jej wykształceniem w gipsonośnej facji warstw syndesmyowych.

To miejscowe zamieranie mórz tortońskich zostało raz jeszcze przerwane w górnym prasarmacie, leżącym na północnych peryferiach przedgórskiego synklinorium wedle J. C z a r n o c k i e g o niezgodnie na dolnym. W środkowych partiach przedgórskiej niecki osadzały się górnotortoń-

[1]) Porównaj J. C z a r n o c k i, 1935, loc. cit.

skie utwory facji krakowieckiej w sposób ciągły i w bardziej jednolitym wykształceniu. Równocześnie u południowych brzegowisk tego morza, u stóp łańcuchów górskich w ówczesnym ich położeniu, a zwłaszcza u wylotu dolin karpackich powstawały osady słodkowodne i deltowe (jak np. żwiry Pistynia i Radycza).

Kolejności tych cyklów osadowych towarzyszy, w miarę narastania i nasuwania się strukturalnego gmachu Karpat ku PnWd, stopniowe zwężanie się ich rejonów sedymentacyjnych. Wobec parusetkilometrowej szerokości osadowych niecek kredowo-paleogeńskiego fliszu jest paleogeograficzny zasięg starszych utworów miocenu znacznie węższy, jakkolwiek obejmował on jeszcze ówczesne brzeżne strefy sfałdowanego fliszu Karpat. Dalszy rozwój orogenezy Karpat wschodnich w czasach dolnego prasarmatu, wraz z fałdowaniem, odkłówaniem i przewalaniem ku PnWd serii słobóckiej i jej facjalnych ekwiwalentów, spowodował dalsze zwężenie przedgórskiego synklinorium i jeszcze węższy zasięg górnotortońskich osadów facji krakowieckiej.

Końcowymi etapami tektonicznej ewolucji Karpat i ich przedgórza było fałdowanie najmłodszych utworów tortońskich wraz z ich podłożem i lokalne nasunięcie fliszu na te osady w Karpatach Pokuckich, prawdopodobnie równoczesne z ustępowaniem morza ku Wd, w sarmacie, oraz dalszy tektoniczny rozwój przedgórza w czasach pliocenu i pleistocenu [1]).

Powyżej wypowiedziane uwagi o budowie geologicznej przedgórza Karpat wschodnich stanowią w najlepszym razie dalszy etap w poznaniu tych okolic Polski. Drukuję je z pełną świadomością, jak daleko stoimy jeszcze od definitywnych rozstrzygnięć i jak wiele nas czeka pracy i zbiorowych wysiłków. Trudności piętrzą się zwłaszcza w kierunku właściwego rozpoznania stosunku facji i wieku utworów skalnych, a więc możliwie ścisłego odtworzenia czasowego następstwa procesów paleogeograficznych w zależności od rozwoju zjawisk tektonicznych, warunków paleoklimatycznych, geochemicz-

[1]) Problemy te omawiałem w wymienionej już pracy z r. 1934.

nych, etc. Odmienne od dawniejszych mych interpretacyj ujęcie budowy Karpat Pokuckich, stanowiącej punkt wyjściowy wszelkiego ogólniejszego rozważania na temat budowy Karpat wschodnich i ich przedgórza, oparte zostało na materiale obserwacyjnym, zbieranym od szeregu lat w granicach Polski. W obecnej interpretacji uderza zbieżność z poglądami geologów rumuńskich [1]), co do przybliżonego wieku cyklu osadów mioceńskich. Jak wiadomo, szeroki zasięg zlepieńców typu dobruckiego w południowych i wschodnich Karpatach rumuńskich oraz ich nadkładu, wykształconego i tam również w sposób sedymentacyjnie ciągły, odnoszą geologowie rumuńscy do burdygału-helwetu-tortonu, uważając formację solną, zalegającą zgodnie, rzadziej niezgodnie pod zlepieńcami, za chattien-aquitan. Zupełna jak dotychczas jałowość w sensie faunistycznym dolnej formacji solnej, zachowanej w łękach pokuckich, oraz zespołu zlepieńców słobóckich, warstw dobrotowskich i formacji czerwonej w granicach Karpat Pokuckich uniemożliwia dokładne określenie wieku tych utworów. Porównanie ze stosunkami rumuńskimi, gdzie niektóre tylko poziomy zostały w przybliżeniu stratygraficznie oznaczone, jest i z tych względów trudne, że zmiany litologiczno-facjalne niekoniecznie musiały na całej długości Karpat następować równocześnie i jednakowo. Z tych względów ograniczyłem się do najbardziej ogólnikowego ujęcia, oznaczając młodsze osady fliszu jako cykl paleogeński, nadkład zaś — jako cykl mioceński, nieprzesądzając czy dolna formacja solna sięga w górę stratygraficznej skali aż po miocen dolny. Każda z dotychczas stosowanych interpretacyj pozostawia w Karpatach Pokuckich nierozstrzygnięte i sporne zagadnienia. W tym sensie i w obecnym moim tłomaczeniu stosunków tu panujących uderzają: brak ekwiwalentu mioceńskiej serii słobóckiej pośród łęków w głębszych fałdach pokuckich, niewątpliwie i tam również ongiś istniejącej (wobec blisko 1700-metrowej jej miąższości bezpośrednio na PnZd), i najprawdopodobniej całkowicie erozyjnie zniszczonych; dalej, trudności w wyjaśnieniu geologicznych stosunków pośród brzeżnych fałdów pokuckich

[1]) Porównaj: G. M a c o v e i: Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. Assoc. pour l'avanc. de la géol. des Carpates, Guide des excursions, Bucarest, 1927.

w dorzeczach Rybnicy i Luczki, i t. p. Trudności te polegają również na zagadnieniu metodycznego ujęcia zjawisk tektonicznych, przejawiających się nieomal w sposób ciągły i wysoce skomplikowany w strukturalnym gmachu Karpat.

RÉSUMÉ.

Les nombreuses études, parues ces derniers temps sur la géologie des Karpates orientales polonaises et de leur avant-pays, nécessitent une mise au point de quelques problèmes tectoniques et paléogéographiques importants. Il s'agit en premier lieu du rapport entre les nappes inférieures du flysch crétacé-paléogène et la série miocène de l'avant-pays, composée de conglomérats aux éléments dobrodgéens-prékarpatiques (conglomérats de Słoboda), de grès et schistes gris (couches de Dobrotów) et d'une formation à coloration rouge avec des gisements de sels potassiques, ainsi que des équivalents faciaux de ces couches. Cette série a été considérée auparavant par l'auteur comme une nappe de chevauchement indépendante (nappe de Słoboda) et enracinée au SW de la nappe du flysch de Pokucie — terme inférieur de l'édifice structural des Karpates orientales. Les contacts discordants et anormaux, existant entre les différents horizons éocène-oligocènes et les conglomérats à la base de la série miocène ne peuvent être expliqués, d'après l'auteur, par le plissement dysharmonique d'une série sédimentaire continue et, d'autre part, un charriage à grande amplitude de la série miocène sur l'unité tectonique de plis de Pokucie semble d'après les nouvelles études plutôt douteux.

L'explication de la structure géologique des Karpates de Pokucie la plus vraisemblable serait de considérer la série miocène comme transgressive sur le flysch des plis de Pokucie (plissé, exondé et érodé avant la sédimentation des conglomérats de Słoboda) et formant un cycle sédimentaire indépendant et plus récent. Cette série a été ensuite partiellement décollée, déjetée et chevauchée vers le NE de 4 à 6 km par rapport à l'unité inférieure de plis de Pokucie. Elle a été en outre charriée avec ceux-ci vers l'avant-pays sur une étendue plus considérable, aux temps miocènes.

La zone méridionale de l'avant-pays des Karpates orientales, constituée à la surface par les plis de la série miocène, plus ou moins serrés et dont les axes tectoniques plongent vers le NW, formerait ainsi un élément tectonique parautochtone, partiellement enveloppé dans les chevauchements bordiers constituant les éléments inférieurs de l'édifice structural des Karpates. La largeur primitive du synclinorium miocène de l'avant-pays des Karpates naissantes, dont les rivages SW empiétaient sur les unités tectoniques du flysch déjà charriées et au moins localement érodées vers la fin du paléogène, a été fortement réduite par suite de l'orogenèse miocène. Ces plissements ont eu lieu contemporainement et postérieurement à la sédimentation des termes supérieurs de la série miocène, avec l'exondation et l'érosion de rides anticlinales au milieu du synclinorium et la formation de cuvettes synclinales secondaires, où se précipitaient les couches de sels potassiques.

Aux cycles sédimentaires du flysch crétacé-paléogène des Karpates correspondaient dans l'avant-pays les dépôts du crétacé et de l'éocène inférieur d'un caractère calcaire, différents du flysch et conservés dans le matériel macroclastique des conglomérats de Sloboda. Ce n'est qu'à l'éocène supérieur et à l'oligocène que la sédimentation à faciès du flysch envahissait l'avant-pays des Karpates. Contemporainement à la lente surrection des Karpates et des massifs cristallins prékarpatiques a eu lieu l'extinction du cycle sédimentaire du flysch, avec formation dans la zone bordière des nappes karpatiques et au large de l'avant-pays des couches du salifère inférieur.

Le cycle sédimentaire miocène débuta par la déstruction érosive des troncs cristallins prékarpatiques et par leur immersion complète. Dans un espace considérablement rétréci, par rapport aux mers du flysch, se déposèrent ensuite les formations détritiques au dépens du matériel karpatique. Le déclinement de ce cycle dans le tortonien inférieur, grâce aux plissements et aux conditions climatiques, a eu pour suite le dépôt des gypses et de la formation salifère potassique. Les plissements et les chevauchements, surtout le long de la marge méridionale du synclinorium bordier, ont provoqué son nouveau rétrécissement et l'approfondissement de la zone pé-

ripodolienne, avec une sédimentation marine plus uniforme du tortonien supérieur (présarmatien) et avec deltas, cônes de déjection et dépôts d'eau douce le long du bord orographique des Karpates. Les mouvements orogéniques ont continué aux temps post-tortoniens, en plissant les dépôts du tortonien supérieur, au front des tronçons SE et NW des Karpates polonaises orientales. La poussée postume des nappes du flysch vers l'avant-pays a eu alors pour suite le chevauchement de la nappe de Pokucie sur le présarmatien. L'évolution orogénique des Karpates orientales et de leur avant-pays polonais continuait encore au pliocène, comme le témoignent les hauteurs relatives des terrasses des fleuves karpatiques.

Wilhelm Friedberg.

Przyczynki do znajomości miocenu Polski

(Beiträge zur Kenntniss des Miocäns von Polen).

Część III. — III Teil.

Jakkolwiek własnych nowych obserwacyj w terenie nie przybyło mi wiele od czasu napisania drugiej części tych przyczynków, to przecież dostałem od firmy „P i o n i e r S p. A." do oznaczenia wcale liczne mięczaki zebrane na obszarze między Karpatami i Podolem. Pochodzą te skamieliny częścią z odkrywek, częściowo zaś zostały wydobyte podczas wierceń poszukiwawczych. Za zezwolenie na ogłoszenie wyników tych oznaczeń, mających dość wielkie znaczenie naukowe, Dyrekcji „Pioniera" uprzejmie dziękuję. Po podaniu wyników oznaczeń i kilku spostrzeżeń daję także odpowiedź na zarzuty i twierdzenia zawarte w pracach J. C z a r n o c k i e g o [1] i K. K o w a l e w s k i e g o [2] ogłoszonych niedawno.

1. Okolica Śniatyna i Kołomyi.

W U j ś c i u na zachód od Śniatyna odwiercono otwór nazwany *P1.* głęboki na 104,10 m, którego przekrój podał inż. J. O b t u ł o w i c z [3]. Wiercenie to przebiło zarówno warstwy nadgipsowe, jak też i podgipsowe, a jedne i drugie zawierały skamieliny. W rdzeniach znalazłem:

g ł ę b o k o ś ć	45,80—47.80 m	*Chlamys galiciana* Favre (6 ok.).
„	48,20—48,60 „	*Chlamys galiciana* Favre (10 ok.).
„	50.85—51,20 „	nieoznaczalne małże (*Phacoides borealis* L (?), *Corbula gibba* Olivi (?)).

głębokość 52,60—52.80 m *Chlamys galiciana* Favre (8 ok.).
„ 52,95—53,90 „ *Chlamys galiciana* Favre (juv. 4 ok.).

Są to margle nadgipsowe, gdyż pod nimi przebito gipsy tutaj znacznej miąższości (od 54—92 m). Poniżej były margle zrazu szare, głębiej zielonkowate, które sięgały do głębokości 101,30 m. W nich znalazłem:

głębokość 99,60—99,90 m *Amussium denudatum* Reuss (2 ok.).
„ 100,10—100.20 „ *Amussium denudatum* Reuss (1 ok.), nadto *Chlamys scissa Favre* (3 ok.), *Corbula gibba* Olivi (2 ok.).
„ 100,30—100,70 „ *Chlamys scissa* Favre (3 ok.).
„ 100,90—101,30 „ *Amussium denudatum* Reuss (2 ok), *Chlamys scissa* Favre (4 ok.), *Isocardia cor* L. (1 ok.).

Od głębokości 101,30 do 104,10 m przebito wedle inż. Obtułowicza zbite, białe wapienie o przełomie muszlowym, które są zapewne wapieniem słodkowodnym.

Warstwy podgipsowe z *Amussium denudatum* Reuss i z *Chlamys scissa* należą do warstw baranowskich. Wedle mego podziału należą warstwy baranowskie i wyżej leżące gipsy do dolnego tortonu, warstwy nadgipsowe z *Chlamys galiciana* Favre do górnego.

We wsi Potoczek na NW od Śniatyna, a na wschód od Ujścia znaleziona została w lewym brzegu potoka fauna. Z dostarczonego mi materiału oznaczyłem:

Ostrea digitalina Dub. (50 ok.)
Chlamys cf. *seniensis* Lam. (2 ok.).
Pectunculus glycymeris L. (4 ok.).
Arca cf. *diluvii* Lam. (1 ok.).
„ *turoniensis Duj.* (1 ok.).
Congeria sp. cf. *Sandbergeri* Andr. (2 ok.).
Limnocardium plicatum Eichw. var. *plicatella* Lomn. (4 ok.).
Phacoides borealis L. (4 ok.).
Loripes dentatus Defr. (3 ok.).

Divaricella ornata Ag. (4 ok.).
Tellina donacina L. (1 ok.).
Donax sp. an *intermedia Hoern.* (2 ok.).
Corbula gibba Olivi (18 ok.).
„ *carinata* Duj. (2 ok.).
Dentalium novemcostatum Lam. var. *mutabilis* Dod. (1 ok.).
Bullinella cf. *elongata* Eichw. (1 ok.).
Oxystele orientalis Cossm. i Peyr. (10 ok.).
Neritina picta Fèr. (40 ok.).
Crucibulum deforme Lam. (1 ok.).
Potamides Schaueri Hilb. (50 ok.) *forma typica* i var. *Eichwaldi* R. H. i A.
Cassis cf. *miolaevigata* Sacco (1 ok.).
Nassa coarctata Eichw.var. *podolica* R. H. i Au. (7 ok.).

Cała ta fauna jest normalną fauną dolnego tortonu z pewną ilością form półsłonych, znamiennych dla piasków lignitowych Pokucia *(Neritina picta, Potamides Schaueri, Limnocardium plicatum* var. *plicatella),* ale bardzo znamienną jest tu obecność ślimaka *Crucibulum deforme,* nieznanego dotychczas z miocenu Polski, któremu to gatunkowi musimy poświęcić kilka uwag.

Jest on znany w okolicy Bordeaux z burdigalu i akwitanu, jego odmiana var. *irregularis* Dollf. i Dautz. z tamtejszego burdigalu i helwetu, także z helwetu nad Loirą. Typową formę podaje S a c c o z helwetu Włoch północnych, a M. H o e r n e s z burdigalu okolicy Wiednia i z helwetu w Grund. Z tortonu tego gatunku nie podano. Byłby więc wobec tego dopuszczalny wniosek, że warstwy z Potoczka są helwetem, jakkolwiek obecnie jeszcze tego wniosku nie wysuwam. Obecność tego gatunku świadczy jednakowoż o tym, że warstwom z Potoczka można conajwyżej przyznać wiek dolnotortoński.

Fig. 1.
Crucibulum deforme Lam. Potoczek
× 3.

Okaz nasz, którego reprodukcję fotograficzną załączam (fig. 1), jest okazem mniejszym niż normalne, skorupka jest nieco załamana. Mierzy on w średnicy większej 10 mm, mniejszej 7, wys. 6 mm. Od spodu nie jest wprawdzie skorupa

widoczna, gdyż wnętrze wypełnia skała, jednakowoż zewnętrzna jego powierzchnia zgadza się zupełnie z okazami z burdigalu w Léognan, które mam do porównania. Odpowiada on formie typowej, a nie var. *irregularis* Dollf. i Dautz., którą zbierałem w helwecie w Manthelan.

Ponieważ podaję listy skamielin, a sam tych okolic nie zwiedzałem, przeto nie mogę niczego powiedzieć o stosunku utworów w Potoczku do nawierconych w Ujściu. Wedle mapy inż. O b t u ł o w i c z a warstwy w Potoczku są silnie zaburzone.

C h o c i m i e r z (między Tłumaczem a Obertynem). W potoku płynącym ku NE od p. 385 m jest odkrywka, z materiału tu zebranego oznaczyłem:

Ostrea digitalina Dub. około 100 ok.).
Pectunculus glycymeris L. (1 ok.).
Oxystele orientalis C. i P. (3 ok.).
Neritina picta Fér. (50 ok.).
Potamides Schaueri Hilb. (20 ok.).
Terebralia bidentata Defr. (3 ok. juv.).

U t o r o p y koło Kołomyi. Stąd oznaczyłem:

Ostrea digitalina Dub. (30 ok.).
Terebralia bidentata Defr. (12 ok.).
Potamides Schaueri Hilb. (6 ok.).
Nassa sp. an *coarctata* Eichw. var. *podolica* R. H. i A. (2 okazy).

W przeciwieństwie do przyjętych zapatrywań uważam te utwory zawierające ślimaka *Terebralia bidentata* Defr. za torton dolny. Właściwie pod tym względem W i ś n i o w s k i w swej pracy o Myszynie i Dżurowie wyraźnie się nie wypowiedział, przyjmując tylko możliwość zgodności czasowej z warstwami z Podmichala, które M. Ł o m n i c k i zaliczał do poziomu naderwiliowego. W każdym razie nie idę pod tym względem tak daleko jak niektórzy autorowie, którzy uważali tego ślimaka za znamiennego dla helwetu.

D ż u r ó w. W potoku płynącym ku wschodowi od wzgórza „Skapulenka", o km od źródła, znaleziono:

Ostrea sp. 6 ok.
Pecten Besseri Andrz. 1 ok.
Pectunculus glycymeris L. 30 ok.
Arca cf. *turoniensis* Duj. 3 ok.
Corbula carinata Duj. 7 ok.
Oxystele orientalis Cossm. i Peyr. 2 ok.

W tej samej miejscowości w innej odkrywce:

Ostrea digitalina Dub. 14 ok.
Potamides Schaueri Hilb. *forma typica* i var. *Eichwaldi* Hilb. kilkaset okazów.
Nassa obliqua Hilb 3 ok.

Nowosielica.

Limnocardium plicatum Eichw. var. *plicatella* [1]) M. Lomn. 13 ok.
Tellina sp. an *ventricosa* de Serres 3 ok. (ozn. przybliżone).
Congeria sp. an *Sandbergeri* Andr. 6 ok. [2]).
Neritina picta Fèr. 17 ok.
Hydrobia cf. *Frauenfeldi* Hoern 2 ok.
Potamides Schaueri Hilb. *forma typica* i var. *Eichwaldi* Hilb. 60 ok.
Nassa obliqua Hilb. 2 ok.

Rożniów. W tej miejscowości niedaleko potoka Chomczyń wykonała Sp. A. Pionier otwór wiertniczy P_2. Otrzymałem próbki ze skamielinami z następujących głębokości:

głębokość 42—43,2 m.

Limnocardium plicatum Eichw. var. *plicatella* M. Lomn. 6 ok.
Gastrana sp. an *fragilis* L. 2 ok. (ozn. niepewne).
Neritina picta Fèr. (1 ok.).
Hydrobia Frauenfeldi Hoern. 30 ok.
Potamides mitralis Eichw. 19 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 40 ok.

---

[1]) Okazy tej odmiany są przeważnie nieco większe od tych, które opisałem z Myszyna (Mięczaki, t. II, str. 145—146, tabl. 23, fig. 9). Swego czasu podał ją zapewne Stur w wykazie fauny z Nowosielicy jako *Cardium* n. sp.

[2]) Okazy z Nowosielicy, a także z Kosowa, które wymienimy wkrótce, są większe od normalnych, większe od var. *buglovensis* Lask., a także od przedstawicieli tego gatunku z helwetu w Buczaczu, których rycinę podaję w drugim tomie mych „Mięczaków mioceńskich". Stur wymienił tę formę jako *Mytilus* an *Congeria*, a tak samo oznaczył i Wiśniowski okazy z Myszyna.

głębokość 45—47 m.

Limnocardium plicatum Eichw. var. *plicatella* M. Łomn. 2 ok.
Ervilia pusilla Phil. 1 ok.
Potamides mitralis Eichw. 8 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 60 ok.

głębokość 55,4—56,4 m.

Ervilia pusilla Phil. 1 ok.
Corbula sp. 1 ok.
Tellina sp. an *donacina* L. 2 ok.
Neritina picta Fèr. 1 ok.

Wierzbowiec. Sp. A. Pionier wykonała tu otwór wiertniczy *P*₃. W rdzeniach z podanych głębokości oznaczyłem:

głębokość 35,7—36,10 m

Nassa cf. *Rosthorni* Partsch. 1 ok.

głębokość 43,50—44,70

Limnocardium plicatum Eichw. var. *plicatella M.* Łomn.
Neritina picta Fèr. 2 ok.
Potamides mitralis Eichw. 40 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 10 ok.

głębokość 45,50—45,70

Solen sp. nova [1]) 5 ok.
Solenocurtus an *antiquatus* Pult. 1 ok. [2])
Limnocardium plicatum Eichw. var. *plicatella* M. Łomn.

głębokość 45,9—47,6 m

Limnocardium plicatum Eichw. var. *plicatela* M. Łomn. 4 ok.
Hydrobia Frauenfeldi Hoern. 80 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 10 ok.
Terebralia bidentata Defr. 2 ok.

głębokość 55,10—55,60

Corbula gibba Olivi 1 ok.

głębokość 57,2—58 m

Corbula gibba Olivi 3 ok.

głębokość 59,6—59,8 m

Neritina picta Fèr. 11 ok.

głębokość 63—63 m

Ostrea digitalina Dub. 10 ok.
Miltha incrassata Dub. 3 ok.

---

[1]) Są to ułamki skorup nieznanego mi gatunku, mniejsze niż u *Solen burdigalensis* Desh.; największy ułamek jest 25 mm długi, a 8 wysoki. Nie należą one żadną miarą do sarmackiego gatunku *S. subfragilis* Eichw., gdyż są znacznie większe i silniej wypukłe.

[2]) Brak rowka znamiennego dla tego gatunku, a ponieważ zamek nie jest widoczny, przeto oznaczenie jest niepewne.

Congeria sp. an *Sandbergeri* Andr. 3 ok.
Glycymeris Menardi Desh. var. *Rudolphii* Eichw. 1 ok.
Lutraria cf. *lutraria* L. 1 ok.
Solen sp. *nova* 1 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 5 ok.
Neritina picta Fèr. 1 ok.

Całą tę faunę zarówno w Kosowie, jak i w Rożniowie, Nowosielicy i w Dżurowie uważam za przynależną do dolnego tortonu, przy czym zaznacza się dość silne wysłodzenie wody. Gatunków sarmackich tu brak, których współobecność z tortońskimi wskazywałaby na prasarmat. Tej okolicy właściwa forma *Limnocardium plicatum* Eichw. var. *plicatella* M. Łomn. nie dowodzi wieku młodszego, ponieważ tylko ogólnym kształtem i małą ilością żeber przypomina *L. plicatum*, nie mamy dowodu na jej genetyczną łączność z formą typową, a jako mniejsza musiałaby być starszą od niej. Możnaby nawet twierdzić, że ta odmiana, z wyjątkiem mniejszej ilości żeber, przypomina raczej *L. praeplicatum* Hilbera. Większe formy gatunku *Congeria Sandbergeri* Andr. również nie wchodzą w rachubę, ponieważ znane są one także z helwetu Buczacza. Ten dolnotortoński charakter fauny przyznawał J. Czarnocki, jakkolwiek w ostatnim czasie (Kilka uwag w sprawie stratygrafii miocenu młodszego w okolicach Kosowa na Pokuciu, Pos. P. Inst. Geologicznego. N. 42, Warszawa, 1935) zmienił swe zapatrywania ze względu na rzekome stwierdzenie w niżej leżących ciemnych łupkach gatunków *Chlamys galiciana* Favre i *Syndesmya alba* var. *scythica* Sok. Otóż wątpię w słuszność tego oznaczenia, tak samo jak też i w kilka innych oznaczeń w listach ogłaszanych przez tego autora. Rzekomy *Ch. galiciana* Favre mógłby okazać się innym gatunkiem, a zbliżonych opisywano kilka jak np. *Pecten auensis* Kittl z tortonu wiedeńskiego, *P. Bittneri* Toula z iłów w Neudorf na Morawach i *P. Zollikoferi* Bittner z miocenu w Trifail. Jeżeliby się jednakowoż miało okazać, że jest to w rzeczywistości *Ch. galiciana*, w takim razie jest dopuszczalny całkiem inny wniosek niż J. Czarnockiego, mianowicie ten, iż nawet przegrzebki nie dają żadnych wskazówek dla stratygrafii tortonu, gdyż jest on stosunkowo krótkim okresem czasu, w którym fauna zmianom nie ulegała.

W materiale, który otrzymałem, były mięczaki lądowe i słodkowodne z miejscowości Mykietyńce na południe

od Ispasa i Kołomyi, z Chomczynia i z Trościańca koło Zabłotowa. Oprócz przedstawicieli rodzajów *Helix* i *Planorbis* jest tam częsty rodzaj *Cyclostoma*. Okazy przypominają bardzo gatunek *C. squamosum* Peyr. (= *C. turgidulum* May.) z burdigalu i helwetu wedle opisu i rycin, które dał Peyrot (Conchol. de l'Aquitaine, t. VI, str. 458—459, tabl. 8, fig. 4—6). Rewizja oznaczeń naszych mioceńskich ślimaków lądowych i słodkowodnych byłaby nader wskazana.

2. Okolica Stryja, Drohobycza i Przemyśla.

Daszawa. Fauna otworów wiertniczych Daszawy była dwa razy podawana, najpierw przez J. Czarnockiego i Kowalewskiego [4], następnie przez Böhma [5]. Druga z tych prac była oparta na lepszym materiale, część tych oznaczeń kontrolowałem, zauważę przeto tylko, że niektóre są przybliżone, jak gatunków *Limnocardium* cf. *lithopodolicum*, *Venus* cf. *fasciculata*, *Potamides nympha*, *Callistoma* cf. *subturriculoides* Sinz., a także pewna część okazów zaliczonych do rodzaju *Mohrensternia*. Jest to wina materiału, z wyjątkiem nielicznych okazów, źle zachowanego. Niepotrzebnie niektóre z tych źle zachowanych okazów zostały przedstawione na tablicach np. tabl. II, fig. 3, 4, 7, 15, bo niczego nie objaśniają. Szereg ślimaków został przez mylne odbicie negatywu przedstawiony we formie lewozwrotnej (tabl. I, fig. 19 a, 20 a, b, tabl. II, fig. 3, 7 a, c, 16 b, 17), co czyni wrażenie nagminnej tam lejostrofii.

Otrzymałem od firmy „Pionier" nowy materiał paleontologiczny z Daszawy, pochodzący przeważnie z otworu wiertniczego Batory, ale była tam także część materiału oznaczonego poprzednio przez K. Kowalewskiego [1]). Z przykrością stwierdzić muszę znowu, że oznaczenia tego autora należy przyjmować ostrożnie, gdyż w niejednym wypadku potwierdzić ich nie mogę. Kowalewski nie liczy się z trudnością oznaczania okazów ułamkowych, a także młodocianych [2]). Dla przykładu powiem, że młode okazy ga-

[1]) Materiał z Daszawy otrzymał „Pionier" od firmy „Gazolina".

[2]) Aby mi nie zarzucano, że zarzut mój jest gołosłowny, wymieniam kilka oznaczeń Kowalewskiego, a w nawiasach podaję moje:

tunku *Potamides mitralis* nie mają jeszcze guzków na zwojach, lecz spiralne prążki, są więc bardzo podobne do młodych okazów *P. nympha*. Jest może rzeczą naturalną, że oznaczający stara się określić każdy okaz, ale wskazana jest pewna powściągliwość w oznaczaniu okazów źle zachowanych i nader młodych.

Niestety materiał, który otrzymałem z otworu Batory był także bardzo lichy, przeważnie ułamkowy, a zachowane dobrze były tylko okazy nader małych gatunków. Oznaczyć zdołałem tylko (w nawiasie podana jest głębokość w metrach):

Tornatina truncatula Brug. (30—70, 150, 310—311, 382—386).
„ *lajonkajreana* Bast. (150, 298—310, cf. 310—311, cf. 332, 382—386, cf. 425—427).
Hydrobia immutata Frf. (419,5, cf. 488).
„ *Frauenfeldi* Hoern. (cf. 347,9, cf. 360, 382—386, cf. 512—513,5).
Mohrensternia sarmatica Friedb. (382—386, 488).
„ *pseudosarmatica* Friedb. (382—386).
„ *angulata Eichw.* (cf. 298—310, 472—474).
„ *pseudangulata* Hilb. (cf. 357,5).
Nerlina picta Fèr. (518—519).
Cerithium cf. *exmediterraneum* Sacco (382—386).
Potamides mitralis Eichw. (302—304, ? 310—311, 338—349, cf. 461, cf. 489).
Potamides cf. nympha Eichw. (493).
Bittium cf. *deforme* Eichw. (311).

Hydrobia Frauenfeldi (Hydrobia sp.), *H. Hoernesi (H.* sp. może *immutata), Potamides bicostatus* (nieozn. może *Potamides), P. nympha* (na kilkadziesiąt okazów w ten sposób oznaczonych może 7 należy do tego gatunku, inne są nieoznaczalne, nieraz nawet rodzajowo), *Mohrensternia pseudosarmatica* (nieoznacz.), *M. angulata* (nieoznacz. nawet rodzajowo), *Tornatina Okeni* var. *buhlovensis* (nieozn. może *Bullinella convoluta), Ervilia podolica* var. *infrasarmatica* (nieoznacz. może *Ervilia), Tapes vitalina* (ułamki nieoznaczalne, nawet rodzajowo). Nie twierdzę wcale, że wszystkie oznaczenia tego autora są mylne, ale przytoczone przykłady świadczą o tym, że należy je przyjmować z rezerwą. Wprawdzie J. C z a r n o c k i twierdzi ([1], str. 136), że okazy pozostawione u firmy „Gazolina" są tylko duplikatami, ale sądziłbym, że i one powinne być należycie oznaczone, a wątpić mi wolno w takim razie w trafne oznaczenie i tych, które zostały w Muzeum P. I. G. w Warszawie.

Cerithiopsis Vignali Cossm. i Peyr. (472—474).
Ervilia pusilla Phil. (cf. 150, 298—310, 415, 419,5, 518—519, 389—391).
„ cf. *trigonula* Sok. (518—519).
„ *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. (557,5, ? 382).

Te oznaczalne gatunki są w nieznacznej ilości okazów. Nader liczne inne skorupki są często nawet rodzajowo nieoznaczalne. Między nimi są ułamki skorup małży, zwyczajnie sam szczyt, które przypominają bardzo rodzaj *Ervilia*, a niektóre z nich mają bardzo silne zęby. Oznaczona fauna wskazuje zgodnie z zapatrywaniem Czarnockiego, Kowalewskiego i Böhma na górny torton, nie zmienia się ona od warstw najwyższych do spodu, jak ci autorowie już zaznaczyli.

Letnia, Pukienicze, Pietniczany. Sp. A. „Pionier" wykonała nadto kilka otworów wiertniczych w Letni na półn. wschód od Drohobycza i w miejscowościach Pukienicze i Pietniczany na północ od Stryja, a na półn. wschód od Daszawy. Skamieliny znalazły się w rdzeniach pochodzących z wierceń Letnia IV, Pukienicze I i II, także z wierceń Pietniczany III i V. Oznaczyłem następujące:

Letnia IV.

głębokość: 37 m *Ervilia* cf. *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 3 ok.
„ 74 „ *Dorsanum* sp. juv. zapewne n. sp.[1]) 1 ok.
„ 75 „ *Ervilia* sp. zbliżona do *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
Ervilia sp. 1 ok.
„ 76 „ *Hydrobia* an *Frauenfeldi Hoern.* 1 ok.
Ervilia sp. 2 ok.
„ 84 „ *Tellina* sp., ozn. niepewne 1 ok.
„ 87 „ *Ervilia* n. sp. 1 ok.

[1]) Okaz tej samej formy nowej znalazł się w Daszawie (otw. wiertn. Batory, głęb. 382). Nie wiem, czy te 2 okazy, które mam, nie są młodocianymi. Od gatunku *D. duplicatum* różnią się bardzo wyraźnie wydatnym spiralnym prążkowaniem zwojów i szerszą skorupą. Podobnego gatunku nie znam.

głębokość: 94 m *Ervilia* sp. może *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
„ 100,6 m *Ervilia* sp. 10 ok.
Cardium sp. ułamki, 2 ok.
Hydrobia sp. 1 ok.

Pukienicze I.

głębokość 48,5 m.
Ervilia cf. *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
Cardium sp. nieozn. 2 ok.

głębokość 51,7 m.
Ervilia sp. 1 ok.

głębokość 54,1 m.
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

głębokość 64,3 m.
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 10 ok.
Ervilia sp. zbliżona do *E. trigonula* Sok. 6 ok.

głębokość 64,7 m.
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

głębokość 68 m.
Spirorbis heliciformis Eichw. kilkanaście ok.

głębokość 83,6 m.
Mohrensternia an *Rissoa* 2 ok.
Ervilia sp. może *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 6 ok.
Ervilia sp. zbliżona do *E. pusilla* Phil. 3 ok.

Pukienicze II.

głębok. 23,8—24,2 m

Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 1 ok.
Tapes cf. *gregaria* Partsch var. *modesta* Dub. 2 ok.
Modioliaria sp. może *M. sarmatica* Gat. 1 ok.

głębokość 84 m.
Ervilia sp. cf. *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 4 ok.

głębokość 84,3 m.
Ervilia sp. zapewne *E. pusilla* Phil. 1 ok.

głębokość 84,5 m.
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 3 ok.

głębokość 84,6 m.
Ervilia sp. cf. *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 2 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 2 ok.
Cardium sp. 2 ok.
nieozn. może *Congeria* sp. 1 ok.

głębokość 85,4 m.
Ervilia sp. zbliżona do *E. trigonula* Sok. 1 ok.

głębokość 89 m.
Serpula sp. 1 ok.

głębokość 107 m.
Ervilia cf. *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

Ervilia sp. zapewne *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 12 ok.
Cardium sp. 1 ok.

głębokość 20—32 m
Tornatina lajonkajreana Bast. 17 ok.
Tornatina truncatula Brug. 14 ok.
Pseudonina (?) n. sp. 1 ok.
Gibbula i *Callistoma* sp. kilka gatunk. nieozn. 17 ok.
Callistoma n. sp. 7 ok.
Bittium deforme Eichw. 3 ok.
Ervilia sp. zapewne *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 30 ok.
Ervilia cf. *pussilla* Phil. 1 ok.
„ cf. *trigonula* Sok. 3 ok. juv.
Cardium sp. 2 ok.
Spirorbis heliciformis Eichw. 3 ok.
głębok. 30,4 m
Ervilia sp. zbliżona do *E. trigonula* Sok. 3 ok.
głębok. 31,1 m
Limnocardium lithopodolicum Dub. 1 ok.
głębok. 50 m
Tornatina lajonkajreana Bast. 9 ok.
Tornatina truncatula Brug. 12 ok.
Pseudonina an n. sp. 10 ok.
Gibbula sp. zapewne n. sp. 9 ok.
Callistoma n. sp. 3 ok.
Hydrobia an *Frauenfeldi* Hoern 3 ok.
Mohrensternia sp. 6 ok.
Ervilia sp. cf. *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 25 ok.
Ervilia cf. *trigonula* Sok. 2 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 3 ok.
Limnocardium cf. *lithopodolicum* Dub. 1 ok.
Spirorbis spiralis Eichw. 3 ok.
„ *heliciformis* Eichw. 3 ok.
głębok. 53 m
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
Limnocardium lithopodolicum Dub. var. *sublithopodolicum* M. Łomn. 1 ok.
głębok. 53,2 m
Ervilia sp. 3 ok.
Limnocardium lithopodolicum Dub. var. *sublithopodolicum* M. Łomn. 1 ok.
głębokość 53—54 m
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
głębokość 72,7 m
Ervilia sp. kilkanaście ok.
Cardium sp.

Pietniczany III.

głębok. 154,9 m
Cardium sp. ułamki.
głębokość 159,9 m
Ervilia sp. może *E. pusilla* Phil. 2 ok.
Cardium sp. ułamki.
głębok. 160 m
Ervilia cf. *pusilla* Phil. 1 ok.
głębok. 160,8 m
Ervilia sp. 13 ułamków

P i e t n i c z a n y V.

g ł ę b o k. 115.4 m

Tornatina truncatula Brug. 3 ok.
Gibbula sp. nieozn. juv. 1 ok.
Mohrensternia sp. an *angulata* Eichw. 1 ok.
Mohrensternia sp. an *pseudangulata* Hilb. 1 ok.
Bittium deforme Eichw. 1 ok.
Ervilia cf. pusilla Phil. 11 ok.
Ervilia cf. *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 11 ok.
Tapes cf. *gregaria* Partsch. var. *modesta* Dub. juv. 2 ok.
Limnocardium sp. nieozn. juv. 1 ok.
Spirorbis heliciformis Eichw. 2 ok.

g ł ę b o k. 115.45 m

Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

g ł ę b o k. 127,8 m

Mohrensternia sp. an *M. pseudoinflata* Hilb. 3 ok.
Hydrobia sp. 1 ok.
Ervilia sp. an *pusilla* Phil. juv. 11 ok.
Ervilia sp. an *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 30 ok.
Limnocardium sp. nieozn. juv. 8 ok.
Modiolaria sp. 1 ok.
Spirorbis heliciformis Eichw. 3 ok.

Utwory przebite wierceniem w Letni, Pietniczanach i Pukieniczach odpowiadają analogicznym utworom z Daszawy, a więc górnemu tortonowi. Fauna ich nie jest obfita, na rdzeniach znajduje się stosunkowo niewiele, skorupy są nader kruche, wskutek czego preparować ich nie można. Po wyszlamowaniu próbek otrzymuje się okazy małe, przeważnie młodociane i rzadko w oznaczalnym stanie. Najczęstsze są skorupy rodzaju *Ervilia*, zgodne na ogół z formą dolnego sarmatu *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw., chociaż u nich esowate skrzywienie brzegu zamkowego poza szczytem jest słabo zaznaczone, a słabą także krawędź w tylnej części skorupy. Jest rzeczą prawdopodobną, że ubóstwo fauny mięczaków w tych iłach, także i Daszawy, zostało spowodowane przez niekorzystne warunki bytu w mętnym środowisku, jakie zapewne istniało w szybko pogłębiającym się zapadlisku tamtejszego Podkarpacia, w którym osady tworzyły się szybko.

S t a r a W i e ś k o ł o D r o h o b y c z a.

Z materiału z tej miejscowości oznaczyłem:

Tornatina lajonkajreana Bast. (10 ok.).
Aloania cf. *holubicensis* Friedb. (1 ok.).

Mohrensternia sp. an. *inflata* Andrz. (1 ok.).
Mohrensternia sp. an *angulata* Eichw. (1 ok.).
Mohrensternia sp. an *pseudangulata* Hilb. (3 ok.).
Potamides mitralis Eichw. (10 ok.).
Ervilia sp. *pusilla* + *podolica* (30 ok.).
Syndesmya sp. cf. *reflexa* Eichw. (1 ok.).
Limnocardium lithopodolicum Dub. var. *sublithopodolicum* M. Lomn. (3 ok.).
Limnocardium sp. zbliżony do *L. obsoletum* Eichw. var. *vindobonensis* Partsch, żeber mniej (4 ok.).
Serpula sp.
Koral.

Co do tej fauny, która wskazuje na torton górny, należy zauważyć. Okazy, które oznaczyłem jako *Ervilia* sp. *pusilla* + *podolica* odpowiadają w zupełności tym, które M. Łomnicki zebrał w warstwach prasarmackich Lwowa i które oznaczył zbiorową nazwą *E. podolica* Eichw. var. *concinna* + + *pusilla* Phil. (Kosmos, t. 31. str. 260), o czem przekonałem się oglądając okazy przechowywane w zbiorach Muzeum Dzieduszyckich. Zarówno okazy ze Starej Wsi, jak też ze Lwowa są zgniecione, wnętrze skorup jest niewidoczne, są one na ogół większe od *E. pusila* i od *E. podolica* var *dissita* i może należą do nowego gatunku, czy do nowej mutacji. Zupełnie dokładnie nie są oznaczalne.

J. Czarnocki i K. Kowalewski (Pos. N. P. Inst. Geol. Nr. 39, str. 40—41) podali faunę z dwu różnych odkrywek w Starej Wsi, lecz nie jest ona w zupełności zgodną z moją, chociaż wniosek ogólny (prasarmat) jest ten sam.

Tutaj muszę w odpowiedzi K. Kowalewskiemu na jego uwagi o rodzaju *Ervilia* ([2], str. 213—214) dodać niewielkie sprostowanie. Skoro *E. pusilla* opisana została przez Philippi'ego z Sycylii i Kalabrii, musimy tamtejsze okazy uważać za typowe, a nie opisane przez M. Hoernesa. Ten autor rysuje większy okaz z miejscowości Steinabrunn i podaje jego wymiary, nie mówiąc niczego o zmienności wielkości i kształtu u okazów wiedeńskich, że jednakowoż one są dosyć zmienne wynika z pracy H. Gadomskiej, która miała do dyspozycji okazy z Vöslau. Są autorowie, którzy wydzielają gatunki i odmiany nie na podstawie okazów lecz tylko rycin w dziełach. Tak uczynił i de Gre-

g o r i o, który wyróżnił jako nową formę *E. tellinoides* na podstawie ryciny w monografii M. H o e r n e s a, a więc nazwał tak narysowany okaz ze Steinabrunn, a nie wszystkie okazy *E. pusilla* w tortonie wiedeńskim. G r e g o r i o w swej pracy (Studi su talune conchiglie..., str. 146) podaje *E. tellinoides* także z burdigalu w Saucats, a z tej miejscowości opisali C o s s m a n i P e y r o t w swej monografii tylko *E. pusilla*. Zaznaczają oni, że mimo pewnych różnic nie należy wyróżniać wśród okazów z miocenu okolicy Bordeaux kilku gatunków, czy odmian, chociaż te okazy pochodzą z warstw rozmaitego wieku, gdyż od akwitanu po torton włącznie. Nie wątpię, że wśród okazów zaliczanych do tego gatunku możnaby wyróżnić przy szczegółowym monograficznym opracowaniu kilka form, ale prawdopodobnie nie będą to mutacje czasowe, lecz tylko lokalne odmiany, od facji zależne.

Zarzuca mi K o w a l e w s k i, że od czasu moich pierwszych prac zmieniłem zapatrywanie na wyróżnianie gatunków wśród tego rodzaju. Otóż jest rzeczą zupełnie naturalną, że w ciągu lat 30 mogły studia doprowadzić do nowych wyników. W pracy o sarmacie Tarnobrzega w r. 1905 wydzieliłem *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw., ale czynię to i teraz (Mięczaki mioceńskie, t. II, str. 42—43), gdyż typowa *E. podolica* jest znacznie większa, pod tym względem więc zdania nie zmieniłem. Natomiast zaniechałem teraz wydzielania odmiany var. *infrasarmatica* Sok., ponieważ okazało się, że S o k o l o w (Schichten mit Venus Konkensis, str. 71, uwaga) nazwał tak mniejsze okazy gatunku *E. podolica*, częste w niższym sarmacie, które ja wydzieliłem jako var. *dissita*. Inaczej mówiąc var. *infrasarmatica* Sok. jest synonimem var *dissita* Eichw. Uczeni rosyjscy np. K o l e s n i k o v ([6], str. 39—42) postępują teraz jednakowoż wręcz przeciwnie, nazywają bowiem formę większą *E. dissita* Eichw. i przyłączają do niej formę mniejszą jako var. *podolica* Eichw. W tej samej pracy łączy jednakowoż K o l e s n i k o v var. *infrasarmatica* Sokolowa z gatunkiem *E. trigonula* Sok., a przypuszczam, że niesłusznie. Ten ostatni gatunek opisałem niedawno (Mięczaki, t. II, str. 43—44) i nie widzę przyczyny, dla której miałbym zdanie zmieniać.

Horysławice koło Przemyśla. Materiał dość obfity. oznaczyłem:

Ostrea cochlear Poli (2 ok.)
Pectunculus glycymeris L. var. *pilosa L.* (1 ok.).
Venus cf. *cincta* Eichw. (1 ok.).
Cardita rudista Lam. (1 ok.).
Corbula gibba Olivi (5 ok.).
Ervilia pusilla Phil (12 ok.).
Ringicula auriculata Men. (1 ok.).
Gibbula affinis Eichw. (1 ok.).
Callistoma turricula Eichw. (1 ok.).
Natica sp. cf. *helicina* Brocc. (1 ok.).
Neritina picta Fèr. (2 ok.).
Turritella sp. może *pythagoraica* Hilb. (1 ok.).
Vermetus intortus Lam. (1 ok.).
Setia exigua Eichw. (7 ok.).
Rissoa turricula Eichw. (4 ok.).
Alvania perregularis Sacco (1 ok.).
Rissoina sp. an *podolica* Cossm. (1 ok).
Cerithium cf. *exmediterraneum* Sacco (4 ok.).
Potamides mitralis Eichw. (7 ok.).
Potamides cf. *bicostatus* Eichw. (2 ok.).
Bittium deforme Eichw. (35 ok.).
Sandbergeria cf. *spiralissima* Dub. (3 ok.).
Murex tortuosus Sow. (3 ok.).
Turricula cf. *ebenus* Lam. (1 ok.).
Dorsanum sp. an *nodosocostatum* Hilb. (1 ok.).
Clavatula sp. (3 ok.).
Serpula sp. (1 ok.).
Koral (1 ok.).

Fauna ta wskazuje na torton dolny, gdyż elementów sarmackich w niej nie znalazłem. Czarnocki i Kowalewski (Pos. P. Inst. Geol. N. 36, str. 10—11) wymieniają z tej miejscowości kilka gatunków sarmackich, których ja nie miałem.

Co do fauny zauważę. Okaz, który z zastrzeżeniem zaliczyłem do gatunku *D. nodosocostatum* Hilb. jest bardzo podobny do gatunku *D. duplicatum* Sow., lecz trochę mniejszy, guzki górnego szeregu na zwojach są prawie zmarniałe, warga zewnętrzna wewnątrz gładka. Przypomina on var. B w monografii R. Hoernesa i Auingera z helwetu w Styrii. Obecnie do tego gatunku zaliczyłbym i te okazy, które opisałem z naszego tortonu jako *D. Łomnickii.* Są gatunki bardzo zbliżone z jednej strony do *D. duplicatum* Sow. z drugiej zaś strony do *D. nodosocostatum* Hilb. Do ostat-

niego gatunku jest bardzo podobna *Cyllenina vulgatissima* Peyr. (Conchol. néog. de l'Aquitaine, t. V, str. 175—177, tabl. 4, fig. 24—27), której okazy z burdigalu w Cestas mam w zbiorze. Jest to jednak forma szersza, u góry silniej zaostrzona, pierwsze zwoje poza embrionalnymi mają tylko gęste, podłużne żeberka. Dawniej uchodziły te okazy za *D. duplicatum* Sow. i kiedyś pod tą nazwą otrzymałem je od M. C o s s m a n n a, o czem wspomniałem w mych „Mięczakach mioceńskich" (t. I, str. 99). Inną zbliżoną formą jest *Dorsanum aquense* Grat. (P e y r o t, ibidem, str. 152—154, tabl. I, fig. 1—3) z akwitanu i burdigalu okolicy Bordeaux; P e y r o t przypuszcza nawet, że ta forma odpowiada *D. duplicatum* u M. H o e r n e s a, ale może niesłusznie, gdyż na okazach z Saucats (Lariey) widzę nieznaczne spiralne rowki. Nowe opracowanie gatunku *D. duplicatum* z form pokrewnych byłoby bardzo wskazane.

Okazy, które oznaczyłem *Clavatula* sp., należą do dwu różnych gatunków. Dwa z nich są zbliżone do gatunku *Cl. Doderleini* Hoern., lecz są nieco smuklejsze, a rowek między rzędami guzków mają węższy. Jako okazy młode i nieco zniszczone są nieoznaczalne.

C h r a p l i c e koło Horysławic. Materiał, który otrzymałem pochodził z siwych iłów, nie z piasków jak materiał podany przez J. C z a r n o c k i e g o i K o w a l e w s k i e g o (ibidem, str. 10). Oznaczyłem następujące formy, które wskazują na sarmat:

Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. (5 ok.).
Limnocardium plicatum Eichw. (12 ok.).
Limnocardium cf. *lithopodolicum* Dub. (2 ok.).
Arca sp. (1 ok. otoczony i starty).
Neritina picta Fér. (6 ok.).
Cerithium sp. cf. *rubiginosum* Eichw. (3 ok. juv.).
Potamides mitralis Eichw. (40 ok.).
Dorsanum duplicatum Sow. (6 ok.).

3. Szczerzec.

W roku 1910 opisałem miocen Szczerca i w nim dwa poziomy: dolny zaczynający się warstwami baranow-

skimi i kończący się gipsem i górny, utworzony przez iły z *Chlamys Neumayri* Hilb. niezgodnie na gipsach leżące. Świadczy to o pogłębieniu morza, czyli o nowej jego transgresji, skoro na gipsach, będących objawem regresji, spoczywają iły z fauną cienkoskorupowych przegrzebków, właściwych górnemu oddziałowi tortonu (warstwy kajzerwaldzkie). Czarnocki przeczy temu ([1], str. 131) mówiąc, że „wniosek Friedberga polega wyłącznie na mylnej obserwacji". Nie wiem, jak ten autor obserwował, byłem jednakowoż w październiku ubiegłego roku w Szczercu i chociaż dawne odkrywki znalazłem już zarzucone i zarośnięte, to przecież przybył tam nowy wielki komieniołom firmy „Alba", założony na północnym zboczu „Cerkiewnej Góry". Gipsy są tu miąższości 15 m, spągu ich nie widać, jednakowoż na nierównej powierzchni gipsów leżą siwe iły, a w nich są warstwy nieco wapnistego, siwego piaskowca, zawierającego, nieraz nawet liczne okazy *Chlamys galiciana* Favre. Jest więc to samo, co opisałem poprzednio, czyli na gipsach leżą niezgodnie utwory z fauną poziomu górnego, o czym przekonali się zresztą naocznie uczestnicy tegorocznego zjazdu P. Tow. Geologicznego podczas wycieczki do Szczerca.

J. Czarnocki, w przeciwieństwie do przyjętych zapatrywań, urobił sobie swoiste zdanie o warstwach baranowskich, powołując się na pracę Hilbera. Pierwszeństwo definicji tych warstw należy się jednakowoż M. Łomnickiemu, a nie wiem dlaczego Czarnocki odbiera prawo pierwszeństwa polskiemu badaczowi. Już w pracy z r. 1874 („Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w r. 1873 w dolinach Złotej Lipy, Koropca...", Spraw. Kom. Fizjogr. Ak. Um., tom VIII, str. 190—191), opisując Baranów, mówi M. Łomnicki o piaskowcach leżących na kredzie, złożonych prawie z samych płaskich i gładkich przegrzebków, a które (ibidem, str. 192) nazywa „piaskowcem baranowskim". W jednej z późniejszych prac, ale wcześniejszej od wymienionej pracy Hilbera (Formacja gipsu na zach. południ. krawędzi płaskowyżu podolskiego. Kosmos, t. VI, Lwów, 1881, str. 186—187) podaje skamieliny przewodnie dla „łupków baranowskich" w Łanach, a więc *Pecten denudatus* Reuss. *P. Koheni* Fuchs., *Thracia ventricosa* Phil., *P.* cf.

comitatus Font., *P. Lenzi* Hilb. [1]), *Cardium baranovense* Hilb. i, jeden o 13—14 promieniach, który „przypomina *P. Besseri*“ [2]). *Chlamys scissa* znajduje się wprawdzie także często we warstwach baranowskich, ale niezawsze. Gatunek ten jest zresztą długotrwały, gdyż znajduje się jeszcze we warstwach kajzerwaldzkich, o czym mógłby się J. Czarnocki łatwo przekonać, przeczytawszy tabelę w pracy Hilbera ([7], str. 292—293) i nie jest wcale dla warstw baranowskich znamienny (str. 294). Gdyby znał lepiej pracę Teisseyrego [8], której niedocenianie mi zarzuca, wiedziałby, że ten autor swą ławicę przegrzebkową górną, oznaczoną gatunkiem *P. scissus*, zalicza do warstw przejściowych pomiędzy tortonem i sarmatem, a nie łączy jej wcale z warstwami baranowskimi, lecz z poziomem kajzerwaldzkim.

J. Czarnocki wyróżnia warstwy przegrzebkowe dolne i podaje ich faunę powołując się na moje zestawienia ([1], str. 106—107), licząc może, że nie każdy czytelnik zaglądnie do mojej pracy. Tym czasem tam ([9], str. 114) podaję jako dla warstw baranowskich znamienne te właśnie przegrzebki, które on podaje dla swoich warstw przegrzebkowych dolnych, a te, które Czarnocki podaje jako znamienne dla warstw baranowskich, wymieniam (ibidem, str. 113—114) z wyjątkiem gatunku *Chl. Koheni* Hilb., jako charakterystyczne dla piasków poderwiliowych Lwowa zaznaczając, że są one facjalnie głębszym utworem niż piaski lignitowe Podola.

Naturalną jest rzeczą, że typowe warstwy baranowskie są tam, skąd przez M. Łomnickiego opisane zostały, a więc w Baranowie i Łanach. Dolne warstwy Szczerca należą również do warstw baranowskich (wiekowo i facjalnie), jednakowoż okazują tę różnicę, że między przegrzebkami jest dość częstym gatunek *Chl. scissa*, ale obok niego są inne dla warstw baranowskich znamienne, jak *Amussium denudatum, cristatum* i inne.

J. Czarnocki zaznacza kilkakrotnie (np. str. 106,

[1]) Gatunek ten jest problematyczny. Okazy Hilbera widziałem w zbiorach wiedeńskich. Są to tylko ośrodki z częściowo zachowaną skorupą.

[2]) Okazy te widziałem w zbiorach Muzeum Dzieduszyckich. Są zniszczone, lecz należą zapewne do gatunku *Pecten solarium* Lam.

107), że warstwy baranowskie leżą w Szczercu niezgodnie na kredzie. Wiedzieliśmy jednakowoż o tym od dawna, przecież tam brak dolnego miocenu i całego paleogenu. Warstwy baranowskie leżą zawsze najniżej w serii tortońskich utworów południowego Podola, ale nie wolno ich mieszać z warstwami przegrzebkowymi górnego tortonu. Przecież na tym polega znaczenie pracy H i l b e r a, że on warstwy z *Chlamys scissa* rozdzielił na warstwy baranowskie i kajzerwaldzkie, podając dla każdego z tych utworów znamienne skamieliny, przy czym zwrócił uwagę na to, że gatunek *Chlamys scissa* powtarza się i w górnym. H i l b e r w swej pracy udowodnił, że warstwy baranowskie nie należą do dolnomioceńskich utworów, za które je także brano, lecz że są bliskie innym tortońskim utworom. Wprawdzie był on skłonny uważać warstwy baranowskie i kajzerwaldzkie za zbliżone do siebie, ale przecież pisze ([7], str. 296): „scheinen die Baranower Schichten nach ihrer unmittelbaren Ueberlagerung des Kreidemergels oder localer Süsswasserabsätze nach strengem Zeitmasse älter zu sein, als die Kaiserwalder Schichten".

Warstwy baranowskie są nie tylko najstarszym osadem morskiego tortonu Podola, ale oznaczają również fację głębszego morza. Ograniczone są na południowe obszary Podola, a brak ich na północnych. To co raz podałem ([10], str. 303) o obecności tych utworów w Borkach Wielkich, polegało na omyłce, którą w części paleontologicznej prostuję.

Całe bardzo długie wywody J. C z a r n o c k i e g o są zagmatwaniem naszych wiadomości o miocenie Podola. Skoro on pomieszał prawdziwe warstwy baranowskie ze znacznie wyżej leżącymi, bo nad litotamniami, utworami ławicy ostrygowo-przegrzebkowej T e i s s e y r e g o, wtedy musiał wypaść chaotyczny i prawdzie nie odpowiadający jego schemat podziału. Nieobeznanego z przedmiotem może zmylą cytaty C z a r n o c k i e g o [1]), ale T e i s s e y r e ([8], str. 52) mówi o warstwach „marglu glaukonitowego", iż są to typowe

[1]) U jednego z młodszych autorów (Kosmos, t. 61, str. 10, Lwów, 1936) jest już wprost mowa o ławicy baranowskiej „w znaczeniu użytym przez J. Czarnockiego". Następuje więc zwolna zagmatwanie pojęć, a nazwisko zasłużonego pracownika M. Łomnickiego i jego dorobek naukowy idą w zapomnienie.

warstwy kajzerwaldzkie, a więc tworzące znacznie wyższy poziom niż prawdziwe warstwy baranowskie. Wobec tego stanu rzeczy wątpię bardzo, czy te wszystkie utwory, które wydzielili J. Czarnocki i Kowalewski na zboczach gór Świętokrzyskich pod nazwą warstw baranowskich do nich naprawdę należą.

Nie odpowiada też rzeczywistości zdanie J. Czarnockiego ([1], str. 133) iż Teisseyre „nie uznawał granicy między warstwami baranowskimi, a kajzerwaldzkimi, łącząc je jako całość", przynajmniej takiego wyrażenia nie znalazłem. Wiem natomiast, że na północnym Podolu (zeszyt 8 Atlasu Geol. Galicii) nie wydzielił warstw baranowskich, bo ich tam nie ma, wydzielił je natomiast na mapach do 22. zeszytu tego atlasu, które obejmują część południowego Podola. Wystarczy popatrzyć się na mapy „Rohatyn" i „Kałusz i Halicz". Z map odczytać łatwo, że na mapach północnego Podola tego autora jego margiel przegrzebkowy leży na wapieniu litotamniowym, na mapach zaś południowego Podola warstwy baranowskie leżą pod nim, przedzielone jeszcze piaskami.

4. Olesko.

Odkrywki piasków lignitowych na Białej Górze nad Oleskiem opisywano już kilkakrotnie. Zauważę, że Biała Góra leży w granicach wsi Chwatowa, nie miasta Oleska. Odkrywki na Białej Górze uległy zniszczeniu i w znacznej mierze zarosły, ponieważ już przed wojną światową obniżono na niej poziom drogi idącej z Oleska do Podhorzec. W r. 1934 w dawnej odkrywce były piaski prawie zasypane, natomiast obecnie są lepiej odkryte, przybyły natomiast odkrywki inne.

O jakich 100 m ku wschodowi od dawnych odkrywek, na kraju lasu i niedaleko krzyża i drogowskazu do Chwatowa wybierano piasek w licznych, małych dołach. Skamielin tu wiele, ale przeważają formy mniejsze. O dalszych 100 m ku wschodowi od tego miejsca przy gościńcu i koło źródła wydobywano w r. 1934 wapienie nieco piaszczyste, porowate (nie litotamniowe), które zawierają bardzo liczne skamieliny, ale przeważnie w odciskach. Oznaczyłem z nich:

Ostrea an *cochlear* Poli
Chlamys elegans Andrz.
„ *gloria maris* Dub.
„ sp. an *seniensis* Lam. var. *Niedźwiedzkii* Hilb.
Arca barbata L.
„ *lactea* L.
Pectunculus glycymeris L. var. *pilosa* L.
Venus cincta Eichw.
Cytherea italica Defr.
Phacoides borealis L.
Chama gryphoides L.
Cardium praeechinatum Hilb.
Venericardia Partschi Goldf.
Cerithium cf. *rubiginosum* Eichw.
Potamides mitralis Eichw.
„ *Schaueri* Hilb.
Bittium deforme Eichw.
Natica Staszyci Friedb.
Gibbula affinis Eichw.
Vermetus intortus Lam.

Wapień muszlowy odpowiada temu, który poprzednio opisałem z Białej Góry. Nie ma on jednakowoż niczego wspólnego z wyżej leżącym (nad piaskami) wapieniem litotamniowym. Obok tej odkrywki, po przeciwnej stronie drogi do Podhorzec, wybrano na kilka metrów głęboki dół dla wydobywania piasku. Jest on tu wcale bogaty w skamieliny, a ciekawą jest rzeczą, że znalazłem tu gatunki, których dotychczas na Białej Górze nie znaleziono jak: *Cerithium podhorcense* Hilb., *Terebralia bidentata* Defr. *Vermetus intortus* Lam., *Circe eximia* Hoern., *Tellina pretiosa* Eichw. i *Chlamys* cf. *Neumayri* Hilb. Zdaje się, że poprzednio opisane piaszczyste wapienie tworzą tu, jak to jest w Podhorcach, wtrącenia między piaskami.

O tym, że piaski lignitowe Podola leżą pod wapieniem litotamniowym wiedziano już od dawna, wiedział o tym i P u s c h przed 100 laty. J. C z a r n o c k i twierdzi jednakowoż, że jest przeciwnie, a me poprzednie uwagi zbywa cytatami z literatury jakoby było wręcz odmiennie. W Olesku, Podhorcach i Jasionowie bywałem często, pierwsze moje notatki z tych okolic są z r. 1905, a więc przed 30 laty. Zaręczam, że potrafię odróżnić piaski od wapieni litotamniowych, a także pokłady wyżej położone od niższych. A teraz jak jest z cytatami J. C z a r n o c k i e g o?

Poprzednio ([11], str. 89—91) podałem profil z Oleska, w którym nad piaskami leżą margle i napisałem dalej (str. 93) „Margle leżące na piaskach są utworem wyższym. Są one zapewne utworem jednoczasowym z górnymi wapieniami lito-

tamniowymi, które znajdują się w pobliżu Białej Góry". W tej samej pracy opisując profil w Podhorcach pisałem (str. 93—94) „Pod piaskami leżą wapienie litotamniowe różowej barwy, a raczej zlepieńce zawierające grudki litotamniów". „Wapienie litotamniowe górne widzimy dopiero w wyższej części parowu głównego, również i w bocznych". W tejże samej pracy (str. 97) podając odkrywki w Jasionowie (str. 97) pisałem: „W parowie głównym u szczytu, a więc w górnej części wsi, leżą górne wapienie litotamniowe z wielkich buł litotamniów złożone. „Niżej leżą iły zielone i szare; iły tworzą zapewne soczewki wśród gruboziarnistych piasków; u spodu odkrywki widać margiel kredowy". M. Ł o m n i c k i zaś ([12], str. 100) opisując Podhorce pisze: „na niej (t. j. kredzie) bezpośrednio leżą piaski poderwiliowe, przykryte na najwyższych punktach wapieniem litotamniowym", chyba więc jasnym jest, że ani M. Ł o m n i c k i, ani ja nie pisaliśmy o tym, że piaski lignitowe leżą nad wapieniem litotamniowym, lecz pod nim. Powoływanie się na H i l b e r a również zawodzi, gdyż ten badacz pisze na miejscu, na które powołuje się C z a r n o c k i ([7], str. 291—292): „Um den Gang der Untersuchung so exact, als möglich zu gestatten, mögen nach der Lagerung vorläufig zwei Gruppen innerhalb dieser Schichten unterschieden werden, die Kaiserwalder Schichten und die Baranower Schichten. Erstere liegen über den Sanden, welche (Holubica) nach ihrer Fauna mit voller Sicherheit in die zweite Mediterranstufe zu stellen sind, letztere folgen über dem Kreidemergel". Pisze więc wyraźnie, że piaski z Hołubicy leżą pod warstwami kajzerwaldzkimi, jednakowoż J. C z a r n o c k i nazywa właśnie kajzerwaldzkie baranowskimi i stąd całe zamieszanie. Trzeba było przeczytać to, co M. Ł o m n i c k i napisał o Hołubicy ([12], str. 115—116) przed zabraniem się do „stratygrafii miocenu".

A teraz jak jest w Borkach Wielkich? Leżą one koło Tarnopola, a więc na obszarze zbadanym przez W. T e i s s e y r e g o. W tekście do map jego ([8], str. 24) mamy podane następstwo pionowe ławic od dołu do góry. Podaję je dla informacji czytelnika, który może tekstu nie ma w ręku.

1. Ławica piasków i piaskowców dolna, czyli węglonośna [1]).
2. Ławica erwiliowa.
3. Ławica miliolitowa, czyli litotamniowa dolna.
4. Ławica litotamniowa górna.

Mimo tego pisze J. C z a r n o c k i ([1], str. 153) „Wniosek stąd taki, że piaski Oleska, Podhorzec, Jasionowa, Hołubicy i Borków Wielkich stratygraficznie różnią się od rozpowszechnionych piasków spoczywających w spągu serii litotamniowej. Zapewne w związku z tym pozostaje okoliczność, że fauna piasków wymienionych miejscowości posiada mimo wszystko odrębny charakter zespołowy od fauny najniższych warstw tortonu dolnego. Jak wynika ze stosunku tych piasków do warstw baranowskich np. w Hołubicy, piaski omawiane odpowiadają facjalnie wapieniom litotamniowym innych obszarów Podola. Stanowią zatem odrębną i ciekawą fację, związaną z Opolem. Słuszności tego poglądu dowodzić nie ma chyba potrzeby".

Godzę się na to ostatnie zdanie, ale lepiej byłoby, gdyby J. C z a r n o c k i nie był tej odpowiedzi na me zarzuty napisał, gdyż w rzeczywistości piaski lignitowe leżą pod wapieniem litotamniowym, ich fauna jest fauną dolnego tortonu, a w Hołubicy piaski te nie leżą pod warstwami baranowskimi, gdyż wyżej leżące piaskowce należą do warstw kajzerwaldzkich. Wszak już w r. 1895 pisał M. Ł o m n i c k i ([12], str. 118) „Stanowczo sprzeciwiam się wyprowadzonemu stąd wnioskowi H i l b e r a, żeby ten piaskowiec był równorzędny takim samym warstwom podgipsowym w Baranowie i Szczercu. Odpowiada on bowiem ilastym piaskowcom kajzerwaldzkim". J. C z a r n o c k i odrzuca jednakowoż zdania zasłużonych badaczy, jeżeli nie zgadzają się z jego koncepcjami.

5. Wieliczka, Bogucice.

Najpierw małe sprostowanie. K. K o w a l e w s k i ogłosił wyniki swych oznaczeń fauny dolnych warstw Wieliczki [13], żadnych skamielin mi do rewizji nie posyłał. Dopiero ja, widząc w spisie takie formy jak sarmacką *Gibbula picta*

[1]) Tu należą piaski ze skamielinami z Borek Wielkich.

(oznaczona jako cf. *picta)* [1]), zwróciłem się sam do J. Czarnockiego i prosiłem o przysłanie kilku skamielin zakwestionowanych do rewizji. We wrześniu, czy sierpniu 1933 r., tuż przed moim wyjazdem z Krakowa, otrzymałem kilka pudełek i wtedy stwierdziłem złe oznaczenie kilku gatunków, zwłaszcza gatunku wymienionego poprzednio. Zdziwiło mnie to tym więcej, iż tak zostały oznaczone 3 okazy należące do dwu różnych rodzajów. Wprawdzie teraz pisze Kowalewski, że „rzecz ta polega na nieporozumieniu z powodu przemieszania kartek", ale ja kartek nie pomieszałem, a *G.* cf. *picta* w spisie Kowalewskiego istnieje i może byłaby długo jeszcze przez następnych autorów cytowana, gdybym tego oznaczenia nie sprostował. To samo musiałem uczynić z ową *Skenea simplex,* która była przez Kowalewskiego poprzednio na listach umieszczana i wysuwana jako dowód analogii faunistycznych, a która okazała się ślimakiem słodkowodnym czy lądowym. W każdym razie nie odpowiada istotnemu stanowi rzeczy to, co pisze teraz Kowalewski, iż on zwrócił się do mnie po oddaniu referatu do druku z prośbą o zaopiniowanie, czy gatunki przywiezione przez niego i ja byłbym również skłonny uważać za nowe, gdyż inicjatywa wyszła odemnie. Gdyby był się do mnie zwrócił przed ogłoszeniem swych oznaczeń, napewne o ujemnych wynikach nie pisałbym.

Co do uwag Kowalewskiego paleontologicznej treści zauważę:

Oznaczenie gatunku *Tornatina Okeni* jako *T. truncatula* jest dla sprawy wieku rzeczą obojętną. Przypuszczam, że Kowalewski oznaczał na podstawie mej monografii, albo M. Hoernesa i Eichwalda, a wtedy odróżnienie nie jest trudne. Przy tej sposobności dałem to sprostowanie, o które Kowalewskiemu idzie. Omyłka u Cossmanna zaszła tylko na tablicy, nie w tekście, bo zaliczył swój okaz do podrodzaju *Retusa* (spire tronquée). Rycina ta miała się odnosić do okazu z pliocenu w Cannes, ale, ponieważ zaszła omyłka, przeto niewiadomo jaki okaz i skąd zo-

[1]) Teraz ([2], str. 211) wymienia ją Kowalewski jako *Gibbula* n. sp. cf. *picta.* Jeżeliby to miał być nowy gatunek, nie może on być zgodny (conformis) z *G. picta.*

stał przedstawiony na tablicy, chociaż rycina odpowiada gatunkowi *T. Okeni* Eichw.

Co do uwag w sprawie rodzaju *Ervilia* zaznaczam, że stoję na mym poprzednim stanowisku, iż te okazy z Wieliczki, które widziałem, nie należą do gatunku *E. trigonula*, ani też do *E. infrasarmatica* Sok., formy zgodnej z var. *dissita* Eichw. Każdemu gatunkowi, o ile nie jest stałym, a takie są także, trzebaby zostawić pewną granicę wahań indywidualnych, a u rodzaju *Ervilia* są one dość znaczne. Nadmienię dla przykładu, że Cerulli-Irelli (Fauna malacologica mariana, str. 154, tabl. 24, fig. 10—11) opisuje z pliocenu Rzymu *E. pusilla* Phil. var. *brevis*, bardzo podobną z kształtu do *E. trigonula*, i że Kolesnikov [6] opisuje dwie nowe formy z dolnego sarmatu Rosji (*E. dissita* Eichw. var. *macrodon* Andrz. i var. *Andrussovi* n. var.), z których druga ma kształt trójkątny jak *E. trigonula*. Z helwetu Madery opisał jeszcze w r. 1864 K. Mayer (Syst. Verz. der foss. Reste von Maderia, str. 15, tabl. 1, fig. 8) jako *E. elongata* okazy bardzo podobne do *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw., którego to gatunku później, o ile wiem, nie wymieniano. Cały ten rodzaj wymaga jeszcze starannego opracowania. Co do rzekomo znajdującego się we Wieliczce gatunku *E. podolica* Eichw. mówi o tym Reuss przecież z pewnym zastrzeżeniem „scheint sie häufig vorzukommen, aber stets zerbrochen", Niedźwiedzki jednakowoż tego oznaczenia nie uznawał, skoro w swej pracy o Wieliczce (Kosmos, t. 9, r. 1884, str. 739) po przejrzeniu okazów Reussa pisał: „Otóż mogę zaręczyć, że żadna ze znacznej ilości zachowanych tam skorupek, a raczej odłamków takowych, bo ani jednej zupełnie całej nie znalazłem, nie da się z pewnością odnieść do *Ervilia podolica* Eichw., a większa część więcej niżeli do tej formy zbliżona jest do *Ervilia pusilla* Phil." [1]).

Gatunki *Codokia decussata* da Costa i *G. exigua* Eichw. są różne. Wynika to dobrze z opisu i rycin, które dałem w mej monografii.

Okazy z Wieliczki, które oznaczyłem *Manzonia* (?) *Partschi* Hoern., są nieco mniejsze i o delikatniejszej rzeźbie niż te, które opisałem ze Zborowa. Zostawiam je jednak przy tym

[1]) Tylko koniec tego zdania cytuje Kowalewski.

gatunku aż do porównania z oryginałami M. Hoernesa, w każdym razie jednakowoż nie łączyłbym ich z *Alvania veliscensis*. Mimochodem zaznaczę, że obecnie zaliczam ten gatunek do rodzaju *Turbella*. Ze Zborowa opisałem z zastrzeżeniem okazy, które nazwałem *A. veliscensis* v. Schwartz (?). Zgadzam się z Kowalewskim, że one tu nie należą, omawiam je w części paleontologicznej.

Sprawa rodzaju *Mohrensternia* Stol. nie jest tak prostą, jak to się wydaje J. Czarnockiemu i Kowalewskiemu. Dziwną jest rzeczą, że M. Cossmann tego rodzaju nie uznawał. W 12 zeszycie swych „Essais de paléoconchologie", omawiając zarówno rodzinę *Hydrobiidae*, jak też i *Rissoidae*, do których rodzaj *Mohrensternia* bywa zaliczany, wcale nie podaje on tego rodzaju, a gatunek *M. inflata* Andrz. zalicza do rodzaju *Turbella*. Właściwie od tego ostatniego rodzaju (z rodzajem *Rissoa* nie ma on nic wspólnego) różni się tylko cieńszą skorupką, co mogłoby być przystosowaniem do wód półsłonych, a także różni się brakiem nawet małego zgrubienia wargi, która u rodzaju *Turbella* jest wprawdzie niezgrubiałą i ostrą, ale ma słaby varex poza brzegiem. Mimo tych zastrzeżeń należy utrzymać rodzaj *Mohrensternia*, a że on jest znany z tortonu, o tym świadczy gatunek *M. perinflata*, który opisałem ze Zborowa, a także znane w Rosji z czokraku gatunki (*M. inflata* Andrz. i *M. protogena* Andr.), i z piętra karahańskiego (*M. Barboti* Andr. i *M. grandis* Andr.), a także częste jego znajdowanie się w tortonie Siedmiogrodu, o czym będzie jeszcze mowa. Wobec tego zupełnie nieuzasadnione jest przypuszczenie Czarnockiego, iż ten gatunek powstał w naszym tortonie.

Miejsce znalezienia skamielin Wieliczki musiałem podać tak, jak mi określił dr Kuhl oddając mi je do dyspozycji. Rzecz sama nie ulega zmianie, skoro skorupy te znajdują się we Wieliczce na drugorzędnym złożu. Przyjmuję do wiadomości wyjaśnienie, że materiał pochodzi z ługowni, nie z warzelni, że więc nie był gotowany, lecz ługowany. Nie sądzę jednakowoż, aby ten fakt miał tłumaczyć, iż skorupy, ze soli Wieliczki należą tylko do form karłowatych, a nie było tam okazów młodocianych powszechnie znanych gatunków. Przecież skorupy ulegały transportowi, były pogrążone w solance, a to musiało powodować ich zniszczenie, któremu ulegały

łatwo skorupy większe. Ponieważ w zbiorze mam do porównania i młode okazy, przeto jestem pewny, że okazy z Wieliczki, które oznaczyłem jako *Pectunculus glycymeris L.*, *Oxystele orientalis* G. i P. są młodymi okazami tych gatunków, a byłoby nieostrożnością uważać je za jakieś nowe odmiany, czy gatunki.

Nie kwestionowałem wszystkich oznaczeń K o w a l e w s k i e g o, lecz kilku tylko gatunków, bo zresztą miałem do skontrolowania nieliczne. Bardzo się nawet cieszę, że zgodność naszych oznaczeń jest tak wielka, jak K o w a l e w s k i podaje. Idzie tylko o to, że zakwestionowałem oznaczenia tych gatunków, które mogłyby mieć decydujące znaczenie dla oznaczenia wieku, a więc *Gibbula* cf. *picta* Eichw., *Eroilia infrasarmatica* Sok. Wystąpiłem także przeciw nieuzasadnionemu dowodzeniu, że gatunki *Gibbula affinis* [1]), *Hydrobia Frauenfeldi*, *H. immutata* występują poza obszarami Polski wyłącznie w sarmacie, gdyż w rzeczywistości są znane i z tortonu. Czy to są te „przytłaczające argumenty K o w a l e w s k i e g o", o których pisze J. C z a r n o c k i?

Historia wieku warstw solnych Wieliczki przedstawia się następująco. R e u s s uważał je za wiekowo odpowiadające iłom wapienia litawskiego, a nie sarmatowi: „noch weit entfernter ist die Aehnlichkeit mit den Cerithienschichten" (R e u s s: Wieliczka, str. 43, odbitka). N i e d ź w i e d z k i zaliczył, jak wiadomo, utwór dolny Wieliczki do burdigalu, a górny do helwetu, do którego zaliczał i warstwy baranowskie. Zapatrywania te trwały długo mimo także i przeciwnych głosów, co było spowodowane autorytetem S u e s s a, który formację solną uważał za szlier będący końcowym utworem pierwszego śródziemnomorskiego piętra.

Przeciw tym zapatrywaniom wystąpiłem już w r. 1906 (Młodszy miocen Gal. zach. str. 48) twierdząc, że właściwa formacja solna jest helweckiego wieku, górny zaś oddział Wieliczki dolnotortońskiego. Te moje zapatrywania były na ogół nieprzychylnie przyjęte, ponieważ sprzeciwiały się autorytetowi S u e s s a i N i e d ź w i e d z k i e g o. Powtó-

[1]) Teraz ([2], str. 216) twierdzi K o w a l e w s k i, iż ten gatunek występuje gromadnie tylko w sarmacie, a w tortonie rzadko. W rzeczywistości jest całkiem przeciwnie, jest on częsty w tortonie (w Olesku np. gromadnie występuje), w sarmacie jest rzadki.

rzyłem me wywody w r. 1912 (Utwory mioceńskie w Europie, cz. II) przeprowadziwszy analizę fauny Wieliczki, o ile ją znaliśmy na podstawie pracy R e u s s a i te zapatrywania zwolna się ustaliły, zwłaszcza iż upadło przekonanie o dolnomioceńskim wieku szlieru, w którym rozpoznano tylko fację głębszego morza.

W r. 1931 [10] zaznaczyłem już, że fauna dolnego oddziału Wieliczki jest tortońską, a jego helwecki wiek przyjąłem tylko na podstawie teoretycznych dociekań o wielkiej helweckiej transgresji w Europie. W ostatniej pracy [14] zmieniłem to zdanie z tej przyczyny, ponieważ ugruntowało się pojęcie pogłębiającej się niecki w Wieliczce i ponieważ zaakcentowano brak niezgodności pomiędzy formacją solną warstwowaną i niewarstwowaną (N o w a k [15]). Ostatnia jest bezsprzecznie od pierwszej młodsza jako wyżej leżąca, nawet przy braku przerwy w osadzaniu, chociaż może to być różnica bardzo nieznaczna wedle absolutnej miary czasu. Uważałem ją za odpowiadającą warstwom baranowskim facjalnie i wiekowo, a ten sam wiek przyjmowali niedawno jeszcze C z a r n o c k i i K o w a l e w s k i. Bylaby więc pod tym względem zgodność między naszymi zapatrywaniami, gdyby nie mylna interpretacja warstw baranowskich przez tych autorów. Zaznaczam, że pisałem o Wieliczce, nie o całej formacji solnej.

Jeżeli piaski bogucickie, iły grabowieckie i ze Zgłobic zaliczyłem na podstawie ich fauny do dolnego tortonu, to uczyniłem to z tej przyczyny, iż ich fauna, dość dobrze zresztą poznana, za tym określeniem przemawia. Jednakowoż J. C z a r n o c k i nie orientuje się należycie w znaczeniu faun dla celów stratygraficznych w miocenie [1]), skoro pisze ([1], str. 127), iż ta fauna „mimo swego bogactwa, przekraczającego 120 gat., nie daje żadnych wskazówek, mogą-

[1]) Na str. 124 przypisuje J. C z a r n o c k i znaczenie stratygraficzne ostrydze *Ostrea cochlear*, chociaż jest to forma dzisiaj żyjąca i wód nieco głębszych, ma więc znaczenie tylko facjalne. Dziwi mnie odwaga z jaką krytykuje oznaczenia zasłużonych pracowników, a w paleontologii miocenu bieglejszych od niego. Otóż ([1], str. 145) wedle niego *Mactra* sp. u Ł o m n i c k i e g o, a nawet *E. pusilla* jest to *Syndesmya alba* Wood. var. *scythica* Sok. Toż samo (l. c. str. 144) miał popełnić T e i s s e y r e, który syndesmyje brał za erwilie. Twierdzi to C z a r n o c k i nie zobaczywszy okazów!

cych mieć trwałe znaczenie stratygraficzne". Dlaczego J. Czarnocki zalicza piaski bogucickie do swego prasarmatu, jest to już jego tajemnicą. Tłumaczenie, iż fauny prasarmackie zanikają u nas w tym samym poziomie od wschodu ku zachodowi, nie wytrzymuje krytyki. Przecież mięczaki wędrują w morzach daleko, a całe nasze morze mioceńskie zajmuje nieznaczny obszar, mniejszy znacznie np. od Adriatyku. Fauna piasków bogucickich wskazuje na normalną zawartość soli w morzu, w prasarmacie zaś na jej zmniejszenie, ale to wysłodzanie jest rzeczą późniejszą. Gorszy się także J. Czarnocki ([1], str. 151), że zaliczam do tortonu dolnego i formację solną i piaski bogucickie i pisze, że mówię o dwu tortonach dolnych. Oczywiście mówię tu o dwu nadległych poziomach, a zaznaczałem już nieraz, że torton dolny w mym pojęciu odpowiada znacznie dłuższemu okresowi czasu, niż torton górny.

Nie widzę także przyczyny, dla której miałbym zmienić swe zdanie o iłach krakowieckich. Wprawdzie M. Łomnicki opisując je po raz pierwszy zaliczył je do swego naderwiliowego poziomu, ale później, widząc ich wielki zasięg na niżu od Karpat po Wisłę, uważał je za utwór otwartego morza w porównaniu z brzeżnymi utworami zawierającymi znaną faunę ze Zgłobic. Pisze też ([16], str. 33) „Charakter więc całej tej fauny, wybitnie przybrzeżnej, zgodny z myszyńskim i nowosielickim, dżurowskim, a zarazem hołubickim we wschodniej Galicji, dowodzi, że te iły i piaski, na tak odległych punktach, do tego samego stratygraficznego poziomu należą. Osadzały się one w odmiennych warunkach głębinowych na wybrzeżu podkarpackim z jednej strony (Wieliczka, Bochnia, Zgłobice, Kałusz, Myszyn, Nowosielica, Dżurów), a z drugiej strony równocześnie na mieliznach wyżyny podolskiej (Hołubica, Podhorce, Lwów i t. d.). Do tego samego poziomu należą także piaskowate iły skamielinowe tarnobrzeskich wzgórzy... Zatem i iły środkowej części pogórza tarnowskiego, podobnie jak rzeszowskiego i cieszanowskiego muszą do tego samego nie tylko poderwiljowego, lecz także do wyższego naderwiljowego poziomu należeć". Nie wolno zaprzestać na pierwotnym zdaniu autora, lecz trzeba śledzić dalszy postęp jego badań. Sądzę więc w dalszym ciągu, że iły krakowieckie reprezentują cały torton, a naj-

głębsze, nam jeszcze nieznane, bo wierceniem nieprzebite, także i helwet, bo musiało istnieć, wbrew temu co pisze C z a r n o c k i [1]), połączenie między helwetem Podola, a zachodnich obszarów. Nie zostały zużytkowane dla nauki wyniki wiercenia w Żabnie pod Tarnowem, głębokiego na 856,9 m, które wykonano w latach 1909—1910. Wiemy tylko na podstawie profilu, który dał D y d u c h, że po przebiciu utworów dyluwialnych natrafiano w głębokości 17 m na iły mioceńskie, które, przegradzane warstwami piaskowca i łupków, trwały do głębokości 350 m. Odtąd były piaskowce twarde i iły z węglem brunatnym. Od głębokości 386,60 m do spodu wiercenia były margle i wapienie, które prof. Z u b e r uważał za kredę.

Najwyższą część iłów krakowieckich w okolicy Tarnobrzega odpowiada też i sarmatowi (Machów, Sobów), co twierdzić muszę tak długo, aż w faunie tej znajdą się oprócz sarmackich także elementy tortońskie, których współistnienie ze sarmackimi wskazywałoby na prasarmat.

6. Sarmat.

To, co poprzednio napisałem o sarmacie w Polsce, podtrzymuję. Zaznaczam jeszcze raz, że tortońskie skamieliny w sarmacie tych zachodnich miejscowości, których spisy podałem (Chmielnik, Dwikozy), są nieliczne i bardzo silnie otoczone, na co zwracali już uwagę poprzedni autorowie. Otoczenie skorup takich gatunków jak *Isocardia cor, Pectunculus glycymeris, Chlamys elegans* idzie tak daleko (przetarte szczyty), że są to szkolne przykłady znajdowania się skorup na drugorzędnym złożu. Oczywiście, jeżeli formy tortońskie w osadach z fauną zresztą sarmacką, są dobrze zachowane. możemy mieć podejrzenie, że dane osady nie są sarmatem. Brak w sarmacie gór Świętokrzyskich gatunków podanych przez C z a r n o c k i e g o [17], a więc *Dorsanum Verneuili, D. Daveluinum, Limnocardium Suessi, L. Barboti, Cerithium Comperi* jest rzeczą zupełnie zrozumiałą, gdyż są to w przeważnej części gatunki środkowego sarmatu, nie dolnego,

[1]) Podana przez B ö h m a [5] *Melanopsis impressa* Kraus z Rachinia odpowiada smuklejszej formie znanej z warstw onkoforowych. Jej obecność wskazuje tylko możliwą obecność helwetu, bo brak innych gatunków stwierdzających ten wiek.

a pierwszy znajduje się daleko na wschodzie. Istnieje w tej sprawie literatura, z którą należałoby się zapoznać przed napisaniem. Ze swym zdaniem, iż sarmatu na zachodzie brak, jest J. Czarnocki zupełnie odosobniony, skoro bardzo niedawno wydzielił Samsonowicz sarmat na mapie Opatowa i go opisał [18]. Wprawdzie J. Czarnocki nazywa niewygodne sobie poglądy poglądami „dawnych autorów, które straciły swą aktualność", ale jest to tylko frazes.

Na Podolu sarmat sięgał ku zachodowi co najmniej tak daleko, jak to znaczą jego odkrywki przez autorów opisywane, ale Teisseyre ([8], str. 243) twierdzi, że nawet o 10—20 km dalej ku zachodowi. Frazesem są tylko słowa J. Czarnockiego ([1], str. 147), że „fauna Woli Mazowieckiej składa się z elementów banalnych, znanych nie tylko z sarmatu, lecz i z warstw buhłowskich". Warstwy buhlowskie nie mają gatunków swoistych, gdyż tylko 3 odmiany z nich opisane zostały, cechuje je natomiast mieszanina form tortońskich i sarmackich, a pierwszych we faunie Woli Mazowieckiej brak. Fauna Chlebowa jest sarmacką, ponieważ jej elementy tortońskie, zresztą nieliczne, są na złożu drugorzędnym. Błędne jest zdanie J. Czarnockiego, że fauny sarmatu i prasarmatu są do siebie bardzo zbliżone. Przeciwnie zupełny brak form tortońskich jest cechą sarmatu, współobecność tortońskich i sarmackich cechą prasarmatu. Nieściśle też podaje on ([1], str. 174) zespół fauny charakterystyczny, zdaniem Laskarewa, dla warstw buhłowskich, gdyż wymienia tylko formy sarmackie i nowe, a opuszcza tortońskie. Przecież to równoczasowe współistnienie jednych i drugich jest najważniejszą cechą warstw buhłowskich, a ilość tortońskich gatunków znacznie jeszcze wzrosła, podany przeze mnie spis ([14], str. 8—9) obejmuje ich 16. Przecież Laskarew w ostatniej swej pracy przyznaje to i z tej przyczyny łączy warstwy buhłowskie z tortonem, dawniej zaś sądził, że są więcej do sarmatu zbliżone. Pisze on ([19], str. 14) „Les couches bouglovienne sont étroitement liées avec les tortoniennes et notamment a) par la sédimentation continue, b) par leur faune des foraminifères, c) par la présence dans la faune bouglovienne des éléments tortoniennes dont le nombre est beaucoup augmenté grâce à des recherches récentes (Friedberg, Macovei, Czarnocki et Kowalewski").

Z tejże samej przyczyny nie jestem „niekonsekwentny", jak to pisze J. Czarnocki ([1], str. 148), „Kiedy uznając tortoński wiek serii daszawskiej, stwierdza tam (ja) formy takie, jak *Ervilia podolica, Dorsanum duplicatum,* oraz *Gibbula picta,* a w spisie obok umieszczonym, zalicza je (ja) do gatunków wyłącznie sarmackich". Przecież jasną jest rzeczą dla każdego, który tymi problemami się zajmował, że określiłem tak wiek Daszawy dlatego, ponieważ w Daszawie są obok sarmackich tortońskie gatunki jak *Ervilia pusilla, Phacoides borealis, Loripes dentatus, Nucula nucleus, Leda fragilis* i kilka innych, które Böhm w swej pracy wylicza. Gdyby były tylko te trzy przez Czarnockiego podkreślone gatunki, powiedziałbym, że seria daszawska jest sarmatem.

Na str. 149 swej ostatniej pracy pisze Czarnocki: „Dowolnie również eliminuje autor przedstawicieli *Mohrensternia* ze spisu, podanego dla warstw buhłowskich przez Laskarewa, jedynie na tej podstawie, że sam ich tam nie stwierdził". Jest to wprost błędne przedstawienie sprawy, gdyż na tym miejscu ([14], str. 8—9) podałem spis fauny warstw buhłowskich wedle mych zbiorów, ale dodałem: „Do tego spisu należy dodać gatunki podane przez Laskarewa, których ja nie znalazłem, a są niemi... *Mohrensternia inflata* Andrz., *M. angulata* Eichw.".

Na tej samej stronie pisze J. Czarnocki: „Friedberg w krytyce swej posuwa się tak daleko, że warstwy syndesmyowe z okol. Buska, opisywane przez nas, zalicza do sarmatu". W rzeczywistości napisałem ([10], str. 298): „W ten sposób będą więc najniższym sarmatem szare łupki z wkładami margli syndesmyowych, albo przejściem od tortonu do sarmatu, podobnie jak warstwy buhłowskie na Wołyniu". J. Czarnocki cytuje więc tylko odpowiadającą mu część zdania, a resztę opuszcza.

Sprawa pochodzenia fauny sarmackiej nie jest tak łatwa, jak to się J. Czarnockiemu wydaje. Poprzednio przyłączyłem się do zdania Andrussowa, iż większa część fauny sarmackiej jest pochodzenia wschodniego, akcentował to poprzednio także Fuchs zaznaczając jej zbliżenie do fauny morza Czarnego. Czarnocki twierdzi, że powstała w Polsce, ale paleontologicznych dowodów nie daje, a te byłyby jedynie miarodajne. Sarmat i torton znajdują się

przecież nie tylko w Polsce i w Rosji, ale także, jak wiadomo, w Rumunii, na półwyspie Bałkańskim, na Węgrzech i w Austrii. Nie jest wykluczoną rzeczą, że gatunki sarmackie powstawały w kilku środowiskach w miarę wysładzania się wód. Kilka gatunków sarmackich podawano z tortonu różnych okolic. Gatunek *Dorsanum duplicatum* Sow. podał K o c h ([20], str. 115) z tortonu w Lapugy i Bujtur. Wspomniałem już o obecności rodzaju *Mohrensternia* w czokraku Rosji, a nawet gatunku *M. inflata*. Ten ostatni gatunek bywał i u nas podawany z tortonu w Podhorcach, Jasionowie i Hołubicy (M. L o m n i c k i), ale K o c h podaje go ([20], str. 126) z tortonu w Lapugy i Bujtur, a tak wytrawny specjalista jak B o e t t g e r ([21], II, str. 137—138) podaje go jako bardzo częsty (ponad 300 ok.) z tortonu w Kostej i zaznacza, że te okazy odpowiadają ryc. 22 a w monografii M. H o e r n e s a, należą więc do również sarmackiego gatunku *M. pseudoinflata* Hilb. Nie u nas więc zapewne trzebaby szukać początku tego rodzaju, jak chce J. C z a r n o c k i i całej fauny sarmackiej. Rozstrzygnąć rzecz mogłyby tylko studia paleontologiczne nad każdym gatunkiem sarmackim, ale to rzecz trudna, bo należałoby uwzględnić wszystkie znajdowania sarmatu w Europie, nie tylko na podstawie danych w literaturze, ale także i okazów przechowywanych w zbiorach.

To co J. C z a r n o c k i ([1], str. 173) pisze o regresji morza u nas z końcem tortonu i że morze sarmackie tworzyło zatokę, która kształtem swym powtarza łuk karpacki, znane było już dawniej. Przecież pisałem o tym już w roku 1912 (Utwory mioceńskie Europy, cz. II, str. 366) i ilustrowałem mapką.

7. Podział tortonu.

A teraz jeszcze kilka słów w sprawie podziału naszego tortonu. Nie piszę o jego paleogeografii, bo to, co J. C z a r n o c k i tak nazywa, paleogeografią nie jest. Schemat podziału podałem w r. 1912. Oparłem się przy tym na tych samych zasadach, na których podziały stratygraficzne powinny się opierać t. j., że poziom rozpoczyna transgresja, a kończy regresja. Uważałem więc za wskazane za górną granicę dolnego tortonu przyjąć regresję, której wynikiem są gipsy południowego Podola. Torton górny zaczyna się pogłębieniem

morza, na co wskazują iły nadgipsowe zawierające cienkoskorupa przegrzebki *(Chlamys galiciana, Chl. Neumayri)*. Poza obszarem zalegania gipsów na górny torton wskazuje również obecność tych samych przegrzebków. Jest to ta faza „znacznego ścieśnienia wód i cofnięcia ich brzegowisk poza grzbiet przemyślańsko-czernelicki ku wschodowi", o której mówi T e i s s e y r e ([8], str. 295).

Zarzuca mi J. C z a r n o c k i, że nie uwzględniłem ani podziału M. Ł o m n i c k i e g o, ani W. T e i s s e y r e g o. Tak właściwie nie jest, odchylenia są bowiem nieznaczne, chociaż mogłem się i z tymi autorami niezgadzać. Warstewkę erwiliową zaliczał M. Ł o m n i c k i do dolnego poziomu jako jej końcową fazę, a warstwy kajzerwaldzkie do naderwiliowego, a to samo i ja czynię, dodając do dolnego gipsy południowego Podola [1]). T e i s s e y r e wątpił wogóle w możność podziału tortonu, położywszy nacisk na częstą zmianę facji, ale wyróżnił kilka ławic, z których ostatnia (szósta) t. j. ławica ostrygowo-przegrzebkowa górna należy do tortonu górnego. Na innym zaś miejscu ([8], str. 90) pisze: „Zważywszy te stosunki uławicenia, przyznać mimochodem należy, że podział stratygraficzny (fauniczny) piętra śródziemnomorskiego prawdopodobnie przypadłby pomiędzy: 1) dolne ogniwo, obejmujące wraz z ławicą węglonośną i erwiliową układ grubolitotamniowy (miliolitowy), 2) zaś górne ogniwo, składające się z warstw drobnolitotamniowych i nadlitotamniowych".

Jeżeli w r. 1931 ([10], str. 302) napisałem: „Wątpliwą jest rzeczą, w jaki sposób należy poprowadzić granicę pomiędzy tortonem górnym i dolnym i czy wogóle to wydzielenie jest potrzebne", to przecież dodałem: „o ile nie dadzą nam pod tym względem przegrzebki lepszych wskazówek", a J.

[1]) J. C z a r n o c k i nadaje przytaczanym ustępom inny sens niż to było w intencji autora. Pisze więc ([1], str. 104): „Hilber uważał warstwy baranowskie za poziom ściśle związany z górnym tortonem, a nie z dolnym". Pisze on dosłownie: (Hilber [7], str. 307) „Ervilien Schichten, Gypstegel und Baranower Schichten sind bezeichnende Begleitschichten des Gypses". Gdzież tu mówi H i l b e r o tortonie górnym i dolnym? Tem się wówczas nie zajmowano. Przez ten ustęp chciał H i l b e r udowodnić, że warstwy baranowskie nie należą do pierwszego piętra śródziemnomorskiego, co niektórzy przyjmowali, lecz do drugiego. Aby dawne prace zrozumieć, trzeba znać stan ówczesnej nauki.

Czarnockiemu chyba dobrze wiadomo, że w roku następnym pracę o przegrzebkach napisałem, bo się na nią kilkakrotnie powołuje. Z wyjątkiem Rosji, w której morze mioceńskie zajmuje kilkakrotnie większy obszar niż w Polsce, nie zajmowano się wówczas w Europie podziałem tortonu, jedynym znanym mi wyjątkiem był torton Wenecji i okolicy, który Stefanini podzielił na górny i dolny. Zajmowano się często jeszcze zasadniczą sprawą oddzielenia tortonu od helwetu, bo i tu były, a po części są jeszcze, sporne sprawy.

W r. 1932 ogłosiłem pracę o przegrzebkach naszego miocenu, a wtedy także zaznajomiłem się z pracą autorów rumuńskich Macovei i Atanasiu [22], w której znalazłem potwierdzenie mych dawnych wywodów. Powtarzam ich zdanie (str. 187): „Die Gips-Schichten erscheinen als mächtige Einlagerung im Torton und scheiden die unter ihnen liegenden Konglomerate, Sandsteine und Lithothamnienkalke von den über ihnen liegenden Mergeln mit *Pecten Lilli*. Diese Einschaltung von Gips-Schichten in marinen Ablagerungen ergibt ein wichtiges Argument zur Unterteilung des Tortons in zwei Horizonte, einen unteren und einen oberen". Jeżeli używałem terminów: torton dolny i górny, a tych samych nazw używają J. Czarnocki i Kowalewski w innym znaczeniu, musiałem te dwa horyzonty nazwać odrębnymi terminami, aby nie było nieporozumień, stąd nazwa moja piętra opolskiego [1]) dla tortonu dolnego, buhłowskiego zaś dla górnego. Ostatni termin, jak wiadomo, nie ja wprowadziłem. Wiem, że lokalne podziały dolnego tortonu

---

[1]) Słusznie narzeka J. Czarnocki ([1], str. 155) na znaczną ilość lokalnych terminów użytych dla warstw mioceńskich. Na terenie byłej Galicji naliczył ich 27, było więc ich bezsprzecznie zbyt wiele. Ja w ciągu 38-letniej mej pracy naukowej wprowadziłem, o ile pamiętam, tylko jeden t. j. piętra opolskiego. W znacznie krótszym czasie wprowadzili ich znacznie więcej J. Czarnocki i Kowalewski, a wcale niepotrzebnie. Nie wiem poco Kowalewski wprowadził nazwę „iłów denudatowych" dla górnych warstw Wieliczki, a Czarnocki „iłów korbulowych" zamiast przyjętej iłów pleurotomowych. Dodam nawiasowo, że kiedyś już Stur użył nazwy „warstwy korbulowej" dla jednej warstewki wśród utworów naderwiliowych Lwowa. Nazwy dwuwyrazowe są niemiłe, ale rekordową jest już Czarnockiego nazwa trójwyrazowa „warstewka modiolowo-erwiliowo-pektenowa" ([1], str. 108, tabela).

dadzą się przeprowadzić, ale uogólnienie ich będzie rzeczą przyszłości, w podziały Czarnockiego górnego tortonu nie wierzę [1]). Skoro jest teraz już jasną rzeczą, że warstwy baranowskie J. Czarnockiego i Kowalewskiego do tego poziomu nie należą, że oni piaski lignitowe ze skamielinami, również wapienie litotamniowe źle umieszczają, że ich dane paleontologiczne nieraz są błędne, to całą ich stratygrafię należy zostawić pod znakiem zapytania. Podziały J. Czarnockiego zmieniają się nieco. W dawnych podziałach kończył on torton dolny rzekomymi warstwami baranowskimi, a więc transgresją, a warstewka erwiliowa rozpoczynała torton górny. W ostatnim podziale ([1], str. 108) jest już zmiana, bo warstewka ta kończy torton dolny, ale na str. 154 tej samej pracy jest już znowu po dawnemu, bo warstwa ta rozpoczyna torton górny. Po cóż więc wprowadzać zagmatwanie w nauce, jeżeli można było tego uniknąć trzymając się wcale jeszcze nie „przestarzałej“ metody, że należy najpierw dobrze obserwować, starannie gromadzić spostrzeżenia, dobrze oznaczać fauny, a wnioski wyciągać dopiero później. Przyznaję się, że „brak mi zrozumienia dla pojęć nowych“ (I, str. 152), które głoszą Czarnocki i Kowalewski, a których nigdy nie zdołam „sobie przyswoić“, prawdziwy jednak postęp badań powitam z radością.

Uwagi paleontologiczne.

W drugiej części tych Przyczynków ([14], str. 23—25) podałem już kilka sprostowań i uwag dotyczących naszych mięczaków mioceńskich. Dzięki zasiłkowi Funduszu Kultury Narodowej skończył się druk drugiego i ostatniego tomu mych „Mięczaków mioceńskich“, jednakowoż tom ich pierwszy, wymaga niektórych, dalszych sprostowań, ponieważ pierwsze jego zeszyty ukazały się przed przeszło 20 laty.

[1]) Nie wiem, dlaczego J. Czarnocki ([1], str. 147) zarzuca mi, że nie zająłem stanowiska wobec problemu warstw buhłowskich. Przecież jest to problem stary, bo z r. 1899, a zgodnie ze zdaniem M. Łomnickiego (Kosmos, t. 31, 1906, str. 262) uważam je za torton górny, w którym pojawiają się już sarmackie formy i żyją razem z tortońskimi. Pisałem zresztą o tym w mych Studiach, cz. V, str. 129.

Przygotowuję katalog mych zbiorów, który te sprostowania obejmie, obecnie podaję tylko najważniejsze.

Tornatellaea biplicata Bors. (?) (Mięczaki t. I, str. 539, tabl. 35, fig. 11). Pod tą nazwą opisane niezupełne okazy okazały się młodocianymi i zniszczonymi skorupami gatunku *Ringicula auriculata* Men. Przybyły mi teraz mniej zniszczone okazy i z zachowaną częściowo wargą wewnętrzną, które przekonały mnie o niesłuszności pierwotnego oznaczenia, wobec czego należy skreślić gatunek wymieniony w nagłówku.

Tornus sp. aff. *subcirculus* Cossm. i Peyr. (ibidem, str. 524, tabl. 33, fig. 12). Okazy z Zalesiec, w ten sposób nazwane, uważam obecnie, gdy ilość ich w mym zbiorze wzrosła, za różne od gatunku Cossmana i Peyrota i nazywam je *T. zaleścensis.*

Gibbula papilla Eichw. Gatunek ten niedawno opisał dobrze Kolesnikow. Zgodne są z nim w mym zbiorze tylko okazy z Krasnego, a przede wszystkim z Krzemieńca. Te, które poprzednio (str. 484—485) podałem z Podkamienia i z Maksymówki, są nieoznaczalne, a również mały okaz z Babicy (tabl. 30, fig. 18), który tu napewne nie należy. Okazy ze Zborowa, które opisałem pod nazwą *G. papilla* Eichw. mut. *pseudopapilla* (str. 485—486, tabl. 30, fig. 19) nie mają z tym gatunkiem nic wspólnego, uważam je teraz za przedstawicieli odrębnego gatunku. Kolesnikow podaje *G. papilla* tylko z środkowego sarmatu.

Okaz ze Zborowa, który nazwałem *Pyrgula subarchimedis* (str. 407, tabl. 25, fig. 11), nie należy do tego rodzaju, mającego inne ujście, nie dostrzegłem też faldu na wrzecionie, który jest wgłębi. Okaz nasz odpowiada dobrze gatunkowi *Cingulina miocaenica*, opisanemu przez Boettgera z tortonu w Kostej w Siedmiogrodzie, którego rycinę dał Cossmann.

Alvania veliscensis v. Schwartz (?) (str. 382—383, tabl. 23, fig. 2). Okazy ze Zborowa, poprzednio z pewnym zastrzeżeniem zaliczane do tego gatunku, do niego nie należą, zwoje ich są bowiem mniej wypukłe, podłużne żeberka mniej liczne i grubsze. Ponieważ brak u nich listewek wewnątrz wargi zewnętrznej, przeto nie należą do rodzaju *Alvania*, lecz *Turbella*. Obecnie nazywam je *Turbella zboroviensis.*

Dorsanum nodosocostatum Hilb. Okazy z Niskowej, Podhorzec i Jasionowa, które opisałem pod nazwą *D. Łomnickii* (str. 102—103, tabl. 5, fig. 4), a które potem nazwałem *D. duplicatum* Sow. var. *Łomnickii* nie różnią się wiele od gatunku *D. nodosocostatum* Hilbera i dlatego też pod tą nazwą należałoby je wymieniać. Gatunek ten opisany został z helwetu w Styrii.

Clavatula polonica Pusch. Niedawno wykazał P e y r o t (Conchol. néog. de l'Aquitaine, t. VI, str. 70—75), że nazwę *Cl. asperulata* wprowadzoną przez L a m a r c k a odnieść należy do okazów z burdigalu okolicy Bordeaux, które są smuklejsze niż nasze, mniejsze, a nadto mają obfitą spiralną rzeźbę. Przekonać się o tym można i z rycin, które ten autor podaje, a porównywałem także nasze okazy z okazami z Léognan i Saucats, przesłanymi mi przez p. P e y r o t a. Wobec tego należy użyć nowej nazwy dla naszych i wiedeńskich okazów nazywanych dotychczas *Cl. asperulata* Lam. Właściwie P u s c h (Polens Paläontologie, str. 142—143, tabl. 12, fig. 6) opisał pierwszy okazy z Korytnicy i dał dobrą rycinę, chociaż pod niesłuszną nazwą *Pleurotoma tuberculosa* Bast. var. *polonica*, niesłuszną gdyż, jak wykazał P e y r o t, nazwa *Cl. tuberculosa* Bast. jest synonimem gatunku *Cl. asperulata* Lam., możemy jednakowoż jako nazwy gatunkowej użyć nazwy odmiany proponowanej przez P u s c h a. Wprawdzie istnieje jeszcze nazwa *Cl. aculeata* Eichwalda, lecz nazwy tego autora, wprowadzone w dziele „Naturhistor. Skizze v. Lithauen" z r. 1830, oparte tylko na zbyt krótkich i niewystarczających diagnozach, nie mają pierwszeństwa, a opisy i ryciny tych gatunków znajdują się dopiero w jego dziele „Lethaea rossica" z r. 1853, a więc ogłoszonym znacznie później niż dzieło P u s c h a.

Sprostować wreszcie muszę omyłkę, która zaszła w mej pracy o przegrzebkach mioceńskich ([9], cz. I). Opisałem tam, co prawda z pewnym zastrzeżeniem, przegrzebka z Borek Wielkich pod nazwą *Amussium (Pseudamussium) oblongum* Phil. an n. sp. (str. 63, tabl. 3, fig. 10—11). Okazało się, że jest to cenomański *Pecten orbicularis* Mont., na co zwrócił mi uwagę dr P a n o w, który widział te okazy. Zbierałem je sam; płyty margli je zawierające leżały wydobyte w odkrywce koło dworca kolejowego w poziomie wyższym od mio-

ceńskich piasków. Widocznie zostały tu w nieznanym mi celu przywiezione ze wsi, gdzie margle cenomańskie są odsłonięte i gdzie, jak wiemy z pracy K o k o s z y ń s k i e j, ten przegrzebek się znajduje.

Lwów, 25 września 1936.

ZUSAMMENFASSUNG.

Es werden nebst eigenen Beobachtungen (Szczerzec, Olesko) Listen von Mollusken gegeben, welche von der Firma „Sp. A. Pionier" auf dem Vorlande zwischen den Karpaten und der podolischen Hochebene gesammelt wurden, oder von den dort ausgeführten Bohrungen stammen. Zugleich bespreche ich die unlängst erschienenen Arbeiten der Herren J. C z a r n o c k i [1] und K. K o w a l e w s k i [2] und beantworte die dort gegen mich enthaltenen Angriffe.

1. U m g e b u n g v o n Ś n i a t y n u n d K o ł o m y j a.

In U j ś c i e bei Śniatyn wurde ein Bohrloch (P_2) 101.4 m tief erbohrt, in welchem bis zu 53.9 m die über dem Gipse liegenden Mergel mit *Chlamys galiciana* Favre, dann (54—92 m) Gips und unter ihm Mergel mit der Fauna der Baranowerschichten (*Chlamys scissa* Favre, *Amussium denudatum* Reuss) vorgefunden wurden.

Im Dorfe P o t o c z e k östlich von Ujście wurde in einem Aufschlusse eine tortone Fauna gefunden, welche im polnischen Texte (Seite 67—68) angegeben ist. Interessant ist das Vorkommen der Art *Crucibulum deforme* Lam, welche nur aus dem Aquitan, Burdigal und Helvet bekannt ist. Es wäre zwar der Schluss erlaubt, dass die diesbezüglichen Schichten dem Helvet angehören, vorläufig will ich jedoch davon absehen und das Alter des Untertorton für sie annehmen.

Die in den Orten D ż u r ó w, N o w o s i e l i c a, C h o c i m i e r z und U t o r o p y gefundenen Mollusken werden im polnischen Texte (Seite 69—72) aufgezählt, auch die Fauna der Bohrung R o ż n i ó w (P_2) und W i e r z b o w i e c (P_3). Es ist das die gewöhnliche Fauna des Untertortons, in welcher jedoch auch einige brackische Elemente vorkommen.

2. Umgebung von Stryj, Drohobycz und Przemyśl.

Daszawa. Mehrere tiefe Bohrungen nach Erdgas haben uns von der, einige Hundert Meter betragenden Mächtigkeit einer Serie von Tonen und Mergeln in dieser Gegend überzeugt, welche nach J. Czarnocki und K. Kowalewski [4] und nach Böhm [5] zum Obertorton gehört, da in ihr neben Formen des marinen Tortons auch diejenigen des Sarmats vorhanden sind. Ich kann diese Ansicht nach Durchsicht der von der Bohrung „Batory" stammenden Fauna, die ich auf S. 74—75 des polnischen Textes angebe, bestätigen. In Klammern ist dort die Tiefe in Metern angegeben, aus welcher die Mollusken stammen. Sehr zahlreich sind dort Bruchstücke einer *Ervilia*, manche Exemplare sind jedoch mehr dickschalig und die Zähne des Schlosses kräftiger, als dies bei den bekannten *Ervilia*-Arten auftritt. Wahrscheinlich gehören diese Bruchstücke einer neuen Art oder Varietät an.

Ich konnte auch dieses Material von Daszawa untersuchen, welches von Kowalewski bestimmt wurde und bei der Firma „Gazolina" aufbewahrt ist. Ich musste leider konstatieren, dass hier manche Bestimmungen unrichtig sind, da Kowalewski auch unbestimmbare Schalenfragmente und sehr juvenile Exemplare zu bestimmen wagt. Im polnischen Texte führe ich diese unrichtigen Bestimmungen an.

Die Firma „Pionier" hat auch mehrere Bohrungen nördlich von Stryj bei den Orten Pietniczany und Pukienicze, sowie in Letnia NO von Drohobycz vorgenommen. Mollusken wurden in den Kernen der Bohrung Pietniczany III und V, Pukienicze I und II und Letnia IV gefunden. Im polnischen Texte (S. 75—78) werden die Resultate der Bestimmung sowie auch die Tiefe angegeben, aus welcher die Fossilien stammen. Am häufigsten kommt hier *Ervilia* vor in Exemplaren, welche noch am besten der *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. entsprechen, obwohl bei ihnen die Krümmung des Oberrandes und der hinter dem Wirbel gelegene Kiel schwächer entwickelt ist. Im ganzen hat diese Fauna einen mehr sarmatischen Anstrich als diejе-

nige von Daszawa, was jedoch von dem Umstande abhängen mag, dass die Fauna von Daszawa besser ausgebeutet wurde. Alle von mir untersuchten Kerne sind arm an Mollusken, die Gattung *Ervilia* ausgenommen, und die gefundenen sind oft juvenile Exemplare, oder entsprechen Formen von geringer Grösse. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sowohl hier wie auch in Daszawa ein trübes Meerwasser (toniges Sediment bei rascher Sedimentbildung) ungünstige Lebensbedingungen für die Mollusken schuf.

Was die Bemerkungen anbelangt, welche K o w a l e w s k i [2] über *Ervilia* macht, muss ich hinzufügen, dass wir noch wenig über diese Gattung orientiert sind. Unlägst hat K o l e s n i k o v [6] zwei neue Varietäten der *E. dissita* [1]) aus dem Sarmat beschrieben (var. *macrodon* Andr. und var *Andrussovi* Kol.), ich kann jedoch nicht angeben, ob mit Recht. Es existiert noch im Tschokrak Russlands eine *E. praepodolica* Sok., welcher mehrere Exemplare aus den Tonen von Daszawa recht nahe stehen. Die von J. C z a r n o c k i und K o w a l e w s k i sehr oft zitierte var. *infrasarmatica* Sok. ist keine separate Varietät, sie entspricht vielmehr der var. *dissita* Eichw., was aus der Beschreibung S o k o l o v's (Schichten mit Venus kokensis, Seite 71, Anmerkung) ersichtlich ist. K o l e s n i k o v vereinigt jetzt diese Form mit der *E. trigonula* Sok. Es ist höchst wahrscheilich, dass *Ervilia podolica* Eichw. und ihre Varietäten doch vom Osten stammen.

S t a r a W i e ś bei D r o h o b y c z. Die im polnischen Texte (S. 78—79) angegebene Fauna zeigt auf Obertorton, da dort sarmatische Formen neben denjenigen des Torton vorkommen.

H o r y s ł a w i c e bei P r z e m y ś l. Die Liste der Mollusken von hier (Seite 81 im polnischen Text) ist ziemlich umfangreich, sie deutet auf Untertorton, da ich hier keine sarmatischen Formen fand.

[1]) Die russischen Geologen z. B. K o l e s n i k o v [6] nennen jetzt die grosse Form, welche in Unter- und Mittelsarmat vorkommt *E. dissita* Eichw., die kleine *E. dissita* Eichw. var. *podolica* Eichw., verfahren also umgekehrt, als es gepflogen wurde und wie ich es in meinen Mollusca miocaenica Poloniae (Bd. II, Seite 41—43) getan habe.

Chraplice bei Horysławice. Eine an Arten arme Fauna, welche ich auf Seite 82 des poln. Textes angegeben habe, zeigt deutlich auf Sarmat.

3. Szczerzec.

Im Jahre 1910 habe ich (Jahrbuch der Geolog. Reichsanstalt, Bd. 60) das Miocän von Szczerzec beschrieben und dort zwei Horizonte unterschieden: einen unteren, welcher mit den Baranowerschichten beginnt und mit dem Gips endigt und einen oberen, welchen diskordant über dem Gipse liegende Tone bilden, die in Piaski *Chlamys Neumayri* enthalten. J. Czarnocki bestreitet ganz einfach diesen Tatbestand, wirft mir sogar eine falsche Beobachtung vor. Ich war im Jahre 1935 in Szczerzec und fand dort zwar die alten Aufschlüsse, welche Hilber, M. Łomnicki und ich seinerzeit beschrieben haben, verschüttet, es wurde aber von der Firma „Alba" ein neuer grosser Gipsbruch errichtet, in welchem über den, hier etwa 15 m mächtigen Gipsen, Tone mit Sandsteinzwischenlagen liegen; in den letzteren ist *Chlamys galiciana* Favre häufig. Es ist also dasselbe, was ich vor 25 Jahren beobachtet habe, da *Chl. galiciana* Favre und *Chl. Neumayri* Hilb. zu diesen Pectenarten gehören, welche im Obertorton vorkommen. J. Czarnocki hat sich nur oberflächlich mit der einschlägigen Literatur beschäftigt. Er behauptet, dass erst Hilber in seiner Arbeit vom Jahre 1882 [7] die Baranowerschichten beschrieben und ihren faunistischen Charakter festgestellt hat. Das ist jedoch unrichtig, denn M. Łomnicki hat schon früher den Namen der Baranowerschichten eingeführt und auf ihre Fauna der dünnschaligen Pectenarten aufmerksam gemacht, sowie dass sie das unterste Glied des marinen Tortons in Süd-Podolien bilden. Hilbers Verdienst besteht darin, dass er die Fauna der Baranower-und der Kaiserwalderschichten angegeben hat, sowie die diesen beiden Schichten gemeinsamen und die einer jeden von ihnen eigenen Formen beschrieb. Das alles ist jedoch J. Czarnocki entgangen, sonst würde er nicht *Chlamys scissa* Favre die Leitform der Baranowerschichten nennen, obwohl bekanntlich diese Art auch in den Kaiserwalderschichten vorkommt. J. Czar-

n o c k i unterscheidet im polnischen Miocän „untere Pectenschichten" und gibt ihre Fauna an (1, Seite 181) obwohl es eine wörtliche Wiederholung dieser Liste ist, welche ich unlängst (9, Seite 141) für die Baranowerschichten gegeben habe. Daselbst finden wir von ihm die Pectiniden seiner „oberen Pectenschichten" (nach ihm unrichtig Baranowerschichten) angegeben, obwohl er dabei meine Liste (9, Seite 113—114) der Pectiniden der unteren Sande der Umgebung von Lwów, mit Zugabe von *Chl. Koheni* Hilb. zitiert. J. C z a r n o c k i hat überhaupt die Baranowerschichten mit den Kaiserwalderschichten zusammengeworfen und unterschiebt anderen Autoren (H i l b e r, T e i s s e y r e), dass sie beide Schichtengruppen für identisch hielten. H i l b e r (7, Seite 296) schrieb doch: „ . . . scheinen die Baranowerschichten nach ihrer unmittelbaren Überlagerung des Kreidemergels oder lokaler Süsswasserabsätze nach strengem Zeitmasse älter zu sein, als die Kaiserwalderschichten".

4. O l e s k o.

Die fossilienreichen Sande auf der Biała Góra bei Olesko sind auch jetzt dort zu finden, obwohl die alten Aufschlüsse teilweise verschüttet sind, da neue Sandgruben eröffnet wurden. In einer Grube wurden vor zwei Jahren sandige Kalksteine aufgeschlossen, welche mir die auf S. 86—87 des polnischen Textes angegebene Fauna geliefert haben. Diese Kalksteine sind den Sanden eingelagert. Es ist bekannt, dass die fossilienführenden Sande Podoliens (die sogenannten Lignitführenden Sande) unter dem Lithothamnienkalk liegen, was von allen Autoren, welche in dieser Gegend gearbeitet haben, behauptet wurde. Nach J. C z a r n o c k i soll es aber umgekehrt sein, obwohl jeder aus den geologischen Karten den Tatbestand leicht ersehen kann. Diese Verwirrung ist teilweise dadurch entstanden, dass er den in Hołubica hoch über den fossilienführenden Sanden liegenden Kaiserwaldersandstein für Baranowerschichten hält und dass er die Tatsachen verneint, wenn sie zu seinen Konzeptionen nicht passen.

5. Wieliczka, Bogucice.

Ich habe [14] einige Bestimmungen der aus der unteren Salzformation von Wieliczka stammenden Fossilien beanständet, welche Kowalewski [13] in seiner Arbeit angegeben hat (*Gibbula* cf *picta* Eichw., *Ervilia infrasarmatica* Sok.). Ich habe jedoch nur einige seiner Bestimmungen beanständet, da ich nur wenige Arten untersuchen konnte. Jedefalls wurde von mir die Existenz dieser Arten angegriffen, welche auf ein jüngeres Alter dieser Schichten deuten konnten. Es ist auch garnicht richtig, wenn jetzt Kowalewski [2] behauptet dass die Art *Gibbula affinis* Eichw. massenhaft im Sarmat vorkommt, im Torton aber selten ist, da dies ganz umgekehrt ist. Die Stratigraphie des Miocäns bei Krakau, wie sie J. Czarnocki gibt (1, Seite 187—188) ist unrichtig und sie kann auch nicht anders sein, wenn er der jetzt noch lebenden Art *Ostrea cochlear* eine wichtige stratigraphische Bedeutung zuschreibt, die über hundert von Arten zählende Fauna der Bogucicer Sande aber stratigraphisch belanglos nennt. Die letztere ist eine normale Fauna des Untertortons und kann keinesfalls auf Obertorton hinweisen, was J. Czarnocki erfolglos zu beweisen trachtet.

6. Sarmat.

Das was ich unlängst [14] über das Sarmat in Polen geschrieben habe, muss ich weiterhin behaupten, obwohl J. Czarnocki in seiner letzten Arbeit es verneint. Sarmat ist in Westpolen, wie wir es seit den Arbeiten von Kontkiewicz wissen, gut entwickelt. Die selten vorkommenden tortonen Formen in den sarmatischen Sanden z. B. in Chmielnik und Dwikozy sind auf sekundärer Lagerstätte, was ihr Erhaltungszustand (abgeriebene Wirbel der Bivalven) bezeugt. J. Czarnocki hält jetzt für Sarmat nur diese Schichten im Osten von Polen, wo Arten wie *Dorsanum Daveluinum* d'Orb., *Limnocardium Suessi* Barb., *Limnocardium Barboti* R. Hoern. vorkommen, er vergisst aber, dass es die Formen des Mittelsarmats sind. Ich habe, wie es Fuchs, Andrussov und andere Autoren gemacht haben, die sarmatische Fauna als vom Osten stammend bezeichnet, ohne jedoch die

Möglichkeit auszuschliessen, dass einige sarmatische Formen an Ort und Stelle aus den tortonen entstehen konnten. Das missfällt aber J. Czarnocki, welcher alle sarmatischen Formen Polens aus dem Torton Polens herleiten will. Es ist jedoch schwerer, das zu beweisen als zu behaupten, denn dagegen sprechen mehrere Tatsachen. *Dorsanum duplicatum* Sow. wurde von Koch aus dem Torton von Lapugy und Bujtur angegeben, die Gattung *Mohrensternia* aus dem Tschokrak Russlands, neben anderen auch die Art *M. inflata* Andrz. Diese Art ist zwar aus dem Torton Polens bekannt (Podhorce, Jasionów, Hołubica), nach Koch aber auch aus dem Torton von Lapugy und Bujtur, nach Boettger ist sie sogar sehr häufig im Torton von Kostej. Es ist schwer anzunehmen, dass die sarmatischen Formen im Torton Polens entstanden wären und von hier sich über das ganze Areal des sarmatischen Meeres, also über Südrussland, Rumänien, Ungarn und Oesterreich verbreitet haben. Es ist zwar richtig, was J. Czarnocki (1, Seite 205) sagt, dass Sarmat westlich von Cernauti und deshalb auch in der westlich davon gelegenen subkarpatischen Niederung nicht bekannt ist, das sarmatische Meer erstreckte sich aber in nördlicher Richtung von der Bukowina über Podolien. In einer Bucht, deren Krümmung dem karpatischen Bogen paralell ist, überflutete das sarmatische Meer Südpolen weit gegen Westen, wie ich es auf einigen Kartenskizzen gezeichnet habe [1]).

7. Stratigraphie des Tortons in Polen.

Es wurde schon mehrmals hervorgehoben, dass das Torton einer kurzen Zeitperiode im Verhältnisse zu älteren Formationen entspricht, während welcher sich die Faunen fast garnicht verändert haben. Die Gliederung des Tortons auf paläontologischer Grundlage ist deshalb sehr schwierig. Ich habe schon früher den Versuch gemacht, das Torton in zwei ungleiche Teile zu zerlegen: Untertorton von längerer Dauer und Obertorton. Den Anfang des Obertortons bildet die be-

[1]) Das letzte mal in meiner Arbeit: „Remarques sur le miocène de la Pologne".

ginnende Aussüssung des Tortonmeeres [1]), infolgedessen erscheinen jetzt auch die ersten sarmatischen Arten, welche noch einige Zeit gemeinsam mit den tortonen, deren Zahl sich verminderte, zusammen gelebt haben. Dieses Zusammenleben von marinen Formen mit sarmatischen ist das Hauptmerkmal des Obertortons oder Präsarmats, auch Buhlovien genannt. J. Czarnocki (1, Seite 205) zitiert nicht richtig die nach Laskarew für das Buhlovien charakteristischen Arten, denn er nennt nur die sarmatischen Formen, verschweigt aber die tortonen, deren Zahl nach Laskarew und mir nicht gering ist. In meiner Arbeit über die Pectiniden Polens [9] habe ich einige Pectenarten als für das Obertorton charakteristisch angegeben (*Chlamys Neumayri* Hilb. und *Chl. galiciana* Favre). Jetzt (1, Seite 203) behauptet J. Czarnocki, dass er in der Salzformation von Kosów *Chl. galiciana* gefunden hat, ich muss aber leider nach dem, was ich früher angegeben habe, diese Bestimmung bezweifeln. Falls sie jedoch richtig sein sollte, wäre doch der Schluss erlaubt, dass auch die Pectiniden bei einer Stratigraphie des Tortons versagen.

J. Czarnocki und Kowalewski wollen eine sehr detaillierte Stratigraphie des Tortons einführen, welche wir in der besprochenen Arbeit [1] finden. Diese Einteilung ist jedoch unrichtig und entspricht nicht den Tatsachen; ich habe mich darüber schon zweimal [10, 14] ausgesprochen. Jetzt verweise ich nur auf die Tabellen, welche J. Czarnocki im deutschen Texte seiner Arbeit gibt (1, Seite 184 und 202). Das, was er in seinem Untertorton „untere Pectenschichten" nennt, sind, wenigstens für Podolien, Baranowerschichten. Seine „obere Pectenschichten = Baranowerschichten" sind teilweise Kaiserwalderschichten, da er die Proniatyner-Kalksteine dazu rechnet und diese wieder wurden von Teisseyre den Kaiserwalderschichten zugezählt, welche wiederum über und nicht unter der Ervilienschicht liegen. Sein Untertorton schliesst J. Czarnocki mit der Ervilienschicht ab. Mit derselben Schicht fängt jedoch in der zweiten Tabelle (Seite 202) sein Obertorton (Präsarmat) an, er nennt sie sogar Basalschicht des Obertortons. Wir sehen also,

[1]) Wahrscheinlich deshalb, weil der Zusammenhang mit dem Tortonmeere im Westen (Oesterreich, Mähren) abgesperrt wurde.

dass er in einer und derselben Arbeit bei seiner Einteilung nicht konsequent ist. Wenn wir noch bemerken, dass er die an Fossilien reichen Sande Podoliens über dem Lithothamnien-Kalkstein liegen lässt, was unrichtig ist, so müssen wir seinen Versuch als misslungen erklären, womit der Wissenschaft nicht gedient wurde.

Paläontologische Ergänzungen.

Im ersten Bande meiner Arbeit „Mollusca miocaenica Poloniae", welcher in der Zeit von 1911 bis 1928 erschienen ist, sind einige Verbesserungen und Zusätze notwendig geworden, welche ich schon teilweise im zweiten Teile dieser „Bemerkungen" [14] gegeben habe. Hier lasse ich einige weitere folgen.

Tornatellaea biplicata Bors. (?) (Seite 539, Taf. 35, Fig.11) ist zu streichen. Es hat sich herausgestellt, dass unter diesem Namen juvenile und stark lädierte Exemplare der *Ringicula auriculata* Men. beschrieben wurden.

Tornus sp. aff. *subcirculus* Cossm. et Peyr. (Seite 524, Taf. 33, Fig. 2). Ich sammelte später in Zaleśce mehrere Exemplare dieser Form, welche ich jetzt *T. zaleściensis* nenne.

Gibbula papilla Eichw. Diese Art wurde unlängst von Kolesnikov [6] gut beschrieben und abgebildet. Von den von mir beschriebenen sind mit ihr nur die Exemplare von Krasne und Krzemieniec, besonders die letzteren, identisch. Das kleine Exemplar aus dem Torton von Babica, welches ich auf Tafel 30, Fig. 18 abgebildet habe, ist unbestimmbar und gehört nicht zu dieser Art. Die Exemplare aus dem Torton von Zborów, welche ich (Seite 485—486, Taf. 30, Fig. 19) als *Gibbula papilla* Eichw. var. *pseudopapilla* beschrieben habe, müssen als eine neue Art ausgeschieden werden. Es ist aus diesem Beispiel ersichtlich, dass die Versuche, die sarmatischen Arten aus den bei uns vorkommenden tortonen Arten abzuleiten, manchmal zu gewagt sind.

Pyrgula subarchimedis. Das einzige kleine Gehäuse aus Zborów, welches ich als eine neue Art unter diesem Namen beschrieben habe (Seite 407, Taf. 25, Fig. 1), gehört nicht zu dieser Gattung, da ich die tief in der Mündung liegende Spindelfalte nicht bemerkt habe. Dieses Exemplar ist viel-

mehr mit der *Cingula miocaenica* Boettger identisch, welche dieser Autor aus dem Torton von Kostej beschrieben hat, deren Abbildung aber erst von Cossmann (Essais de paléoconch. comp. Fasc. 12, Seite 269, Taf. 6, Fig. 40—41) gegeben wurde.

Alvania veliscensis v. Schwartz (?) (Seite 382—383, Taf. 23, Fig. 2). Diese Exemplare aus Zborów, welche ich früher mit Vorbehalt zu dieser Art gezählt habe, unterscheiden sich von ihr wesentlich, denn die Umgänge sind bei ihnen weniger gewölbt, die Längsrippen stärker, ihre Zahl aber geringer (18—20 statt 26—28). Da bei ihnen die Aussenlippe glatt ist, gehören sie zur Gattung *Turbella* nicht *Alvania*. Ich nenne sie jetzt *Turbella zboroviensis*.

Dorsanum Lomnickii. Die Exemplare aus Niskowa, Podhorce und Jasionów, welche ich unter diesem Namen beschrieben habe (Seite 102—103, Taf. 5, Fig. 4), können der Art. *D. nodosocostatum* Hilb. zugerechnet werden. Diese Art ist auch dem *D. aquense* Grat. aus dem Aquitan und Burdigal von Aquitanien sehr ähnlich, obwohl die letztere undeutliche Spiralfurchen besitzt.

Clavatula asperulata Lam. Unlängst hat P e y r o t (Conchl. néog. de l'Aquitaine, Bd. VI, Seite 70—75) bewiesen, dass der Name *Clavatula asperulata* von L a m a r c k für die Form aus dem Burdigal von Bordeaux eingeführt wurde, welche kleiner, schlanker und reich spiralgereift ist. Aus diesem Grunde wäre für die bekannte Form aus Korytnica, sowie auch für die aus dem Wiener Becken ein neuer Name einzuführen. Als erster hat aber P u s c h diese Form aus Korytnica beschrieben und abgebildet (Polens Paläontologie Seite 142—143, Taf. 12, Fig. 6), zwar unter dem unrichtigen Namen *Pleurotoma tuberosa* Bast. var. *polonica*, denn *Pl. tuberosa* ist ein Synonym der *Pl. asperulata*. Wir können aber den von P u s c h als Varietätsnamen gebrauchten Namen dieser Art geben und sie *Ch. polonica* nennen. Es existiert zwar noch der Name *Cl. aculeata*, welchen E i c h w a l d in seiner „Naturhistor. Skizze von Lithauen . . . " im Jahre 1830 gebraucht hat. Die Artnamen in dieser Abhandlung, welche nur auf kurzen, unzureichenden Diagnosen basiert sind, sollten eigentlich unberücksichtigt bleiben. Gute Abbildungen und Beschreibunen finden wir erst in der Lethaea rossica vom

Jahre 1853, also bedeutend später, als die „Paläontologie Polens“ von P u s c h erschienen ist.

Ich muss noch einen Fehler widerrufen, welcher in meiner Arbeit über die Pectiniden Polens (9, I. Teil) unterlaufen ist. Die dort aus dem Dorfe Borki Wielkie als *Amussium oblongum* Phil. an. n. sp. (Seite 63, Taf. 3, Fig. 10—11) beschriebenen Exemplare gehören zum *Pecten orbicularis* Mont. aus dem Cenoman, welche Schichten in Borki Wielkie auch zum Vorschein kommen.

Literatura cytowana. — Schriftenverzeichnis.

1. J. C z a r n o c k i: O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Sprawozd. P. Inst. Geolog. tom VIII, zesz. 2, Warszawa 1935. Die wichtigsten stratigraph. und paläogeograph. Probleme des poln. Tortons. Bull. du Service Géolog. de Pologne, vol. VIII, 1935.
2. K. K o w a l e w s k i: W sprawie wieku i fauny form. solnej Wieliczki, tamże. Zur Frage des Alters und der Fauna der Salzformation von Wieliczka, ibidem.
3. J. O b t u ł o w i c z: Sprawozdanie z badań geologicznych na Pokuciu w sezonie letnim 1934. Oddział geolog. S. A. „Pionier“, Ser. B, Nr. 11, 1935 (skrypt maszynowy).
4. J. C z a r n o c k i i K o w a l e w s k i: Torton górny i jego fauna z otworów wiertniczych okolic Daszawy. Pos. P. Inst. Geol. Nr. 32, Warszawa 1932. Torton supérieur et sa faune d'après les sondages profonds de la région de Daszawa. Compt.-rend. de Séances du Service Géol. de Pologne, Nr. 32, 1932.
5. B. B ö h m: Fauna przedgórza Karpat w okolicy Stryja i Doliny. Karp. Inst. Geolog. Naft. Nr. 21. La faune de l'avant-pays des Karpates dans les environs de Stryj. Serv. Géol. Karpatique, Nr. 21, 1934.
6. K o l e s n i k o v: Sarmatische Mollusken. Paläontologie der U. S. S. R. t. X, cz. 2, Leningrad 1935.
7. V. H i l b e r: Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, Bd. 32, Wien 1882.
8. W. T e i s s e y r e: Atlas Geologiczny Galicji, zesz. 8, tekst. Kraków 1900.
9. W. F r i e d b e r g: Przegrzebki miocenu Polskiego, cz. II. Die Pectiniden des Miocäns von Polen. II. Teil. Bull. de l'Acad. Polonaise des Sciences, 1932.
10. W. F r i e d b e r g: Uwagi nad nowszemi próbami podziału naszego miocenu. Roczn. Pol. Tow. Geolog. t. VII, Kraków 1930. Bemerkungen über neue Versuche der Stratigraphie des Miocäns von Polen. Annales de la Soc. Géol. de Pologne, Bd. VII, 1930.

11. W. Friedberg: Wykaz skamielin mioceńskich z niektórych miejscowości Gal. Podola. Spraw. Kom. Fizjogr. Ak. Um., tom 44. Kraków 1910.
12. M. Łomnicki: Atlas Geol. Galicji, zesz. 7, tekst.
13. K. Kowalewski: Fauna i wiek dolnych warstw solnych Wieliczki. Pos. P. Inst. Geol. Nr. 36, Warszawa 1933.
Sur la faune et l'âge de couches salifères infér. de Wieliczka. C.-R. d. Séances du Serv. Géol. de Pologne, Nr. 36, 1933.
14. W. Friedberg: Przyczynki do znajom. miocenu Polski, cz. II. Roczn. P. Tow. Geol. tom 9, Kraków 1933. Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Polen. II. Teil, Ann. de la Soc. Géol. de Pologne, vol. 9, 1933.
15. J. Nowak: Die Geologie der polnischen Oelfelder, Stuttgart 1929.
16. M. Łomnicki: Atlas Geolog. Galicji, zesz. 15, tekst. Kraków 1903.
17. J. Czarnocki: Poziom buhlowski w Polsce. Pos. P. Inst. Geol. Nr. 39, Warszawa 1934. Le niveau de Buhlówka en Pologne. C.-R. d. Séances du Serv. Géol. de Pologne, Nr. 39, 1934.
18. J. Samsonowicz: Objaśnienie arkusza Opatów. P. Inst. Geol. Ogólna mapa geol. Polski, zesz. 1, Warszawa 1934.
19. V. Laskarev: Sur les couches bouglovіennes le long du bord extér. des Carpates. Annales Géol. de la Pennisule Balcanique, tom 12, fasc. 1, Beograd 1934.
20. A. Koch: Die Tertiärablagerungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile, II, Budapest 1900.
21. O. Boettger: Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten von Kostej im Banat. Verhandlungen und Mitteilungen des siebenbürgischen Vereines für Naturwissenschaften, t. 51, 1901.
22. Macovei i Atanasiu: Geol. Beobacht. über das Miocän zwischen dem Siret und Nistru. Bucaresti 1931.

W. Krach.

Miocen z okolic Książa Wielkiego.

(Das Miocän der Umgebung von Książ Wielki).

1. Wstęp.

Od czasu znalezienia przez M i c h a l s k i e g o ([1], str. 88—92) skamielin mioceńskich w Małoszowie i w Częstoszowicach koło W. Książa, utwory, z których one pochodziły, stały się niejednokrotnie przedmiotem rozważań późniejszych autorów. Listę skamielin M i c h a l s k i e g o przytaczano w związku z iłami korytnickimi i utworami facjalnie zbliżonymi do warstw małoszowskich.

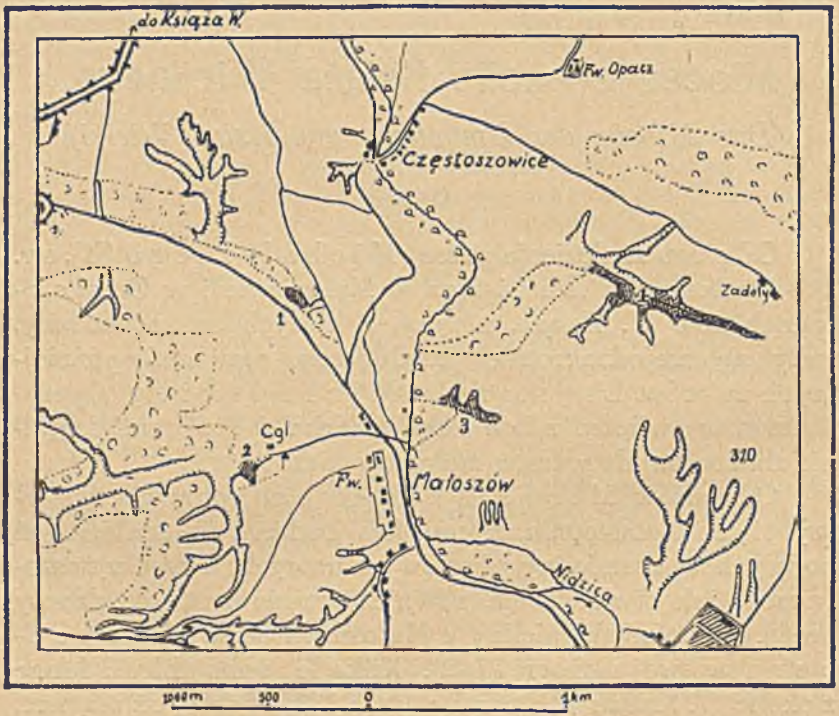
Od czasów M i c h a l s k i e g o stan odkrywek pogorszył się do tego stopnia, że późniejsi badacze nie znaleźli już bogatych w skamieliny piasków ochrowych, a w Częstoszowicach, jak stwierdziłem, również trudno zestawić dawny profil. Niektóre skamieliny z Małoszowa opisuje F r i e d b e r g w swej monografii [2]. Kilka lat temu zbierał faunę z okolic W. Książa K o w a l e w s k i [3]. Ponieważ mogłem, częściowo przy pomocy zasiłku Funduszu Kultury Narodowej, zebrać faunę z obecnie istniejących odkrywek, a przypuszczalnie także z dawnej odkrywki M i c h a l s k i e g o, przeto podaję ją w niniejszej notatce. Za inicjatywę w tym kierunku i łaskawe skontrolowanie moich oznaczeń i uwagi tyczące się miocenu małoszowskiego pragnę wyrazić głęboką wdzięczność memu Profesorowi dr W. F r i e d b e r g o w i.

2. Rys morfologiczny i geologiczny.

Wycinek terenu między W. Książem a Giebułtowem przecina z północy na południe rzeczka Nidzica; od jej doliny zwężającej się koło Małoszowa i Częstoszowic odchodzą

w kierunku równoleżnikowym parowy, które dzielą teren na mniejsze pola i wzniesienia. Na urozmaiconą rzeźbę tej okolicy złożyły się nie tylko czynniki okresu lodowcowego, lecz także w dużej mierze dawne, trzeciorzędowe [1].

Najstarszą skałą odsłaniającą się w zboczach parowów jest margiel senoński, jak stwierdzono na podstawie skamie-



Mapka orjentacyjna rozmieszczenia odkrywek.

lin ([1], str. 85); margle te są słabo nachylone ku pdn.-zachodowi. W okresie trzeciorzędowym została powierzchnia kredy silnie urzeźbiona erozją, przez co punkty wysokościowe kredowych odkrywek wahają się znacznie na stosunkowo niewielkiej przestrzeni. Utwory mioceńskie wypełniły następnie wszelkie zagłębienia w powierzchni kredy, zostały jednak również zniszczone w okresie lodowcowym i obecnym: to, co pozostało w wielkich parowach, stanowi raczej strzęp tych utworów. Najstarszą skałą trzeciorzędową (miocen?) są prawdopodobnie luźne bloki piaskowców kwarcowych, znalezionych przez M i c h a l s k i e g o w Częstoszowicach i Książu

Małym, a które widziałem również w Małoszowie; jest to piaskowiec o spoju silnie wapnistym, zawiera przy tym nieliczne, nieoznaczalne resztki skorup mięczaków. Z innych utworów mioceńskich poznane zostały piaski, iły margliste, margle z Małoszowa i podobne utwory w Częstoszowicach zawierające faunę. Z pozostałości lodowcowych należy wymienić kwarcowe piaski, wydobywane obecnie w zboczu doliny, po wschodniej stronie wsi Częstoszowic grubości ok. 5 m pod 3-m w. lessu), następnie piaski z otoczakami skał krystalicznych koło zabudowań folwarcznych w Małoszowie. Na starszych utworach leżą niejednolitej grubości warstwy lessu. Najlepsze odsłonięcia lessów znajdują się w parowach na pdn. od Książa. Głazy narzutowe napotyka się rzadko. Zapewne do okresu lodowcowego należy odnieść również warstwowane otoczaki margli mioceńskich znajdujące się na dnie parowu częstoszowickiego.

3. Przegląd odkrywek i fauny.

M a ł o s z ó w (odkrywka 1, fig. 1). Przy drodze polnej prowadzącej od szosy do Małoszowa wzdłuż północnego zbocza doliny odsłania się margiel senoński. W kilkumetrowym nieckowatym zagłębieniu marglu, na 0,5 metrowej grubości warstwie druzgotu marglowego i zielonego piaskowca leży warstewka (ok. 40 cm) rdzawego piasku ze skamielinami, przykryta cienką powłoką gleby lessowej. Po rozkopaniu odkrywki okazało się, że jest to niewielki płat warstw, które uległy zmyciu. Gdy miejsce to zwiedziłem ostatni raz jesienią 1934 roku, zastałem już odkrywkę zasypaną i zrównaną przez właściciela. Przypuszczalnie z odkrywki tej wzgl. położonej nieco dalej zbierał skamieliny z piasków ochrowych M i c h a l s k i. Z piasków tych oznaczyłem [1]):

I.

**Nucula nucleus* L. 8 ok., *Arca lactea* L. 1 ok., *Cardita subrudista* F r i e d b.? 1 okaz, *Venericardia Partschi* M ü n s t r. 3 ok., *Montacuta truncata* W o o d. 1 ok., *Spanio-*

[1]) Gwiazdka oznacza gatunki cytowane również u M i c h a l s k i e g o; ok. = okaz; jako częsty uważam gatunek liczący ponad 10 okazów, bardzo częsty ponad 20 okazów.

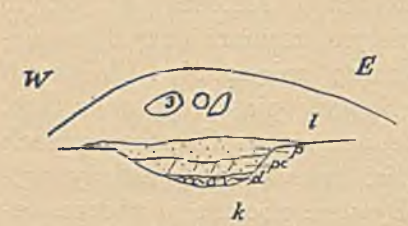


Fig. 1.

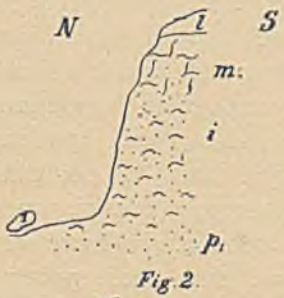


Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Objaśnienie — (Erklärung).

Fig. 1—3 Małoszów, fig. 4 Częstoszowice
1 — less (Loess),
k — margiel kredowy (Kreidemergel),
d — druzgot kredowy (Kreidemergelbreccie),
pc — piaskowiec zielony (grüner Sanstein),
p — piasek ochrowy z fauną (ockerfarbiger Sand mit Fauna),
p_1 — biały piasek z fauną (weisser Sand mit Fauna),
i — iły piaszczyste z fauną (sandiger Ton mit Fauna),
m — margiel (Mergel),
1 — bloki białego piaskowca (Blöcke eines weissen Sandsteines),
2 — szary margiel z *Glycimeris* (grauer Mergel mit *Glycimeris*),
3 — margiel z *Turritella turris* (Mergel mit *Turritella turris*),
4 — iły z ośrodkami (Tone mit Steinkernen),
5 — margiel z *A. denudatum* (Mergel mit *A. denudatum*).
6 — margle piaszczyste i iły z fauną (sandige Mergel und Tone mit Fauna),
7 — piaski ilaste z *O. cochlear* i *Heterostegina costata* (tonige Sande mit *O. cochlear* und *Heterostegina costata*).

rinus austriacus H o e r n. 10 ok., **Loripes dentatus* D e f r. var. *nivea* E i c h w. częsty, *Loripes Dujardini* D e s h.? 2 ok., *Codokia exigua* E i c h w. 3 ok., **Venus subplicata* d'O r b. częsty [1]), *Venus Basteroti* D e s h. var. *volhyniana* d'O r b. częsty [2]), *Meretrix gigas* L a m. 1 ok., **Circe minima* M o n t. 1 ok., *Ervilia pusilla* P h i l. częsty, *Tellina* sp., *Saxi-*

[1]) Dawne nazwy u M i c h a l s k i e g o: *V. plicata* G m e l.
[2]) *V. Basteroti* D e s h.

cava arctica L. 3 ok., **Corbula gibba* O l i v i częsty, *Pecten* sp. 3 ułamki, *Modiola Hoernesi* R e u s s 7 ok., *Scissurella transylvanica* R e u s s 2 ok., **Fissurella graeca* L. 2 ok., *Fissurellidea clypeata* G r a t. var. *tapina* de G r e g. 1 ok., *Turbo* (operculum) częsty, *Phasianella globosa* F r i e d b. b. częsty, *Solarium simplex* B r o n n. 7 ok., *Fossarus costatus* B r o c c. 2 ok., **Natica Josephina* R i s s o częsty, **Natica catena da* C o s t. var. *helicina* B r o c c. 6 ok.[1]), *Hydrobia* cf. *stagnalis* B a s t. 6 ok., *Hydrobia immutata* F r a u e n f. 2 ok., *Turbella acuticostata* S a c c o częsty, *Alvania curta* D u j. 1 ok., **Alvania Oceani* d'O r b. juv. 6 ok.[2]), **Alvania Venus* d'O r b. var. *danubiensis* C o s s m. i P e y r. 7 ok., *Alvania Montagui* P a y r. var. *ampulla* Eichw. 9 ok., *Manzonia zetlandica* M o n t. var. *miocrassicosta* S a c c o. częsty *Manzonia scalaris* D u b. 2 ok., **Turritella bicarinata* E i c h w. 8 ok., *T. Pythagoraica* H i l b. częsty, **T. erronea* C o s s m. var. częsty [3]), **Vermetus intortus* L a m. częsty, *Sandbergeria perpusilla* G r a t. 2 ok., *Turbonilla spiculum* E i c h w. 8 ok., *T. alpina* S a c c o.? 3 ok., **T. turricula* E i c h w. częsty, **Odontostomia plicata* M o n t. 2 ok., *O. conoidea* B r o c c. 2 ok., *Eulima subbrevis* d'O r b. 1 ok., **Bittium reticulatum* da C o s t.[4]) częsty, *Triforis perversa* L. 1 ok., *Ceritiopsis Vignali* C o s s m. i P e y r. 1 ok., *C. bilineata* H o e r n. 2 ok., *Seila Schwartzi* H o e r n. 1 ok., *Erato laevis* D o n. b. częsty, *Trivia affinis* D u j. 3 ok., *Nassa schönni* R. H o e r n. i A u i n g. 7 ok.[5]), **Mitra Friedbergi* C o s s m. b. częsty[6]), *Bivetia subcancellata* d'O r b. 3 ok., *Asthenotoma pannus* B a s t. 1 ok., *Conus Dujardini* D e s h. częsty, *C. ponderosus* B r o c c. 3 ok., *C. laeviponderosus* S a c c o. 1 ok., *Ringicula auriculata* M e n. 6 ok., *R. costata* E i c h w. 3 ok., *Tornatina truncatula* B r u g. 5 ok., *Bullinella elongata* E i c h w. 1 ok., *Bulla hydatis* L. 1 ok., *Dentalium fossile* S c h r ö t. var. *raricostata* S a c c o. 6 ułamków, *Serpula gregalis* E i c h w. 12 ok.

[1]) *N. helicina* B r o c c.
[2]) *Rissoa Moulinsi* d'O r b.
[3]) *T. Archimedis* B r o n g t.
[4]) *Cerithium scabrum* O l i v i.
[5]) *Buccinum mutabile* L.?
[6]) *M. fusiformis* B r o c c.

W spisie przeważają gatunki drobne, lecz istniały również i duże, gdyż trafiały się ich ułamki; np. długość ułamanej wargi zewnętrznej rodzaju *Cypraea* wynosi 60 mm, a część zwoju rodzaju *Cassis* (?) ma wymiary 40 × 30 mm, liczne są również ułamki rodz. *Triton*. Cały skład fauny i stan jej zachowania wskazują na fację przybrzeżną, płytkomorską.

W celu uzupełnienia listy skamielin z piasków ochrowych wymienię gatunki podane u M i c h a l s k i e g o, a nieznalezione przeze mnie:

Arca barbata L., *A. diluvii* L a m., *A. Noae* L., *A. umbonata* L a m., *Cardium turonicum* M a y., *C. papillosum* P o l i., *Mactra triangula* R e n. [1]), *Panopea Menardi* D e s h., *Pectunculus pilosus* L., *Fusus Schwartzi* H o e r n., *Terebra Basteroti* N y s t., *Murex erinaceus* L. [2]), *Pyrula reticulata* L a m. [3]), *Pyrula rusticula* B a s t. [4]), *Pleurotoma ramosa* B a s t. [5]), *Rissoa Mariae* d'O r b. [6]), *Dentalium mutabile* D o d. [7]), *D. entalis* L. [8]).

M a ł o s z ó w (odkrywka 2, fig. 2). Druga odkrywka znajduje się w następnym południowym parowie przy drodze prowadzącej od dawnego folwarku na zachód. Odsłonięte jest południowe zbocze na przestrzeni około 50 metrów. Grubość widocznych warstw wynosi ok. 5 m. Od góry pod cienką warstwą gleby ukazują się sypkie białawe margle przechodzące w dole w iły miejscami piaszczyste [9]). Skamieliny trafiają się częściej w dolnych warstwach, lecz są przeważnie kruche i trudne do wydobycia w całości; trwalsze, wypłukane przez wody, zbierałem obficie na roli. Na odosobnionym miejscu, w piaszczystej glebie znalazłem liczne ułamki gruboskorupowych małżów *(Ostrea)*, korale, kolce jeżowców i łodyżki liliowców. W dole wykopanym na 1,5 m znajdował

---

[1]) Według nowszej terminologii: *Mactra subtruncata* da C o s t a. var. *triangula* R e n.).

[2]) *Ocenebra erinacea* L.

[3]) *Pyrula cingulata* B r o n n.

[4]) *Tudicla rusticula* B a s t.

[5]) *Genota ramosa* B a s t.

[6]) *Alvania perregularis* S a c c o.

[7]) *D. novemcostatum* L a m. var. *mutabilis* D o d.

[8]) *D. vitreum* S c h r ö t.?

[9]) Nadają się one do wyrobu cegieł.

się ten sam materiał ze zniszczonymi skamielinami, robiący wrażenie detritusu. Oznaczyłem stąd następujące gatunki [1]):

II.

Leda fragilis Chemn. 2 ok., *Arca turoniensis* Duj. 4 ok., *A. lactaea* L. 2 ok., *Cardita subrudista* Friedb.? 2 ułamki, *Lutetia nitida* Reuss. częsty, *Montacuta ferruginosa* Mont. 1 ok., *†Miltha incrassata* Dub. 3 ok., *†Loripes dentatus* Defr. var. *nivea* Eichw. 6 ok., *Myrtea spinifera* Mont. 2 ok., *Chama gryphoides* L. 1 ok. *Cardium paucicostatum* Sow. 2 ok. i ułamki, *Coralliophaga* cf. *Deshayesi* May, *Venus multilamella* Lam. var. *marginalis* Eichw.? 4 ok., *Saxicava arctica* L. 1 ok. iuv., *†Corbula gibba* Olivi. 10 ok., *C. Basteroti* Hoern. 4 ok., *Aspidopholas rugosa* Brocc. 3 ok., **†Jouannetia semicaudata* des Moul. 2 ok., *Chlamys gloria maris* Dub.? ułamki, *Pecten latissimus* Brocc. ułamki, *Ostrea lamellosa* Brocc. częste ułamki, *O. gryphoides* Schloth. ułamki, *Spondylus* sp., *Modiola biformis* Reuss. 2 ok., *Emarginula* sp., *Neritina picta* Fer. 1 ok., *Natica Josephina* Risso częsty, **†N. millepunctata* Lam. 12 ok., **†N. pseudoredempta* Friedb. 14 ok., *N. catena* da Cost. var. *helicina* Brocc. 4 ok., *Rissoina* Luel i Desh. 1 ok., *Alvania Oceani* d'Orb. 3 ok., *Turritella turris* Bast. 1 ok., *T. bicarinata* Eichw. b. częsty, *T. Pythagoraica* Hilb. 3 ok., *Vermetus intortus* Lam. 1 ok., *Sandbergeria striatula* Eichw. 2 ok., *S. perpusilla* Grat. częsty, *Seila multilirata* Brus. 11 ok., *Odontostomia conoidea* Brocc. 1 ok., *Triforis perversa* L. 1 ok., *†Cerithium vulgatum* Brug. 3 ok., *C.* cf. *exdoliolum* Sacco 1 ok., **Terebralia bidentata* Grat. 3 ok., **Potamides melanopsiformis* Hoern. b. częsty, **† P. variabilis* Friedb. b. częsty, *Erato laevis* Dom. 1 ok., *Nassa Schönni* R. Hoern. i Auing. b. częsty, *Mitra Friedbergi* Cossm. 1 ok., *†Conus Dujardini* Desh. 4 ok., *Tornatina truncatula* Brug. 6 ok., *Dentalium fossile* Schröt. var. *raricostata* Sacco. ułamki, *Cypris* sp., *Porites Vindobonarum prima* Kühn.

[1]) Gwiazdka oznacza gatunki wymieniane stąd u Friedberga [2], krzyżyk — u Kowalewskiego [3].

częsty, *Orbicella Reussiana* E. H. częsty, *O. conoidea* R e u s s. 7 ok., *Balanophylia* sp. ułamki, kolce jeżowców, *Pentacrinus* (łodyżki), otolity ryb, otwornice. Nadto F r i e d b e r g wymienia: *Sphenia anatina* B a s t., *Martesia Brocchii* B e n., *Glycymeris Menardi* D e s h. var. *Rudolphi* E i c h w., a K o w a l e w s k i: *Corbula* cf. *carinata* D u j., *Venus subplicata* d'O r b., *Spondylus crassicosta* L a m., *Nassa Toulai* A u i n g., *N. limata* C h e m n., *Purpura haemastomoides* H o e r n. i A u i n g., *Bittium deforme* E i c h w.

M a ł o s z ó w (odkrywka 3, fig. 3). Następna odkrywka w Małoszowie znajduje się po wschodniej stronie doliny Nidzicy, w odgałęzieniu parowu. Wnękę w marglu kredowym wypełnia żółty, ilasty piasek z warstewką pokruszonych ostryg i przegrzebków (warstwa 7): w górnych partiach znalazłem w bryłach piaskowca nieliczne ośrodki mięczaków, robaków i mszywioły. Z małżów rozróżniłem *Ostrea* (zdaje się *O. cochlear* P o l i.), *Chlamys* cf. *Fuchsi* F o n t., *Chl. seniensis* L a m. var. *Łomnickii* H i l b., *Anomia, Arca, Ervilia, Cardium.* Z przesianego piasku oznaczyłem kilka drobnych ślimaków: *Hydrobia immutata* F r a u e n f., *Turbella acuticosta* S a c c o., *Alvania Montagui* P a y r. var. *ampulla* E i c h w., *Manzonia zetlandica* M o n t. var. *miocrassicosta* S a c c o., *M. scalaris* D u b., *Turritella erronea* C o s s m. iuv., *Triforis perversa* L., *Bittium reticulatum* da C o s t a, *Ranella* sp. iuv., *Heterostegina costata* d'O r b. (kilka okazów).

Nieco dalej od wspomnianej odkrywki główny parów kończy się ślepo [1]), jego strome ściany stanowi szary, zbity margiel, wznoszący się do wysokości 5 metrów (fig. 3, warstwa 2). Margiel u spodu zawiera liczne odciski i ośrodki nieoznaczalnych mięczaków (pospolity jest rodzaj *Cardium).* Na dnie parowu znalazłem luźnie leżące ośrodki *Glycymeris Menardi* D e s h. var. *Rudolphii* E i c h w. Wyższe partie marglu są piaszczyste i wietrzejąc rozsypują się na piasek. Częste w nim są ułamki przegrzebków, z których mogłem jedynie oznaczyć *Amussium cristatum* B r o n n., *Chlamys seniensis* L a m. var. *Lomnickii* H i l b. i skupienia rurek robaków *(Protula?).* Szare margle z *Glycymeris* wyłaniają się z pod

[1]) Miejscowa nazwa „Diabli dół"; zakończenie parowu utworzone zostało sztucznie przez eksploatację marglu.

warstwy uprawnej ziemi w stoku północnym tego samego wzgórza i ciągną się dalej na wschód do parowu częstoszowickiego.

Częstoszowice (odkrywka 4, fig. 4). W parowie, który na południu od wsi odgałęzia się od doliny rzeczki w kierunku wschodnim, obecnie zbocza są przeważnie zarośnięte, lub wyzyskane pod uprawę, to też odkrywki są nieliczne i nie jest możliwym określenie grubości poszczególnych warstw. Najniżej widoczny jest szary margiel, poznany już w Małoszowie (w. 2), następnie podobny margiel z *Turritella turris* (3), żółte gliny z ułamkami marglu i ośrodkami mięczaków z warstwy 3 (4), zrazu sypki, wyżej zaś zbity margiel [1]) z *Amussium denudatum* Reuss. (5), żółte piaszczyste margle z *Turritella subangulata* Brocc., które wietrzejąc przechodzą w piaski ilaste (6).

Na dnie parowu znalazłem ośrodki *Glycimeris Menardi* Desh. var. *Rudolphi* Eichw. i *Terebratula Hoernesi* Suess. (1 okaz). Warstwa 3 zawiera liczną faunę zachowaną w postaci ośródek i odcisków; oznaczyłem stąd następujące gatunki:

III.

Nucula nucleus L., *Leda fragilis* Chemn. częsty. *Leda* cf. *clavata* Calc., *Arca barbata* L., **Arca diluvii* Lam., *Pectunculus glycymeris* L. var. *pilosa* L., *Limopsis anomala* Eichw., *Cardita subrudista* Friedb.? *Pteromeris scalaris* Sow., *Myrtea spinifera* Mont., *Lucina sinuosa* Don., *Loripes dentatus* Defr. var. *nivea* Eichw., †*Phacoides borealis* L., *Miltha transversa* Bronn? częsty, †*Cardium hians* Brocc. var. *danubiana* May., *Venus multilamella* Lam. var. *marginalis* Eichw., †*Meretrix islandicoides* Lam. częsty, †*M. gigas* Lam? †*Tellina planata* L., *Solenocurtus antiquatus* Pult? *Syndesmya* sp. częsty, *Ervilia pusilla* Eichw. częsty, *Lutraria oblonga* Chemn., *Thracia ventricosa* Phil., †*Corbula gibba* Olivi. b. częsty, *C.* cf. *Basteroti* Hoern., *Saxicava arctica* L., *Clavagella bacillum*

[1]) Tworzący zapewne wkładki, gdyż ukazuje się również na wyższych marglach.

B r o c c., *Lima praecostulata* H i l b. częsty, *Amussium cristatum* B r o n n. mut. *badensis* F o n t. częsty, *A.* aff. *revolutum* M i c h t., †*A. denudatum* R e u s s. częsty, *Chlamys exilis* E i c h w.? częsty, *Ch. seniensis* L a m. var. *Łomnickii* H i l b. częsty, *Chlamys* sp. (zbliżony do *Ch. galiciana* F a v r e), †*Ostrea cochlear* P o l i., *Modiola* cf. *sericea* B r o n n., *M. Hoernesi* R e u s s., *Calyptrea chinensis* L a m., *Natica* sp., *Sigaretus striatus* des S e r r e s., *Turritella turris* B a s t. b. częsty, *T. erronea* C o s s m. b. częsty, *Bittium reticulatum da* C o s t. częsty, †*Chenopus uttingerianus* R i s s o., *Fusus lamellosus* B o r s, †*Pyrula geometra* B o r s. ułamki, *Actaeon pinguis* d'O r b., *Scaphander* lignarius L., *Dentalium fossile* S c h r ö t. var. *raricostata* S a c c o. *Vaginella austriaca* K i t t l. częsty, *Mülfeldtia?, Discotrochus Duncani* R e u s s, poza tym otwornice (z rodz. *Miliolidae),* ząb i łuski ryb.

Nadto z margli małoszowskich i giebułtowskich oznaczył K o w a l e w s k i: *Aspidopholas rugosa* B r o c c., *Cassidaria cingulifera* H o e r n. i A u i n g., *Turritella bicarinata* E i c h w., *Pecten galicianus* F a v r e?, *Conus Dujardini* D e s h., *Ancilla* cf. *obsoleta* B r o c c., *Raphitoma harpula* B r o c c. W niższych partiach w. 5 znalazłem w kawałkach marglu nagromadzenia z *Chenopus pes pelecani* P h i l., pozatem z w. 5 i 6 podaję wspólnie, ze względu na podobieństwo, następującą faunę:

IV.

Nucula nucleus L. częsty, przy czym odznacza się dużymi wymiarami (16 × 17 mm), *Venus multilamella* L a m., *Corbula gibba* O l i v i. b. częsty, *Chlamys Koheni* F u c h s. ułamki, *Chlamys* sp., *Amussium denudatum* R e u s s. częsty w twardszych płytach marglu, *Turritella subangulata* B r o c c. częsty, *Natica millepunctata* L a m., *Dentalium badense* P a r t s c h. b. częsty.

Nadto z tych warstw podaje M i c h a l s k i: *Ostrea digitalina* D u b., *O. cochlear* P o l i., *Amussium cristatum* B r o n n., *Chlamys elegans* A n d r z.

4. Uzupełnienie profilów [1]).

Obecny wygląd odkrywek nie wszędzie daje pełny obraz dawniej notowanych profilów. I tak, mimo poszukiwań nie stwierdziłem w Małoszowie istnienia luźnych bloków marglu z *Turritella turris* (fig. 1, w. 1), które według M i c h a l s k i e g o miały się znajdować nad piaskami ochronnymi. Jeżeli były to resztki poerozyjne i do tego nieliczne, mogły być usunięte przez rolników.

W parowie (Małoszów 2), z którego wymieniam faunę z margli i iłów, znalazł dawniej M i c h a l s k i białe piaski. W przypisku wspomina K o w a l e w s k i ([3], str. 28) o istnieniu piasków z fauną, o piaskach ze skamielinami opowiadał również miejscowy rolnik. Tych piasków nie znalazłem, przypuszczać należy, że inni badacze pod „piaskami" rozumieli również iły, które miejscami są piaszczyste, przemawia za tym również porównanie znanych dotychczas z tej odkrywki skamielin z obecną listą.

Z Częstoszowic podaje M i c h a l s k i w swym profilu warstwę glin na kilka sążni grubą, z której wymienia 4 gatunki, zachowane w postaci ośródek: *Lucina columbella* L a m., *Panopea Menardi* D e s h., *Venus islandicoides* L a m., *V. umbonaria* L a m.; nie jestem pewny istnienia tej warstwy, znaleziona przeze mnie półmetrowa warstwa żółtych glin zawiera ułamki marglu i ośródki skamielin warstwy niższej, przyznać jednak muszę, że nie stwierdziłem wyraźnie jej położenia względem ostatniej i możliwe, że jest to utwór młodszy, pomioceński.

Wobec tych uwag poszczególne profile przedstawiają się schematycznie tak, jak je przedstawiłem na załączonych rycinach.

5. Wiek utworów małoszowskich i częstoszowickich.

Znaczna różnorodność litologiczna, fragmentarycznie rozmieszczonych, a na niewielkiej przestrzeni poznanych utworów utrudniała ścisłe przeprowadzenie paralelizacji ich z utworami innych obszarów Polski. Jak wiadomo wiek pia-

[1]) Profile fig. 1 i 2 uzupełnione są na podstawie profilów M i c h a l s k i e g o, w fig. 3 zaznaczyłem piaski według obserwacji tegoż autora i K o w a l e w s k i e g o.

sków małoszowskich określił Michalski na identyczny z warstwami z Grund (zagłębia wiedeńskiego), a zatem helwecki. Porównanie oparł autor na podobieństwie petrograficznym i faunistycznym obu utworów, za równoważne z piaskami ochrowemi uważa przy tym białe piaski sąsiedniego parowu i warstwy 1—4, zaznaczone w jego profilu z Częstoszowic, zaś warstwy wyższe 5—6, zawierające faunę bez domieszki gatunków z I. piętra, za zgodne z piaskami z Gainfaren i Grinzig. Michajłowski nie zmienia poglądu Michalskiego ([4], str. 82, 98); w tabeli porównawczej najniżej umieszcza piaski małoszowskie, wyżej zaś iły korytnickie na równi z glinami z Częstoszowic (warstwa 4). Siemiradzki również uważa te utwory za helweckie ([5], str. 230). Friedberg w r. 1912 [6], str. 349) zaznacza, że wszystkie gatunki małoszowskie są również znane z tortonu, to samo tyczy się margli z przegrzebkami o cienkiej skorupce, znanymi z różnych miejscowości b. Królestwa P. (a więc i margli z Częstoszowic); te ostatnie odpowiadałyby facjalnie i czasowo warstwom baranowskim Podola (dolny torton). Kowalewski ([3], opracowując miocen Korytnicy przeprowadza analogie z innymi miejscowościami G. Świętokrzyskich, również i z miocenem W. Książa. Autor stwierdził znaczne różnice faunistyczne pomiędzy utworami obu miejscowości; w tabeli synchronicznej pomieszcza iły margliste i piaski Małoszowa w oddziele tortonu dolnego (poziom podlitotamniowy), zaś margle małoszowskie i giebułtowskie w oddziele tortonu górnego (poziom krakowiecki autora).

Nie czuję się powołanym do rozstrzygania na nowo kwestji wieku omawianych utworów, wszakże dodam kilka spostrzeżeń związanych z nią. Michalski opierając się na bliskości odkrywek i na podobnym charakterze fauny uważa piaski ochrowe i piaski sąsiedniego parowu za równoważne. Z piasków ostatnich podaje tylko 4 gatunki: *Lucina incrassata* Dub., *Cerithium pictum*[1]) Bast., *Natica Josephina* Risso., *Lucina dentata* Bast. Później nie znaleziono już piasków ochrowych, a tylko wymieniano skamieliny z drugiej odkrywki koło folwarku i uzupełniano ją listą z piasków

[1]) Pod tą nazwą kryją się zapewne *Potamides melanopsiformis* i *P. variabilis*.

ochrowych; takie postępowanie jest o tyle niesłuszne, ponieważ fauny obu odkrywek różnią się znacznie między sobą, a wynika to z porównania, obecnie zwiększonych, list skamielin. Na 57 gatunków listy II tylko 21 jest wspólnych z listą I.; szczególnie znamienne dla drugiej odkrywki są takie gatunki jak: *Miltha incrassata, Aspidopholas rugosa, Jouannetia semicaudata, Pecten latissimus, Ostrea lamellosa, O. gryphoides, Natica pseudoredempta, Cerithium vulgatum, Terebralia bidentata, Potamides melanopsiformis, P. variabilis.* Piaski I są utworem litoralnym, powstałym według M i c h a j ł o w s k i e g o ([4], str. 82), w głębokości nie przekraczającej 50 m. iły margliste i piaski II są utworem głębszym, powstałym przypuszczalnie w basenie do pewnego stopnia odgraniczonym od morza, z pewnym wysłodzeniem wzgl. zagęszczeniem soli (pospolity *Potamides*), przy czym obecność detritusu rafowego z ostrygami, koralami i i. wskazywałaby na bliskość brzegu. Różnice faunistyczne niewątpliwie należy po większej części przypisać różnym facjom, lecz także czasowym: piaski ochrowe są zapewne utworem najstarszym w zatoce małoszowskiej.

Próby porównawcze faun różnych miejscowości kieleckiego przeprowadzone przez K o w a l e w s k i e g o, objęły również Małoszów. Obecnie porównanie zwiększonych list skamielin z tej miejscowości nie zmienia na ogół wyników osiągniętych przez tego autora, mimo traktowania faun z obu odkrywek oddzielnie. Oto kilka cyfrowych danych: na 84 gatunków z piasków ochrowych, wspólnych jest z fauną piasków Rybnicy (zestawienie K o w a l e w s k i e g o) 19 gatunków. Z iłami korytnickimi (pleurotomowe Td1 c) wspólnych jest 32 gatunków. Jasnem jest, iż największe różnice wykazują piaski Rybnicy, największe stosunkowo podobieństwo, mimo różnic facjalnych wykazują piaski Małoszowa z iłami Korytnicy. Iły II (z 57 gatunkami), porównane w ten sam sposób z iłami Korytnicy wykazują 32 gatunków wspólnych, a więc procent znacznie większy. Jeżeli piaski I uznamy za równoważne z iłami pleurotomowymi, to iły II najlepiej odpowiadałyby może marglom Td2 K o w a l e w s k i e g o, mimo iż te ostatnie na 38 gatunków mają tylko 13 wspólnych z iłami II.

Profil częstoszowicki zaczynający się w Małoszowie (fig. 3) marglami z *Cardium* (M i c h a l s k i rozpoznał *C. turenense*), a kończący się najwyższymi piaskami ilastymi można podzielić na dwie strefy faunistyczne, niższą obejmującą warstwy 1—4 i wyższą, 4—6[1]). Strefa I charakteryzuje się bogactwem fauny w warstwie 3 z przegrzebkami znamiennymi dla facji marglistej głębokowodnej, strefa II głównie w związku ze zmianą facji na piaszczysto-ilastą odróżnia się od poprzedniej jednostajniejszą fauną, wśród której pospolite są: *Nucula nucleus* L. (odmiana odróżniająca się od normalnej dużymi wymiarami), *Corbula gibba* O l i v i, *Turritella subangulata* B r o c c., *Dentalium badense* P a r t s c h., a z przegrzebków dochodzi poza tym *Chlamys Koheni* F u c h s.

Należy zauważyć, że margle częstoszowickie wyróżniają się z pośród margli innych miejscowości kieleckiego szczególną obfitością skamielin, z których znaczny procent znany jest również z utworów korytnickich (z iłami wspólnych jest 32 gat., z marglami 18, z wapieniami litotamniowymi 13); te wszakże podobieństwa nie decydują o położeniu stratygraficznym tych margli, rolę tę mają spełniać przegrzebki. Na ich podstawie uznano margle za równoważne z warstwami baranowskimi.

Istotnie, w Częstoszowicach oba poziomy, mimo pewnych różnic natury facjalnej i faunistycznej zawierają wspólne przegrzebki *A. denudatum* i *A. cristatum*, które według H i l b e r a ([7], str. 292) i F r i e d b e r g a ([8], str. 116) znamienne są dla warstw baranowskich Podola; różnice, jakie należy podkreślić polegają na braku przegrzebków z grupy *Chlamys scissa*, niektórych mięczaków, jak *Cardium baranowense*, *Isocardia cor* i i., a poza tym na szczególnym bogactwie mięczaków w marglach częstoszowickich. Ostatni fakt może mieć przyczynę w spokojniejszej wodzie. K o w a l e w s k i ([3], str. 59) podaje z margli z Małoszowa i Ciebułtowa gatunek *Pecten galicianus* Favre znany, jak wiadomo wyłącznie z naderwiliowego poziomu kajzerwaldzkiego. Oznaczenie to wydaje się mylnym z tego powodu, że mam z tych margli

[1]) Numeracja warstw pokrywa się z numeracją profilu u M i c h a l s k i e g o.

kilka małych okazów, podobnych wprawdzie do wspomnianego gatunku, lecz według łaskawego orzeczenia prof. Friedberga niezgodnych z nim. Opisanie tych okazów będzie możliwym po zebraniu większej ich ilości.

Z Racławic, na południe od Małoszowa opisał Michalski ([1], str. 94) gliny warstwujące się naprzemian z piaskami, z częstymi skamielinami *O. cochlear, P. cristatus, P. denudatus, P. Koheni*, wyrażając się o nich, że są „bardzo zbliżone" do glin częstoszowickich (poziom wyższy). Na glinach racławickich leżą piaski z *Heterostegina costata* i ławica *O. cochlear*. Zapewne zgodne z nimi są piaski, które opisałem z Małoszowa (por. fig. 3, warstwa 7). W Racławicach, jak też w okolicy, nad warstwami heterosteginowymi leży poziom gipsowy. Gliny racławickie niewątpliwie należą do kompleksu warstw baranowskich, jak i najwyższe warstwy w Częstoszowicach, wobec czego układ warstw zbliżony byłby do profilów znanych z Podola, jednakowoż widoczny jest w okolicach Książa brak poziomu litotamniowego [1]) (średniolitot. Łomnickiego [9], str. 34) i granicznej warstewki erwiliowej, oddzielającej poziom gipsowy.

W profilach podanych przez Czarnockiego ([10], str. 156) z obszaru G. Świętokrzyskich (np. z Krzyżanowic) w. baranowskie leżą na warstwach litotamniowych, lub na ich odpowiednikach facjalnych (w. heterosteginowe), co nie byłoby zgodnym z podanymi stosunkami koło Książa. Pozorna niezgodność ma swą przyczynę w odmiennym pojęciu w. baranowskich, do których Czarnocki zalicza margle glaukonitowe z przegrzebkami z grupy *Chlamys scissa* Favre, niższe zaś margle ogólnie znane na Podolu pod nazwą baranowskich wyodrębniając jako „margle przegrzebkowe dolne". Margle okolic Książa nie zawierają *Ch. scissa*, jednakże obecność *A. denudatum* i *A. cristatum* z jednej strony pozwale je przyrównać do margli baranowskich, z drugiej zaś, jeżeli chodzi o analogię z innymi okolicami kieleckiego, pozwala przypuszczać, że mogą obejmować w. podlitotamniowe i częściowo litotamniowe (w. heterosteginowe). Piaski heterosteginowe odpowiadają takimże piaskom na Podolu, leżącym pod wapieniem litotamniowym (wielkogałkowym, średniolit. Łom-

[1]) Wap. litotamniowy notuje Michalski z Trzonowa.

nickiego), którego w wykształceniu podolskim brak w kieleckim.

W przesłanym do rewizji materiale znalazł prof. F r i e d b e r g okaz rzadko spotykanego gatunku, przytwierdzony do skorupy *Turritella bicarinata* E i c h w. Ponieważ gatunek ten nie był znany z miocenu polskiego, przeto zamieszczam jego krótki opis.

Fissurellidea clypeata G r a t. var. *tapina* de G r e g o r i o (fig. 5).

1856. *Fissurella clypeata* G r a t. M. H o e r n e s [12], t. I, str. 644, tabl. 50, fig. 26.
1884. *Fissurella tapina* de G r e g o r i o [13], str. 224—225.
1897. *Fissurellidea clypeata* G r a t. var. *tapina* de G r e g. S a c c o [14], część 22, str. 12, tabl. 1, fig. 49, 50.
1917. *Fissurellidea clypeata* G r a t. mut. *tapina de* G r e g., C o s s m a n n i P e y r o t [15], t. III, str. 54, 55, tabl. 2, fig. 74, 75.

Fissurellidea clypeata Grat. v. *tapina* Greg.

Skorupka mała 4 mm długa, 2,5 szeroka, owalna, ma brzeg ostry, a w połowie wysokości stożkową część skorupy, dokoła owalnego otworu, wklęsłą. Na powierzchni zaznaczają się współśrodkowe linie i promieniste prążki; te ostatnie są ledwie widoczne i gęściej ułożone niż u okazów H o e r n e s a. Okaz ze względu na małe wymiary i słabo wyrażoną rzeźbę jest zapewne młody.

Forma typowa jest właściwa akwitanowi i burdigalowi okolicy Bordeaux, var. *tapina* znana jest z tortonu Wiednia, Siedmiogrodu (Kostej), S a c c o podaje ją z helwetu i tortonu Włoch północnych, a C o s s m a n n i P e y r o t z tortonu w Saubrigues (okolice Bordeaux).

LITERATURA.

1. M i c h a l s k i A. Zarys geologiczny strony południ.-zachodniej gubernii kieleckiej. Pam. Fizj. t. IV, Warszawa, 1884.
2. F r i e d b e r g W. Mięczaki mioceńskie ziem polskich. Cz. 1, Ślimaki i Łódkonogi. Muz. im. Dzied. 1911—1928. Cz. 2, zesz. 1, Małże, Kraków, 1934.
3. K o w a l e w s k i K. Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy... Spraw. P. I. G., t. VI, zesz. 1, Warszawa, 1930.

4. Michajłowskij G. Srediziemnomorskija otłożenija Tomakowki. Mem. Com. Geol. Vol. XIII, nr. 4, 1903.
5. Siemiradzki J. Geologia ziem polskich. T. II, Muz. im. Dzied. Lwów, 1909.
6. Friedberg W. Utwory mioceńskie w Polsce i próby podziału tych utworów Polski. Cz. II, Kosmos, t. 35, Lwów, 1912.
7. Hilber V. Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. Jahrb. der k. k. geol. R-A. Bd. 32, Wien, 1882.
8. Friedberg W. Die Pectiniden des Miocäns von Polen und ihre stratigraphische Bedeutung, I u. II Teil. Bull. de l'Acad. Polon. Sc., ser. B, Kraków, 1932.
9. Łomnicki M. Tekst do zeszytu dziesiątego, cz. I, Kraków, 1897.
10. Czarnocki J. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Spraw. P. I. G., t. 8, zesz. 2, Warszawa, 1935.
11. Friedberg W. Uwagi nad nowszymi próbami podziału naszego miocenu. Roczn. P. T. Geol., t. VII, Kraków, 1931.
12. Hoernes M. Die fossilen Mollusken... v. Wien Abh. der k. k. geol. R-A. Wien, 1856.
13. De Gregorio. Studi su talune conchigli mediterane viventi e fossili. 1884.
14. Sacco. I molluschi dei terreni terz. del Piemonte e della Liguria cz. 22, Torino, 1897.
15. Cossman i Peyrot. Conchologie de l'Aquitaine. T. 3. Actes Soc. Lin. Bordeaux, 1917.

ZUSAMMENFASSUNG.

Es wird das Miocän der Umgebung von Książ Wielki bei Miechów beschrieben. Der Verfasser fand in Małoszów den von Michalski [1] angegebenen Aufschluss der ockerfarbigen Sande (Fig. 1) und gibt ihre Fauna an (Verzeichnis I im polnischen Texte), sowie auch die Fauna der in einem zweiten Aufschlusse (Fig. 2) entblössten sandigen Tone (Verzeichnis II im poln. Texte). Aelter sind wahrscheinlich die ockerfarbigen Sande, welche ebenso wie die sandigen Tone, nach ihrer Molluskenfauna am besten den Pleurotomentonen von Korytnica und den auf ihnen liegenden Mergeln entsprechen.

In Częstoszowice liegen unten (fig. 4) Mergel mit *Glycymeris* und *Cardium,* welche auch in Małoszów in einem östlichen Profile (Fig. 3) sichtbar sind. Auf ihnen liegen Mergel mit *Turritella Turris,* höher Mergel mit *Amussium denudatum.* Die Fossilienliste III im polnischen Texte gibt die

Fauna des unteren Mergels und die Liste IV der höheren Sande an.

Schliesslich wird die bisher im polnischen Miocän noch nicht gefundene *Fissurellidea clypeata* Grat. var. *tapina* de Gregorio beschrieben und abgebildet.

H. Teisseyre.

Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia.

(Matériaux pour l'étude des éboulements dans quelques régions des Karpates et des Subkarpates).

Wstęp.

W czasie corocznych zdjęć geologicznych w Karpatach i na Podkarpaciu, zwracam baczną uwagę na zjawiska osuwania się zboczy. Wszystkie napotkane osuwiska wrysowuję na mapę oczywiście z dokładnością na jaką zezwala austriackie zdjęcie 1:25.000. Ważniejsze spostrzeżenia zapisuję w specjalnej notatce.

Nie ulega wątpliwości, że praca w ten sposób prowadzona, może dać tylko ogólne pojęcie o osuwiskach badanego obszaru. Szczegóły jednakże nie są konieczne, gdy rozpoczynamy dopiero systematyczne śledzenie tych zjawisk. Lepiej jest wpierw zebrać bogaty materiał obserwacyj ogólnych, ale podstawowych, który mógłby posłużyć następnie jako orientacja i wstęp do prac wyczerpujących.

Mój kilko-letni materiał obserwacyjny, który gromadziłem z tą myślą obejmuje: 1) kartograficzną rejestrację osuwisk z najogólniejszym zaznaczeniem form. 2) ogólny opis form osuwiskowych, 3) opis składu i struktury osuwisk, 4) pomiary miąższości osuwisk na podstawie odsłonek, 5) rejestrację współczesnych objawów ruchu mas, 6) opis zjawisk rzucających światło na rozwój osuwisk w czasie i w przestrzeni, 7) obserwacje odnoszące się do przyczyn osuwania się zboczy, ze szczególnym uwzględnieniem struktury geologicznej podłoża i czynników erozyjnych.

Nawiązując do poszukiwań ogólnych rzeczą prac szcze-

głowych będzie przede wszystkim: 1) Wykonanie dokładnych zdjęć kartograficznych w odpowiedniej podziałce, dla osuwisk świeżych i chronicznie ruchomych, oraz dla ważniejszych osuwisk starych, względnie ustalonych. 2) Systematyczne śledzenie ruchu mas osuwiskowych i zależności tego ruchu od materiału, nachylenia zboczy, poziomów źródło-

Fig. 1.

wych, struktury podłoża, od zmian klimatycznych, pór roku[1]) i t. p.

W pracy niniejszej zajmować się będę przede wszystkim osuwiskami okolic Żabiego. Jest to największy i najlepiej mi znany obszar karpacki gdzie zjawiska osuwiskowe są nader częste. Podam prócz tego szkice topograficzne i krótkie notatki o osuwiskach Karpat Dukielskich i Podkarpacia Pokuckiego. Uwydatnią one niektóre problemy związane z geografią osuwisk i zależnością ich od strukturalnych czynników podłoża.

[1]) Dokładne badania nad osuwiskiem na zboczu góry Kilchenstock w Szwajcarii, wykazały dużą i stałą zależność ruchu mas od pór roku (obserwacje 1927—1932, obacz pracę A. Heima [5]).

Część I.

Osuwiska okolic Żabiego.

W latach 1930—1934 przeprowadzałem zdjęcia geologiczne w okolicach Żabiego, na obszarze rozpościerającym się między Białym Czeremoszem, grzbietem Skupowa—Kręta—Kostrzyca, oraz miejscowościami: Krywe-Pole, Krzyworówna i Uścieryki. Powierzchnia tego obszaru mierzy około 400 km². Rozmieszczenie osuwisk na zbadanym terenie, ich przybliżony kształt i rozmiary podaje załączona mapa, która jest zgeneralizowanym szkicem zdjęcia terenowego (rys. 16).

Szkic geologiczny obszaru i ogólny charakter rzeźby.

Zanim przejdziemy do szczegółowego opisu zjawisk osuwiskowych okolicy Żabiego, musimy się zapoznać pokrótce z najważniejszymi rysami geologji podłoża, oraz z najogólniejszymi cechami rzeźby.

Obszar zbadany leży w znacznej mierze w obrębie karpackiej depresji centralnej, którą budują łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie. Osady te są na ogół silnie spiętrzone i wtórnie sfałdowane, wykazując zapady wahające między 30° a 90°. Łagodniejsze nachylenia warstw dostrzegamy jedynie u stóp pasma Kostrzyca—Kręta—Skupowa. Łupki menilitowe i seria krośnieńska tworzą potężny kompleks osadów silnie ilastych, przegradzanych wkładkami piaskowców. Piaskowce te są kruche, porowate i gruboławicowe lub cienkie płyciaste i zbite. Częstość wkładek piaszczystych bywa dość różnorodna. Najmniej piaskowców zawiera strefa warstw krośnieńskich, okalająca północno-wschodnie zbocza pasma Kostrzyca—Skupowa.

Wspomniane pasmo to czoło potężnego nasunięcia, które opisał B. Świderski jako płaszczowinę Czarnohorską. W okolicy zbadanej dolną część tej płaszczowiny tworzą warstwy szypockie.

Jest to kompleks kilkuset-metrowej miąższości, rozpoczynający się od spodu serią czarnych łupków z wkładkami czarnego rogowca i ciemnych piaskowców ze strzałką. Jego część środkową tworzą gruboławicowe piaskowce, o spoiwie krzemionkowym, zaś górną zielonkawe, płyciaste piaskowce

hieroglifowe, z przeławiceniami łupków ilastych czarnych i zielonych. Seria ta przechodzi ku górze stopniowo w czerwone łupkoiły, nad którymi zalega bardzo gruba masa piaskowców przegradzanych ilastymi łupkami. Buduje ona grzbiety: Kostrzycę, Krętą i Skupową.

Depresję centralną ograniczają od północnego wschodu strome wysady piaskowca jamneńskiego, przedzielone wąskimi synklinami piaskowców hieroglifowych, zielonych łupków eoceńskich, i łupków menilitowych. Wymienić należy: 1) wysad Pohara, który w Żabiem zanurza się stopniowo ku południowemu-wschodowi, i 2) wysad Synycia-Lelków, tworzący dwa wyniosłe grzbiety na północ od Krasnoili.

Ogólny charakter rzeźby zmienia się w okolicach Żabiego dość znacznie, w zależności od budowy geologicznej podłoża. Depresja centralna jako obszar warstw najmniej odpornych tworzy region najniższych szczytów (800—1170 m przeciętnie 850—900 m). Wysokości względne są tu najmniejsze (300 do 500 m), a nachylenia zboczy najłagodniejsze. Doliny rzek i potoków rozszerzają się w omawianym regionie, ich spadki maleją, a profile podłużne stają się bardziej wyrównane niż w odcinkach bezpośrednio wyżej- i niżej-leglych. W związku z większą szerokością dolin, zachowały się w depresji centralnej liczne fragmenty teras nawet bardzo wysokich. Ważną cechą omawianego regionu jest jego silne rozdebrzenie na ogół większe niż w obszarach przyległych, wyżej wzniesionych.

Południowa granica depresji centralnej utworzona przez czoło płaszczowiny Czarnohorskiej, zarysowuje się wybitnie w krajobrazie, jako lity próg, rozcięty jedynie wąskimi przełomami obu Czeremoszów. Wzniesienie bezwzględne tego progu przekracza 1500 m, wzniesienia względne dochodzą na tym obszarze do 800 m, a nachylenia zboczy przekraczają częstokroć 30°—35°. Wyraźnie występują w krajobrazie również wysady piaskowca jamneńskiego, zamykające karpacką depresję centralną od północnego wschodu. Tworzą one ostro zarysowane grzbiety, których stożkowate szczyty, pokryte złomiskami „gorganu“ przekraczają 1200 m bezwzględnego wzniesienia. Nachylenie zboczy jest tu na ogół strome, zwłaszcza jeśli chodzi o zbocza północno-wschodnie. Wysokości względne dochodzą do 650 m.

W ogólnym charakterze rzeźby okolic Żabiego podkreślić należy stosunkowo łagodne formy zachowane w górnych częściach zboczy i niekiedy na wierzchowinach. Formom tym przeciwstawiają się stromizny i urwiska dolnych części stoków. Stara rzeźba Karpat tej okolicy była niewątpliwie bardziej zaawansowaną w rozwoju niż dzisiejsza, do peneplen

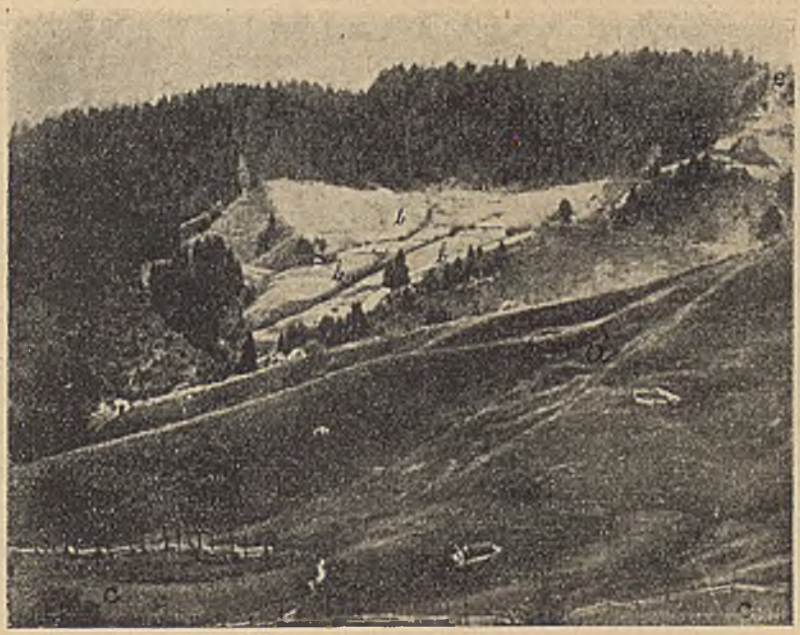


Fig. 2.

było jej jednakże jeszcze bardzo daleko. Dotychczas nie udało mi się nawiązać starych form krajobazu do jakiejkolwiek terasy. Przypuszczam, że łączą się one z terasami 90 do 140 m lub z terasą 180 m, którą obserwowałem w dorzeczu Ilci.

Po okresie daleko posuniętej dojrzałości krajobrazu (pliocen? obacz [15, 18]) nastąpiło stopniowe wcinanie się rzek, którego przerwę główną stanowi terasa 35—50 m. Świderski przydziela ją do zlodowacenia Cracovien. Ostatni paroksyzm erozyjny być może postglacjalny, spowodował rozcięcie den dolinnych na głębokość 10 do 20 m (terasa Ilci [1]).

Wyrazem morfologicznym wzmagającego się procesu ero-

zyjnego w ostatniej dobie rozwoju rzeźby Karpat Pokuckich, są wypukłe profile zboczy [1]), które występują szczególnie wybitnie w przełomach. Profile te składają się częstokroć z dwu lub więcej odcinków, z których najstromszym jest odcinek najdolniejszy, najłagodniejszym zaś odcinek najwyższy. Na granicach poszczególnych odcinków występują wypukłe załamania zboczy. Z reguły nie łączą się one z żadnym szczegółem struktury podłoża, są to raczej wędrujące ku górze granice różnych stadiów rozwoju rzeźby.

Odpowiedzią na paroksyzmy wzmocnionej czynności erozyjnej wód płynących, są procesy przyspieszonej denudacji, wyrażające się przede wszystkim tworzeniem się osuwisk. Występują one tam, gdzie na podciętych zboczach, czynniki strukturalne podłoża stwarzają odpowiednie po temu warunki.

Uwagi ogólne o rozmieszczeniu osuwisk w okolicy Żabiego.

Rzut oka na załączoną mapę (rys. 16) pozwala stwierdzić, że rozmieszczenie osuwisk w okolicy Żabiego jest nierównomierne, a ich ogólny pokrój regionalnie zmienny. Zmienność ta pozostaje w związku ze strukturą geologiczną podłoża, oraz z czynnikami erozyjnymi. Stwierdziłem przede wszystkim, że osuwiska omawiane, towarzyszą najczęściej łupkom menilitowym, warstwom krośnieńskim i zielonym łupkom warstw hieroglifowych eocenu. Najbardziej sprzyjające warunki dla powstawania osuwisk panują wzdłuż czoła nasunięcia Czarnohorskiego, gdzie potężna masa osadów zawierająca piaskowce wodonośne zalega nad ilastymi łupkami warstw krośnieńskich. Czoło wspomnianej płaszczowiny opasuje girlanda rozległych osuwisk, które łączą się w strefę niemal nieprzerwaną. Z reguły są to osuwiska zboczowe, chociaż nie brak między nimi osuwisk dolinnych [2]). Oba te typy

[1]) „Aufsteigende Entwicklung" W. Pencka [9].

[2]) Terminy wprowadzone do literatury przez L. Sawickiego [10]. Różnice między tymi dwoma kategoriami osuwisk rozumiem w sposób następujący: Osuwiska zboczowe (stokowe) obejmują zbocza bez względu na ich rozdebrzenie, zaś osuwiska dolinne powstają w głowach debr i poruszają wzdłuż ich rynien odpływowych. Główną przyczyną tworzenia się osuwisk dolinnych jest erozja wsteczna, która potęguje stromość zboczy w obszarach źródłowych. Powyższy ogólny podział osuwisk, może niekoniecznie najlepszy traktuje jako prowizorium dla łat-

kombinują się, tworząc formy złożone o genezie niewątpliwie skomplikowanej. Osuwiska zboczowe okolic Żabiego poznać na mapie po ich ogólnym zarysie. Tworzą one nieumiarowe czworoboki słabo wydłużone. Stosunek długości, mierzonej zawsze w kierunku ruchu mas. do szerokości wyraża się niewielką cyfrą, na ogół mniejszą od 2. Karpacka depresja cen-

Fig. 3.

tralna i łańcuchy ograniczające ją bezpośrednio od północnego wschodu, stanowią region rozproszonego występowania osuwisk. Zjawiska wspomniane nie tworzą nigdzie tak zwartych i wielkich skupień jak u czoła płaszczowiny Czarnohorskiej, jakkolwiek i tu występują one grupowo, trzymając się pewnych zboczy. Zazwyczaj są to zbocza zbudowane ze skał silnie ilastych i podcięte przez wody płynące. Północno wschodnia część depresji centralnej zawiera znacznie więcej osuwisk niż jej część południowo-zachodnia. Doliny pogłębiają się bowiem ku północnemu wschodowi, a wzniesienia bezwzględne i względne w tym kierunku rosną.

W depresji centralnej osunięciu uległy przede wszystkim

wiejszego ujęcia materiału obserwacyjnego. Dalsze prace rozstrzygną czy podział ten się utrzyma.

masy, położone w obszarach źródłowych potoków, tworząc nasypy gruzu skalnego, wyciągnięte wzdłuż osi dolin, w formie długich języków, które wyglądem przypominają lodowce alpejskie. Długość tych języków przekracza znacznie ich szerokość. Są to typowe osuwiska dolinne (np. opisane przeze mnie osuwisko w Krasnoili z roku 1933 [19, 20].

Procesy przyspieszonej denudacji zwietrzeliny zboczowej (złaziska i drobne osunięcia).

Grzbiety Karpat fliszowych pokrywa w znacznej mierze płaszcz rumoszu skalnego, który składa się ze zwietrzałych łupków i okruchów piaskowca. Grubość tej zwietrzeliny jest bardzo różna i zależy od wielu czynników, a przede wszystkim od jakości skalnego podłoża i stromości zboczy. Sądząc ze znanych mi odkrywek, grubość zwietrzeliny zboczowej waha się w okolicach Żabiego od kilku centymetrów do kilku metrów, rzadko jest większa. Na ogół jest ona silnie ilasta i wybitnie podatna na procesy nagłego osuwania się, lub powolnego, ale ustawicznego złażenia. Mała stosunkowo miąższość rumoszu na zboczach tłumaczy brak dużych osuwisk zwietrzeliny. Przeciwnie osuwiska i złaziska drobne należą do zjawisk wcale częstych.

Złaziska zwolna, ale ustawicznie spływające, są podmokłe i powstają poniżej źródeł na terenie skał ilastych. Obszary złażącego rumoszu skalnego można poznać już z daleka po charakterystycznych, falistych nierównościach powierzchni. Ta fluidalna struktura złazisk, jest mniej lub więcej zaakcentowana, przypominając często formy, które przybiera ciasto, spływające swobodnie po pochyłej desce. Zazwyczaj ruch złazisk jest powolny i nie powoduje rozdarcia się pokrywy darniowej. Może on jednakże ulec przyspieszeniu pod wpływem impulsów zewnętrznych np. po długotrwałych deszczach. Powstaje wówczas system szczelin prostopadłe do ruchu mas skierowanych. Wzdłuż tych szczelin osiadają masy zwietrzeliny o kilka do kilkunastu metrów, poczem następuje ześliźnięcie się ich na większą lub mniejszą odległość. Po pewnym czasie złazisko ustala się i zarasta trawą.

Do zjawisk bardzo częstych należą miniaturowe osuwiska zwietrzeliny zboczowej, nie różniące się formą zewnętrz-

ną od wielkich osuwisk skalnych poza różnicą w wymiarach. Są to tak zwane z e r w y z b o c z o w e. Na wielu stromszych zboczach powstają one chronicznie niemal co roku, za każdym razem jednakże w innych miejscach. Zerwy te mają od jednego do kilku metrów szerokości i od kilku do kilkunastu metrów długości. Bardzo rzadko wymiary ich są większe. W głąb zbocza sięgają one jedynie do wrosłej skały.

Fig. 4.

Zerwy omawiane tworzą się w sposób następujący. Naprzód zarysowuje się na zboczu mała półkolisto ku górze wygięta szczelina, której krawędzie rozchylają się stopniowo. Teren poniżej szczeliny osiada, a darń fałduje się i pęka. Niektóre zerwy zatrzymują się w tym stadium rozwoju. U innych proces osuwania posuwa się dalej, powodując ześliźnięcie się odciętych od zbocza mas, i utworzenie małej niszy oraz języka ziemnego. Niekiedy proces ten odbywa się tak gwałtownie, że zerwana ze zbocza darń rozrywa się na kawałki i tocząc się spada na dno debry. Z czasem zerwy opisane zarastają trawą, pozostawiając na zboczu charakterystyczne blizny. W następnych dżdżystych latach lub po roztopach wiosennych, powstają obok nowe zerwy. Proces przyspieszonej denudacji rozwija się w ten sposób nieprzer-

wanie, przerzucając się jedynie z miejsca na miejsce. Obecność lasu hamuje powstawanie zerw, nie wyklucza ich jednakże w zupełności, zwłaszcza tam, gdzie zwietrzelina jest odpowiednio gruba i podatna (porównaj [13]).

Morfologiczny opis osuwisk.

a) Osuwiska dolinne depresji centralnej.

Dna dolinne potoków okolic Żabiego są zazwyczaj wąskie i ostro wcięte w skałę zarówno w biegu dolnym jak i środkowym. Przeciwnie w odcinku górnym doliny rozszerzają się często, przy czym spadek ich może zmniejszać się wyraźnie. Rozszerzoną górną część doliny wypełnia język gruzu skalnego mniej lub więcej wypukły. Wody potoków spływają wzdłuż jednej lub obu pobocznic tej masy akumulacyjnej, a wcinając się w głąb odsłaniają materiał złożony ze zwietrzałych i roztartych łupków zmięszanych bezładnie z okruchami i blokami piaskowców. Materiał ten pochodzi ze skał występujących w głowie doliny i na jej zboczach. Głębokość wrzynek, którymi płyną potoki, waha od kilku do trzydziestu metrów, nie odsłaniając z reguły skalnego podłoża poza czołową partią języka akumulacyjnego. Szerokość omawianych języków wynosi zazwyczaj od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów w wyjątkowych przypadkach dochodząc do dwustu metrów. Ich długość jest bardzo rozmaita, przekraczając niejednokrotnie jeden kilometr. Powierzchnia języka nasypowego wykazuje zazwyczaj różnokształtne, faliste nierówności. Tu i ówdzie napotykamy poprzeczne nabrzmienia i zmarszczki, łukowato ku dołowi wygięte. Tego rodzaju fluidalna struktura powierzchni upodabnia zjawiska omawiane do lodowców lub do płynów skrzepłych nagle w czasie ruchu (np. potoki lawy) i przemawia za ich charakterem osuwiskowym. Zdarza się często, że omawiane języki osuwiskowe, a zwłaszcza ich części górne są bagniste. Bagna obserwujemy we wklęsłościach terenu, a w głębszych obniżeniach natrafiamy często na małe stawki, zjawiska bardzo charakterystyczne dla osuwisk. Dalszy szczegół, który świadczy o osuwiskowym charakterze języków ziemnych, to otwarte szczeliny, które napotykamy sporadycznie, w ich czołowej partii podcinanej przez wody płynące. Szczeliny są

łukowato ku górze wygięte i układają się w system o zapadzie schodkowym. Drzewa rosnące na poszczególnych schodkach osiadających mas są pochylone lub obalone.

Osuwiska pokryte w całości siecią poprzecznych szczelin, obserwujemy w okolicach Żabiego stosunkowo rzadko. Do większych zjawisk tego typu należy osuwisko w Dołhopolu zaznaczone na mapie rys. 16, cyfrą 3. Szczeliny poprzeczne, które pokrywają to osuwisko gęstą siecią, są silnie

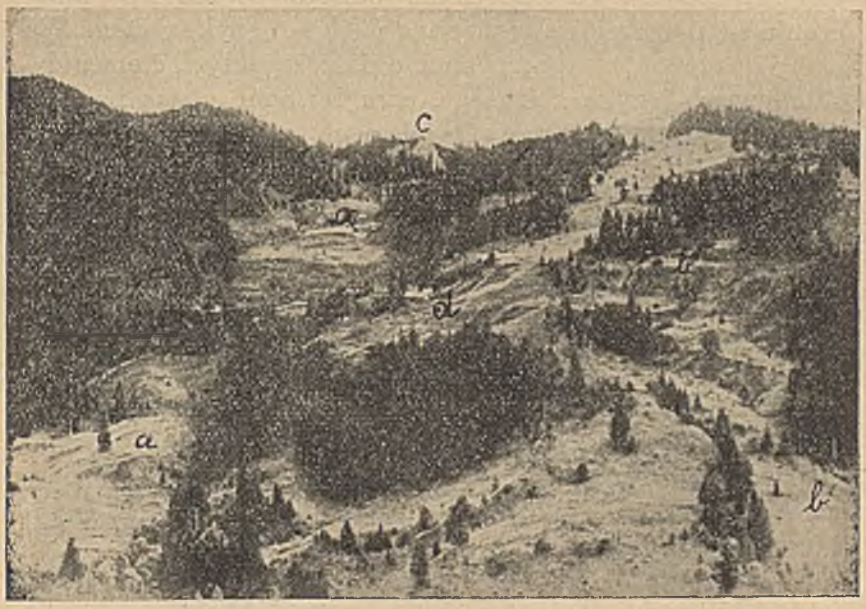


Fig. 5.

ku dołowi wygięte, bowiem spływanie mas wzdłuż osi języka ziemnego jest szybsze niż wzdłuż jego brzegów.

Jak to już powyżej wspomniałem, poprzeczny profil języków osuwiskowych jest z reguły wypukły. Natomiast profil podłużny jest w ogólnym zarysie wklęsły, wykazując niejednokrotnie wybitne załamania spadku, czyli t. zw. progi. Załamania powyższe powstawać mogą w sposób trojaki, a mianowicie: 1) przez dostosowanie się do załamań spadku doliny, 2) przez nasypanie na pierwotny język jednego lub kilku osuwisk młodszych. Zazwyczaj każde osuwisko młodsze rozpoczyna się wyżej od poprzedniego, przy czym masy

świeżo osunięte nie docierają do czoła języka dawnego. W ten sposób może powstać struktura schodkowa, tak charakterystyczna dla niektórych osuwisk (np. osuwisko 4, rys. 16). 3) Omawiane załamania spadku mogą się wreszcie utworzyć przez wtórne osiadanie pierwotnie jednolitego języka ziemnego (rys. 14).

Osuwiska występują albo pojedynczo, albo łączą się w grupy złożone z kilku języków. Języki te wypełzają z rozgałęzień źródłowych i bocznych danego potoka i po połączeniu się tworzą niejednokrotnie większe języki złożone. Na ogół jest rzeczą łatwą rozpoznanie poszczególnych elementów składowych języka złożonego. Strugi wodne płyną bowiem najczęściej wzdłuż granic tych elementów. Od osuwisk złożonych należy jednakże odróżniać osuwiska pojedyncze rozcięte wtórnie przez wody płynące.

W głowach dolin powyżej języków gruzu skalnego napotykamy często mniej lub więcej wyraźne nisze czyli kotły osuwiskowe. Przypominają one żywo kary lodowców alpejskich, od których różnią się przede wszystkim tym, że występują na różnych wysokościach i na zboczach różnie eksponowanych. Niektóre nisze są zupełnie świeże i powstały niewątpliwie w ostatnich latach. O niedawnej katastrofie świadczą wymownie nagie ściany skalne okalające te nisze, niezarośnięty gruz języka ziemnego, szczątki obalonych drzew i otwarte szczeliny na zboczu powyżej osuwiska.

Dna kotłów czyli nisz osuwiskowych są płaskie lub lekko wklęsłe. We wklęsłych niszach powstają niekiedy stawki niewielkich rozmiarów (alpejskie Nackenseen). Ściany nisz są stromsze od okalających je zboczy i mogą odsłaniać wychodnie skalne, poniżej których obserwujemy rumosz zwietrzałych łupków i piaskowca. Jeśli mamy do czynienia z osuwiskiem złożonym, wówczas każdy język może mieć swą odrębną niszę. Nie wszystkie jednakże języki ziemne zakończone są ku górze niszą osuwiskową. Dostrzegamy bardzo często takie języki, które nie wykazują jej wcale, przechodząc stopniowo w głowie debry w zwietrzelinę zboczową lub wyraźnie zaznaczone powierzchowne złaziska. Zwietrzelina zboczowa jest właśnie jego materiałem alimentacyjnym. Rozluźniony i zwietrzały gruz skalny spełzając w dół dostaje się na dno debry, a jeśli woda płynąca ma zbyt mało siły, aby

go w całości usunąć, tworzy się nasyp akumulacyjny w formie wydłużonego języka. Akumulacja ta spływa bardzo powoli i stopniowo w dół, nie przeszkadzając na ogół rozwijaniu się drzew i nie niszcząc osadnictwa górskiego. W głowie języków ziemnych alimentowanych przez złażącą ze zboczy zwietrzelinę mogą zajść z czasem osunięcia większych mas skalnych. Osunięcia te zasypują górną część języka ziemnego lub powodują odklejenie się go od podłoża i ześliźnięcie w głąb doliny.

Fig. 6.

Specjalna odmiana powoli spływających języków zwietrzeliny tworzy się często na obszarze warstw krośnieńskich. Silnie ilaste wkładki tych warstw wietrzejąc szybciej niż bardziej piaszczysty spąg i nadkład, powodują przy stromym ustawieniu warstw tworzenie się subsekwentnych bróżd. Bróżdy te bywają do kilkudziesięciu metrów głębokie i do stu metrów szerokie. Obserwowałem je przede wszystkim na południowych zboczach grzbietu „Perechrestne", gdzie przebieg ich jest prostopadły lub skośny względem kierunku nachylenia zbocza. Odwodnienie omawianych bróżd odbywa się drogą dobr konsekwentnych. Zwietrzelina gromadząca się na dnie bróżd może utworzyć w warunkach sprzyjających

niewielki język nasypowy, którego czoło wisi nad wcięciem debry odwadniającej (rys. 16, Nr. 5).

Akumulacje gruzu skalnego osiadające powoli mogą się tworzyć także w inny sposób. Debry źródłowe wcięte głęboko w łupki menilitowe lub warstwy krośnieńskie nasypują często u swego ujścia wielkie masy materiału obfitego w substancję ilastą. Te ilaste stożki obficie przepojone wodą stanowią znakomity materiał osuwiskowy i spływają zwolna w dół, przekształcając się w zławiska o wyraźnie fluidalnej strukturze. Obserwowałem różne formy przejściowe od normalnych stożków napływowych do zupełnie przekształconych pod wpływem ruchu osuwiskowego.

b) Osuwiska zboczowe na czole płaszczowiny czarnohorskiej.

Wspominałem już powyżej, że osuwiska okalające czoło płaszczowiny czarnohorskiej, należą z reguły do typu osuwisk stokowych, który wydzielił swego czasu L. S a w i c k i [10]. Obok owalnej formy, różniącej je od osuwisk dolinnych karpackiej depresji centralnej, cechuje je również niemal zupełny brak nisz osuwiskowych. Masy skalne oddzielają się tu bowiem od zbocza najczęściej wzdłuż szczelin prostolinijnych lub lekko łukowatych, przebiegających zgodnie z kierunkiem warstw. W miejscu oddzielenia się mas powstaje na zboczu wyraźny próg skalny, mniej lub więcej wysoki. Jest to t. zw. t y l n y p r ó g o s u w i s k a. Początkowo próg ten odsłania wychodnie skalne, z biegiem czasu jednakże zasypuje go gruz skalny, tak że jedynie zwiększenie stromości zbocza zdradza jego obecność i położenie. Szczególnie wyraźnie zaznacza się próg tylny w osuwisku, które obserwujemy w Jabłonicy na północnych zboczach grzbietu Bohari 1169 m (rys. 16, Nr. 6). Próg ten pokrywa rumosz skalny zarośnięty lasem świerkowym, a wychodnie warstw szypockich obserwujemy jedynie w stromym żlebie gdzie nastąpiło niedawno osunięcie niewielkiej partii zbocza. Poniżej spoczywa potężna masa warstw szypockich, które ześliznęły się przed wielu laty w czasie ostatniego ożywienia osuwiska. Masy ześliźnięte tworzą listwę stosunkowo płaską i równą, równolegle do zbocza ułożoną, której szerokość przekracza 50—100 m zaś długość wynosi około 1 km. Listwa omawiana opada ku dołowi wybitną stromością, nadszarpniętą przez

wtórne osunięcia. Tu i ówdzie odsłaniają się warstwy szypockie silnie zmięte, lub w rozmaitych kierunkach nachylone, tworząc piękny kontrast z wyżej ległymi stokami nieosuniętymi, gdzie te same warstwy zapadają łagodnie i regularnie ku południowemu zachodowi.

Rzeźba powierzchni osuwisk zboczowych nie różni się zasadniczo od osuwisk opisanych z depresji centralnej. Zjawiskiem najbardziej uderzającym jest i tu fluidalna struk-

Fig. 7.

tura widoczna już z oddali, zwłaszcza przy skośnym oświetleniu zachodzącego lub wschodzącego słońca. Tu i ówdzie napotykamy zagłębienia wypełnione wodą lub bagnem, a wtórne osunięcia niewielkich partii znaczą szczeliny, oraz obalone lub pochylone drzewa. Silniejsze wtórne osiadanie mas i tworzenie się szczelin o zapadzie schodkowym, obserwujemy w czołowych partjach osuwisk podciętych przez wody płynące. Do takich należy przede wszystkim osuwisko, które spływa z pod koty 1127 bezpośrednio po niżej przełomu Czeremoszu Czarnego przez pasmo Kostrzyca—Skupowa (rys. 16, 2 a). Z przeciwnej strony uchodzą do Czeremoszu ilaste masy złaziska utworzonego w warstwach krośnieńskich.

Chroniczny ruch tego złaziska wykrzywia i niszczy stale drogę wiodącą z Żabiego do Burkutu (rys. 16, Nr. 1). (Odcinek ten może nastręczyć wiele kłopotu przy trasowaniu szosy automobilowej).

Miąższość osuwisk zboczowych, które opasują czoło płaszczowiny Czarnohorskiej bywa bardzo znaczna. Potoki wcinające się do trzydziestu metrów w głąb nie dotarły do skalnego podłoża poza partią czołową osuwisk. W składzie mas osuniętych rolę dominującą grają czarne łupki warstw szypockich, oraz gruz i wielkie bloki piaskowców tej serii i wyżej leglej serii inoceramowej.

Przyczyny i rozwój procesów osuwiskowych.

a) Osuwiska dolinne depresji centralnej.

Wspomniałem już powyżej, że osuwiska karpackiej depresji centralnej są związane z występowaniem silnie ilastych warstw krośnieńskich, łupków menilitowych i łupków zielonych eocenu. Osuwiska są natomiast zupełnie niezależne od stopnia nachylenia warstw oraz od intersekcji warstw z powierzchnią danego zbocza. Napotykamy je w dolinach przełomowych i przecinających bieg warstw skośnie, jako też na obu zboczach dolin subsekwentnych. Obok dużej zawartości iłu w skałach podłoża ważną przyczyną tworzenia się omawianych osuwisk są źródła, a jedną z najgłówniejszych czynniki erozyjne, które powodują nadmierną stromość zboczy w głowach dolin i na ich podciętych zboczach. Nie można tu pominąć również czynnika, którym jest tekstura skał tworzących podłoże. Silne spękanie i wielka porowatość gruboławicowych piaskowców ułatwiają wnikanie wód deszczowych i roztopowych głęboko w zbocze. Po obfitych opadach ciężar porowatych piaskowców wzrasta znacznie, a rozdrobnienie ich przez liczne spękania ułatwia wyruszenie mas z równowagi.

Ktokolwiek zajmował się osuwiskami chociaż przelotnie, wie, że na ogół łatwo jest ustalić przyczyny tworzenia się osuwisk. Natomiast znacznie trudniej jest mówić o ich rozwoju, jeśli się rozporządza tylko kilkuletnią serią obserwacji. Wyniki, które podaję poniżej opierają się przede wszystkim: 1) Na śledzeniu starych nisz osuwiskowych ich zasięgu, oraz

stosunku przestrzennego i morfologicznego do nisz młodszych, 2) na wyszukiwaniu i wydzielaniu w pozornie jednolitych nasypach osuwiskowych części starszych i młodszych, określaniu różnic w ich składzie, formach, oraz na obserwowaniu wpływu mas starszych na ruch i rozmieszczenie osuwisk późniejszych, 3) na śledzeniu wtórnych zmian języka i niszy osuwiskowej, 4) na obserwacjach stosunku mas osuniętych do teras rzecznych, 5) na zbadaniu świeżo utworzonego osuwiska w Krasnoili, którego byłem świadkiem.

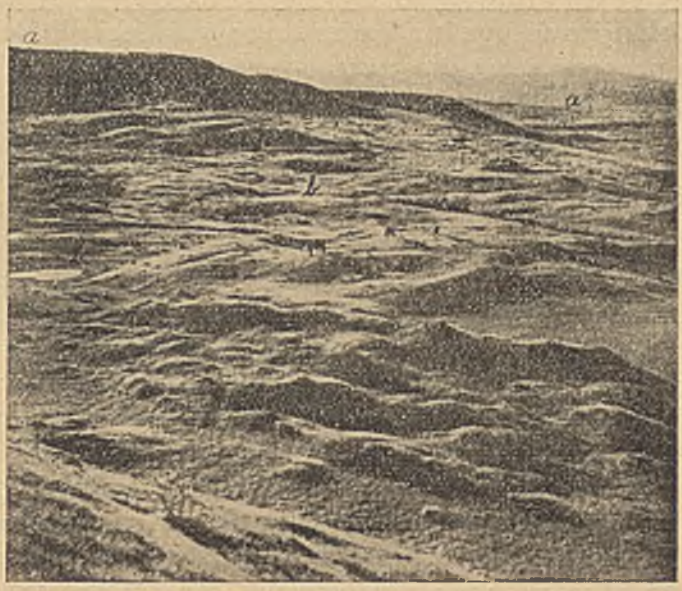


Fig. 8.

W opisie poprzednim zaznaczyłem, że jedną z ważnych przyczyn tworzenia się języków ziemnych w okolicy Żabiego są złaziska i spełzanie zwietrzeliny zboczowej w głowach debr źródłowych. Czoło języka w ten sposób powstałego znajduje się w miejscu, gdzie przypływ materiału z góry jest zrównoważony przez rozmywanie i siłę transportową wód płynących. Zależnie od zmiany tych czynników czoło języka ziemnego musi ulegać wahaniom, które przypominają stadialne wahania lodowców. W nielicznych wypadkach mogłem stwierdzić, że zasięg dawnych języków nasypowych był większy od dzisiejszego. Świadczą o tym przede wszystkim

szczątki, które zachowały się na brzegach den dolinnych poniżej kilku języków osuwiskowych. Szczątki te leżą na terasach, które odpowiadają terasie Ilci okolic Żabiego (obacz ustęp p. t. Szkic geologiczny obszaru i ogólny charakter rzeźby, oraz rozprawę [18]).

Porównując morfologię dna doliny Czeremoszu z dorzeczami sąsiednimi doszedłem do przekonania, że wspomniana terasa Ilci odpowiada terasie Zarzecza w dolinie Prutu [18]. Wedle Świderskiego na terasie Zarzecza spoczywają moreny i stożki fluwioglacjalne zlodowacenia Varsovien I.[1]). Jej wiek dyluwialny nie ulega zatem wątpliwości. W związku z tym przypuszczam, że szczątki dawnych języków nasypowych, większych niż dzisiejsze, pochodzą z okresu wspomnianego wyżej zlodowacenia. Zgadza się to z poglądami B. Świderskiego, który przypuszcza znacznie większy rozwój osuwisk karpackich „w okresie krańcowych zmian klimatycznych epoki lodowej" [14].

W czasie kiedy Czarnohorę pokrywały lodowce, grzbiety karpackie poniżej granicy wiecznego śniegu nie posiadały roślinności niemal zupełnie. Wietrzenie chemiczne zanikło, natomiast wietrzenie mechaniczne postępowało niewątpliwie szybko, rozluźniając i kruszące skały w głąb. Mechanicznemu niszczeniu skał sprzyjały obok braku szaty roślinnej, silne wahania temperatury suchego i zimnego klimatu. Nadmiar wód płynących istniał tylko w okresie wiosennego tajania śniegów. Spływał on jednakże po zamarzniętym gruncie. Nie było źródeł i stale płynących potoków, bowiem wody nie mogły wsiąkać w głąb. Transport zwietrzeliny narastającej na nagich zboczach gór fliszowych, odbywał się przede wszystkim drogą soliflukcji po wiecznie zamarzniętym podłożu, podobnie jak to obserwujemy dziś w krajach podbiegunowych. Wobec braku stałych środków transportowych materiał zwietrzelinowy gromadził się na dnach dolin, gdzie spadek malał gwałtownie. Tu powstawały stopniowo języki czyli potoki rumoszu skalnego, które dalszą drogę w dół odbywały znacznie wolniej.

Po zniknięciu lądolodu europejskiego i głębokiej zmianie klimatu zmienił się też charakter, wygląd zewnętrzny i zasięg

---

[1]) Terasa 10—25 m wysoka.

omawianych języków. Wody płynące wcięły się głęboko w ich brzegi i zniszczyły w dużej mierze ich dolne części. Pozostałe masy poczęły spełzać w dół ślizgając się po podłożu, a rolę alimentowania języka ziemnego, którą spełniała dotychczas soliflukcja objęły inne czynniki denudacyjne opisane już powyżej. Tu i ówdzie na skutek podcinania zboczy

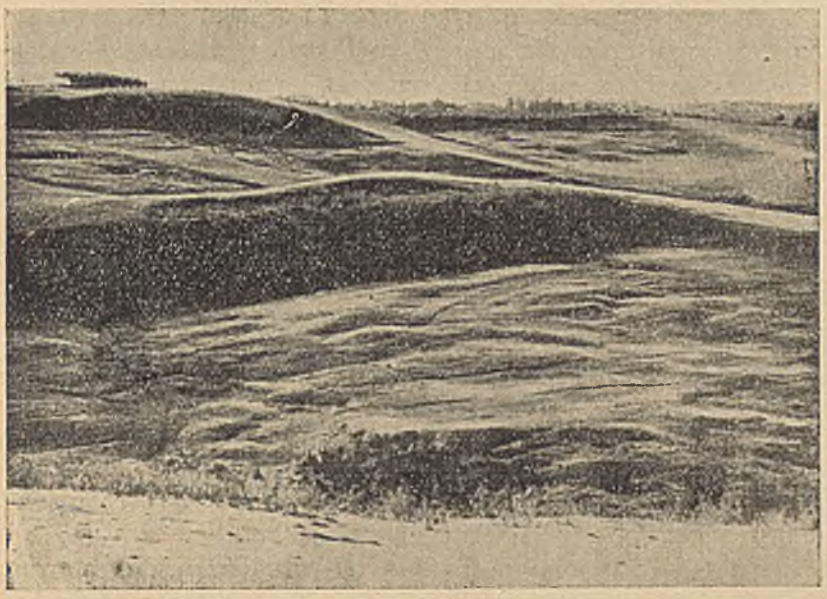


Fig. 9.

przez złaziska i erozję wsteczną poczęły się obsuwać wielkie masy skalne, położone w zródłowych debrach potoków, dostarczając językom ziemnym dużych ilości świeżego materiału i rozszerzając niejednokrotnie znacznie ich zasięg. Katastrofa w Krasnoili w roku 1933 rzuciła wiele światła na charakter i znaczenie tych osunięć. Dlatego zbadałem wspomniane osuwisko dwukrotnie w czasie prac geologicznych w latach 1933 i 1934, wykonując zdjęcie orientacyjne przy pomocy kompasu i telemetru [19, 20]. Katastrofa w Krasnoili udowodniła przede wszystkim, że osuwiska okolic Żabiego mogą się powtarzać co pewien czas, wydarzyło się ono bowiem w miejscu, gdzie obserwowałem na rok wcześniej język i niszę starego osuwiska. O periodycznym powtarzaniu się

ruchu mas w wielu przypadkach przekonują mnie też obserwacje, poczynione w innych osuwiskach dzisiaj nieruchomych. Potężne osuwisko Szybenego, które opisał Świderski [14] należy też do zjawisk powtarzających się. Nie wiadomo jednakże w jakich odstępach czasu następowało ożywienie poszczególnych osuwisk, i czy przypadało ono w większości wypadków na te same sprzyjające okresy klimatyczne.

Rozwój osuwisk skalnych depresji centralnej jest w każdym przypadku podobny. Nowy paroksyzm ruchu osuwiskowego rozpoczyna się zawsze od zluźnienia mas skalnych powyżej dawnej niszy. Gdy masy te obsuną się, powstaje nowy kocioł skalny czyli nisza. W ten sposób osuwisko przesuwa się stopniowo ku górze dążąc ku linii wododzielnej grzbietu. Proces osuwiskowy nie kończy się w niszy zaraz po jej powstaniu. Jej skalne ściany obsypują się raz wraz i staczają się na jej dno. Są to t. zw. osunięcia wtórne (Nachstürze morfologów niemieckich). Proces ten może trwać długie lata, prowadząc ostatecznie do wybitnego rozszerzenia się niszy osuwiskowej i przesunięcia się jej krawędzi ku górze. Ustaje on dopiero wtedy, gdy nachylenie ścian spadnie poniżej „kąta maksymalnego“ [1]. Niejednokrotnie obserwowałem stare osuwiska co najmniej po kilkadziesiąt lat liczące, których nisze odsłaniały skałę na większej lub mniejszej przestrzeni. U stóp ścian skalnych rozpościerały się stożki gruzu skalnego, świadcząc swą świeżością o ustawicznym obsypywaniu się skały nawet w ostatnich czasach.

Charakter wtórnych osunięć ścian niszy osuwiskowej, jest w dużej mierze zależny od litologicznych i petrograficznych właściwości skały, od jej spękania, ułożenia i stanu zwietrzenia, oraz od stromości wyżej leżących zboczy. Jeśli spadek zbocza powyżej krawędzi niszy zwiększa się, wówczas proces wtórnego obrywania się ścian niszy trwa długo, a ich stromość i wysokość wzrastają początkowo. W wypadku, gdy stromość zbocza powyżej krawędzi niszy wydatnie maleje,

[1]) Pojęcie kąta maksymalnego, względnie nachylenia maksymalnego definiuje A. Heim w sposób następujący: „Jede Gebirgsfläche, die durch Ausspülung aus dem Klotz freigeschnitten und zur Oberfläche geworden ist, erträgt nur ein bestimmtes Gefälle als Höchstes. Wir nennen dasselbe die Maximalböschung. Sie hängt ab von der Art und dem Zustande des Gesteines...“ [5].

wtórne zmiany nie są tak znaczne i zanikają stosunkowo szybko.

Poszczególne ściany jednej i tej samej niszy osuwiskowej nie cofają się jednakowo na skutek wtórnych osunięć. Ich stosunek do zbocza i ułożenia warstw jest bowiem różny, a przy tym mogą je tworzyć różne skały o bardzo rozmaitej odporności. Najintensywniejsze zmiany dokonywują się

Fig. 10.

wzdłuż tylnej ściany, która zazwyczaj jest najstromsza i najdłużej się zachowuje.

Gdy ściany niszy pokryje zwietrzelina, tempo procesów denudacyjnych maleje, zwłaszcza gdy luźne cząstki zwietrzałej skały spoi szata roślinna. Mimo to w niektórych partiach czy to stromszych, czy też podmokłych mogą tworzyć się złaziska, a nawet sporadyczne osunięcia niewielkich mas.

Ważnym czynnikiem w rozwoju kotłów osuwiskowych, są również wody płynące. Po ulewnych deszczach i roztopach unoszą one ze ścian nisz wiele materiału, który następnie składają w dużej mierze na dnie nisz lub na brzegach jezy-

ków ziemnych. Wody płynące wyrywają często w krawędziach niszy większe lub mniejsze debry, które w wypadku silnej erozji wstecznej, mogą przekształcić znacznie jej zarys pierwotny.

Na skutek opisanych powyżej procesów, gromadzą się w górnej części osuwiska ilaste masy zwietrzałych łupków zmieszane z gruzem piaskowcowym. Materiał ten stopniowo wędruje w dół, nawet jeśli język osuwiskowy jest pozornie zupełnie nieruchomy. Niekiedy wędrówkę tę przyspieszają niewielkie wtórne osunięcia, zazwyczaj powierzchowne.

Okres wtórnych zmian w niszy i na języku osuwiskowym, to stadium względnego spoczynku osuwiska, które może trwać bardzo długo, dziesiątki, a nawet tysiące lat. W czasie tego okresu postępuje jednakże ustawiczne wietrzenie i rozluźnianie mas skalnych na zboczu. W ten sposób przygotowuje się nowa katastrofa, którą wyzwala impuls klimatyczny (obfite deszcze) lub erozyjny (podmycie zbocza).

Dlatego okresy spoczynku osuwiska nazwałem też okresem przygotowawczym [20]. W życiu każdego osuwiska periodycznego okresy te zmieniają się na przemian póki nie zniknie splot przyczyn, które warunkują tworzenie się tych zjawisk.

b) Przyczyny i rozwój osuwisk zboczowych wzdłuż brzegu nasunięcia Czarnohorskiego.

W szkicu geologicznym okolic Żabiego zaznaczyłem, że czoło nasunięcia czarnohorskiego przebiega wzdłuż północnych zboczy pasma gór Kostrzyca—Skupowa. Na stromym północno-wschodnim zboczu tego pasma, występują w stropie iłołupków krośnieńskich serie obfitujące w gruboławicowe wodonośne piaskowce. Dolne części zboczy utworzone z iłołupków krośnieńskich ulegają szybkiej denudacji, przy czym pierwszorzędną rolę odgrywa tu ustawiczne złażenie i osuwanie się mas skalnych, zwietrzałych, rozluźnionych i nasiąkniętych wodą w partii powierzchownej. Z czasem procesy osuwiskowe rozszerzając się stopniowo objęły znaczne przestrzenie, nacinając nawet drugorzędne działy wodne. Szybka gradacja dolnych części zbocza podkopuje partie wyżej ległe zbudowane na ogół ze skał znacznie odporniejszych, należących do nasunięcia. Następstwem tego jest powstawanie

znacznych stromości na nasunięciu i osuwanie się sporadyczne większych lub mniejszych mas skalnych.

Rozległe obszary omawianych osuwisk są obecnie w stanie względnego spoczynku. Znaczna ich część zajęta jest przez rozproszone osadnictwo, wielkie przestrzenie zajmują również lasy. O braku zupełnego ustalenia się mas świadczy jedynie fluidalna struktura powierzchni, niekiedy bardzo wyraźna oraz otwarte szczeliny, które napotykamy często,

Fig. 11.

jak to wspominałem, w czołowych partiach nasypów ziemnych. Rzadko obserwuje się obszary pokrzywionych, pochylonych lub obalonych drzew.

Strome północno-wschodnie zbocza Kostrzycy i Skupowej były niewątpliwie w czasie zlodowacenia terenem intensywnej soliflukcji. Zarówno rzeźba jak i stosunki litologiczne sprzyjały rozwojowi tego zjawiska. Wybitne zmniejszenie spadku, które występuje poniżej nasunięcia powodowało akumulowanie się w tym miejscu materiału spełzającego. Dzięki temu rumosz skalny zasypywał już od dawna osuwiska i złaziska na obszarze warstw krośnieńskich. Być może nawet proces soliflukcji dostarczał więcej materiału niż dzisiejsza denudacja i erozja. Nie zdołałem stwierdzić jednakże, czy i w jakiej mierze nasypy omawianych osuwisk składają się z materiału dyluwialnego.

Część II.

Osuwiska w Karpatach Dukielskich.

Załączona na rys. 17 mapa przedstawia rozmieszczenie osuwisk na obszarze Karpat Dukielskich, który miałem sposobność poznać bliżej w czasie zdjęć geologicznych [21]. Obszar ten rozpościera się w górnym dorzeczu Jasiołki i Wisłoki na południe od Dukli i Żmigrodu. W osobnej pracy podałem jego opis geologiczny i zarys morfologii, nie będę zatem poruszał tych tematów w niniejszej rozprawie. Na załączonym szkicu uwzględniłem dla lepszej orientacji czoło płaszczowiny Magórskiej, oraz północne granice poszczególnych łusek i antyklin jej przedpola (region Dukielsko-Michowski). Czarnymi plamami zaznaczyłem osuwiska i obszary złaziskowe, podając ich ogólne kształty.

Rzut oka na załączoną mapę przekonuje, że rozmieszczenie osuwisk w Karpatach Dukielskich jest bardzo nierównomierne. Zjawiska te występują często w północno-wschodniej części omawianego obszaru, składającej się z szeregu płasko na siebie nasuniętych łusek. Natomiast rzadkie są w obrębie płaszczowiny Magórskiej, którą w partii zbadanej tworzą masy ułożone w długie, prostolinijne i na ogół strome fałdy. W obrębie omawianej płaszczowiny obserwowałem wielkie osuwiska jedynie w okolicy Krempnej i Polan, gdzie serie fliszowe zapadają łagodnie, lub leżą zupełnie płasko. Widzimy zatem, że czynnikiem, który różnicuje Karpaty Dukielskie na regiony ubogie i obfite w osuwiska, jest w pierwszym rzędzie zapad warstw. Osuwiska trzymają się regionów, gdzie dominuje łagodne nachylenie warstw. Czynniki erozyjne, jakkolwiek bardzo ważne, nie mają tu wpływu decydującego. Przykładem może być obszar, położony na południe od Polan, gdzie warstwy są silnie spiętrzone; nie obserwujemy tam osuwisk niemal zupełnie. Obszar ten jest zbudowany z tych samych seryj, co okolice Krempnej i Polan i wykazuje te same wzniesienia względne (do 300 m).

Osuwiska Karpat Dukielskich związane są z następującymi formacjami:

1) warstwy krośnieńskie dolne, rzadziej górne,
2) łupki menilitowe,

3) zielone lub pstre iłołupki eoceńskie,
4) czarne i pstre łupki płaszczowiny Magórskiej,
5) warstwy inoceramowe.

W Karpatach Dukielskich obserwuje się zarówno osuwiska dolinne jak i zboczowe, przy czym te ostatnie przeważają. Rozpatrując szczegółowo rozmieszczenie omawianych osuwisk, dostrzegamy przede wszystkim, że grupują się one na północno-wschodnich zboczach grzbietów wzdłuż czół nasunięć. Przyczyny tego zjawiska nie są natury klimatycznej. Na podstawie licznych obserwacyj sprowadzam je do następujących czynników: 1) Zaleganie gruboławicowych wodonośnych piaskowców nad ilastymi łupkami (piaskowce cergowskie łupków menilitowych, piaskowce z Mszanki oraz piaskowce magórskie, łupki pstre eocenu i silnie ilaste serie warstw krośnieńskich). Piaskowce te tworzą górną stromą część zboczy, zaś łupki występują w części dolnej najczęściej łagodnie nachylonej. 2) Większa stromość zboczy północno-wschodnich niż zboczy przeciwległych, wytworzona na skutek obniżania się baz erozyjnych ku północnemu wschodowi.

Rozwój omawianych osuwisk odbywa się ogólnie rzecz biorąc, podobnie jak w okolicy Żabiego. Ilaste masy eocenu i warstw krośnieńskich dolnych części zboczy, spełzają na wielkich przestrzeniach, pod wpływem wód deszczowych oraz źródlanych, dostarczanych obficie przez wyżej legle ławy piaskowcowe. Z reguły rozchodzi się o ruch złaziskowy t. j. powolne, ale ustawiczne osuwanie się powierzchownych mas skalnych silnie zwietrzałych. Ruch mas sięga do kilku metrów w głąb i nie prowadzi zazwyczaj do tworzenia się szczelin i obalania drzew. Często obserwujemy natomiast wyraźną strukturę fluidalną oraz drzewa wygięte lub pochylone. Znacznie silniejszy ruch mas obserwowałem jedynie w Zawadce Rymanowskiej na obszarze osuwiska, które na załączonej mapie (rys. 17) zaznaczyłem numerem 6. Pstre iły eoceńskie, które się tu osuwają po warstwach krośnieńskich, nasycone są wodą obfitych źródeł, wypływających z warstw piaskowca Cergowskiego, podścielonych rogowcami. Cały język osuwiskowy pokrywają od wielu lat nie zasklepiające się nigdy szczeliny.

Omówione powyżej procesy złaziskowe działają przez długie okresy ze zmiennym nasileniem, zależnym od wahań

klimatycznych. Podkopują one ustawicznie wyżej ległe strome zbocza utworzone z warstw odpornych, powodując zluźnianie i osuwanie się większych lub mniejszych mas.

Na obszarze osuwisk stokowych (rys. 17, Nr. 1, 8, 9, 10) oddzielanie się tych mas skalnych od zbocza następuje wzdłuż szczelin równoległych do biegu warstw. Tylne progi osuwisk zboczowych znaczą przebieg tych szczelin. Bezpośrednio poniżej progu tylnego występuje zazwyczaj wyraźne spłaszczenie, które jest często zabagnione, a nawet może kryć stawki niewielkich rozmiarów (rys. 17, Nr. 9). Spłaszczenie to które odpowiada dnu niszy osuwiskowej, oddzielają od dołu wały i owalne wzgórza, przebiegające równolegle do tylnego progu osuwiska. Składają się one z gruzu piaskowców lub rogowców osuniętych ze zbocza. Niekiedy występują nawet większe kry piaskowcowe ześliźnięte *en bloc*. Poniżej dostrzegamy na zboczu osuwiskowym takie same wały, wzgórza lub nasypy w formie owalnych tarasów, pochodzące z dawniejszych osunięć. W zagłębieniach między tymi nasypami tworzą się często wtórne złaziska, które spływają do potoków rozcinających osuwisko. W ten sposób tworzą się i rozrastają powoli osuwiska zboczowe na północno-wschodnich stokach Karpat Dukielskich.

Złaziska podkopują nie tylko zbocza, ale i głowy debr rozcinających czoła nasunięć, powodując niejednokrotnie tworzenie się osuwisk dolinnych. Cechuje je zwyczajnie dobrze wykształcona nisza w formie kotła mniej lub więcej głębokiego i wypływający z niej język gruzu skalnego (rys. 17, Nr. 2, 11, 12). Dna nisz są jak zwykle płaskie i mogą zawierać niewielkie stawki (rys. 17, Nr. 2, 12). Osuwiska te są stare, podobnie jak główne masy osuwisk zboczowych. Pokrywają je lasy lub pastwiska. Tu i ówdzie dostrzegamy jednakże oznaki drobnych wtórnych i świeżych ruchów, które na ścianach nisz występują jako szczeliny, zaś w obrębie języków ziemnych uwidaczniają się w pochyleniu drzew lub powstawaniu nabrzmień i spękań.

Osuwiska występują w Karpatach Dukielskich nie tylko wzdłuż czół nasunięć, lecz także w łękach i na skrzydłach fałdów, gdzie są jednakże znacznie mniej liczne. Obserwujemy je na różnych zboczach niezależnie od ekspozycji. Przeważnie są to drobne złaziska i osuwiska, które nie łączą się

w większe zwarte grupy jak to zauważyliśmy wzdłuż czół nasunięć. Nasypy omawianych osuwisk są na ogół niewielkie. Długi język ziemny zdradzający wyraźne oznaki świeżego ruchu zanotowałem tylko w jednym wypadku (rys. 17, Nr. 5).

Na pewne wyszczególnienie zasługują osuwiska i złaziska, które występują na południowych stokach grzbietów, gdzie kierunek zapadu warstw zgodny jest z nachyleniem terenu (rys. 17, Nr. 3, 13, 15, 18). W partiach gdzie zapad

Fig. 12.

warstw mniejszy jest od nachylenia zbocza, ruch zluźnionych mas skalnych odbywa się przez ześlizgiwanie po wkładkach ilastych łupków.

Porównując osuwiska Karpat Dukielskich, z osuwiskami okolic Żabiego stwierdzić należy przede wszystkim występowanie tych samych lub bardzo zbliżonych typów. Poszczególne typy jednakże, a także całokształt zjawisk osuwiskowych, wykazuje pewne różnice związane z odrębnością rzeźby i tektoniki tych dwu obszarów. Silny rozwój osuwisk dolinnych okolic Żabiego, jest wyrazem intensywnej erozji, która w Dukielszczyźnie w ostatnich okresach rozwoju rzeźby była mniej wydatna. Długie i grube nasypy języków ziemnych wspomnianej części Karpat Huculskich, kontrastują z językami osuwiskowymi regionu Dukielskiego, które są sto-

sunkowo nikłe i rzadko występują. Widzimy zatem, że czynniki denudacyjne pracowały i pracują intensywniej na wschodnim krańcu polskich Karpat.

Przewaga osuwisk zboczowych nad dolinnymi w Karpatach Dukielskich wiąże się z ułożeniem warstw w liczne łuski płasko na siebie ponasuwane. Poziomy źródeł pokładowych odgrywają wielką rolę przy tworzeniu się tych osuwisk. Źródła powstają w kontakcie grubolawicowych piaskowców z niżej leglymi ilastymi łupkami, co konstatujemy na czole każdej większej jednostki tektonicznej omawianego regionu.

Część III.

Osuwiska na Pokuciu w okolicach Kosowa i Zabłotowa.

Od lat sześciu przeprowadzam zdjęcia geologiczne na wschodnim Podkarpaciu. W tym czasie poznałem niemal wszystkie regiony tego obszaru mniej lub więcej dokładnie, zwracając zawsze baczną uwagę na zjawiska osuwania się zboczy. Wszystkie osuwiska podkarpackie związane są z ilastymi skałami różnych poziomów miocenu. Osuwające się zbocza obserwujemy dość często na obszarze antyklinorium podkarpackiego (fałdy jednostki słobódzkiej lub truskawieckiej), które budują: 1) formacja solna, 2) warstwy dobrotowskie oraz 3) pstre łupki i margle serii stebnickiej. Największe skupienie osuwisk dostrzegamy jednakże w obrębie płasko zalegających osadów tortonu przypodolskiej strefy Podkarpacia (synklinorium podkarpackie).

Podkreślić należy, że rozmieszczenie osuwisk w obrębie obu wspomnianych regionów jest bardzo nierównomierne. Osuwiska występują przede wszystkim w obszarach bardziej elewowanych i silniej rozciętych, trzymając się zboczy podmywanych przez wody płynące.

Szczególnie wiele osuwisk obserwowałem w południowej części Pokucia między Prutem, Czeremoszem, Pistynką i brzegiem Karpat. Dlatego w pracy niniejszej zapoznamy się pokrótce z tym regionem, co nam pozwoli na ogólne scharakteryzowanie osuwisk podkarpackich.

Scharakteryzowanie to będzie tym łatwiejsze, że niemal wszystkie znane mi osuwiska podkarpackie, można zaliczyć

do jednego zasadniczego typu. Różnice między poszczególnymi osuwiskami są z reguły tylko natury ilościowej i dotyczą: 1) szybkości ruchu mas, 2) głębokości do której ruch sięgnął, 3) formy zewnętrznej i rozległości obszaru wyruszonego z równowagi, 4) szczegółów rozwoju. Przyczyną ujednostajnienia typu osuwisk podkarpackich jest wielka monotonia w wykształceniu facjalnym podłoża, oraz równie wielka monotonia rzeźby.

Typowe dla Podkarpacia osuwiska to osuwiska zboczowe, które charakteryzuje powolne, ale długotrwałe spływanie powierzchownej partii skał ilastych lub ich zwietrzeliny. Rozwijają się one stopniowo, ogarniając coraz szersze i wyższe partie zboczy i powodują niejednokrotnie osiadanie wyżej leglych żwirów i glin terasowych. Osuwiska, które powstają na zboczu obok siebie rozrastając się powoli mogą się z czasem zlać w jedną całość. Niekiedy nawet napotykamy wzgórza opasane z dwu lub trzech stron nieprzerwanym łańcuchem osuwisk (np. rys. 19 Debesławce, Nr. 1).

Rozwój osuwisk podkarpackich zależy przede wszystkim od postępu erozji bocznej. O ile erozja wgłębna i charakter podłoża warunkują powstawanie tych zjawisk, o tyle erozja boczna przy współdziałaniu obfitych opadów jest głównym impulsem dla ruchu mas. Zmiany koryta rzecznego, które mogą zachodzić po każdej większej powodzi, powodują zawsze ożywienie się osuwisk świeżo podciętych, zaś ustalanie się tych od których rzeka się oddaliła.

Krótki szkic geologiczny i morfologiczny zbadanej części Pokucia.

(obacz fig. 18 i 19).

a) Opis geologiczny.

Geologiczna budowa Pokucia w części objętej moim zdjęciem, znaną jest w ogólnych zarysach dzięki pracom Rudolfa Zubera, Wiśniowskiego, Świderskiego i innych. Jak wiadomo występują tu przede wszystkim osady tortońskie, które składają się z szarych plastycznych iłów, oraz piasków, żwirów i zlepieńców karpackiego pochodzenia. Osady ilaste dominują w północno-wschodniej części omawianego obszaru, zaś piaski i żwiry trzymają się przede

wszystkim strefy przykarpackiej, tworząc potężną deltę, której jądro rozcina wpoprzek dolina Pistynki. W przełomie ukazują się grube ławice dobrze otoczonego żwiru karpackiego, skitowanego po części w zlepieniec. Grubość żwirowego jądra delty dochodzi do kilkuset metrów. Żwiry w skład jej wchodzące są dobrze otoczone i sięgają niejednokrotnie 50—80 cm średnicy, przewyższając wielkością i stopniem ogładzenia dzisiejsze otoczaki Pistynki.

Na znacznej przestrzeni południowego Pokucia, osady tortońskie leżą niemal zupełnie poziomo. Silne spiętrzenie, a nawet przewalenie warstw spotykamy jedynie wzdłuż południowo-zachodniej granicy tej formacji. Wybitnie zaburzona strefa formacji solnej i warstw stebnickich oddziela region tortoński od Karpat.

b) Opis morfologiczny.

Zbadany obszar odwadniają następujące rzeki: Czeremosz, Rybnica i Pistynka. Wody tych dorzeczy wcinając się w podłoże, wyrzeźbiły krainę wzgórzystą o wysokościach względnych dochodzących do 200 m w części południowo-zachodniej i do 120 m w części północno-wschodniej. Wzniesienie względne kulminacji wododzielnych waha najczęściej około 100 m. Spadki zboczy są dość zmienne. Obserwujemy zarówno nachylenia łagodne jak i strome. Te ostatnie występują zwłaszcza w dolnych częściach podciętych wzgórz.

Płaskie formy szczytowe oraz wyrównane wzniesienia względne wzgórz (90—120 m) pozwalają przypuszczać, że obszar południowego Pokucia przedstawiał dawniej krainę prawie równą, z której jedynie tu i ówdzie dźwigały się niewielkie wyniosłości. Towarzyszyły one przede wszystkim seriom bardziej odpornym, a więc żwirom i zlepieńcom tortońskim.

Na wierzchowinach w wysokości 90 do 120 m ponad dna dolin napotykamy często pokłady żwirów karpackich. W wielu wypadkach nie można jednakże rozstrzygnąć na pewno czy mamy do czynienia ze żwirem terasowym, czy też z eluwium płasko zalegającego tortonu. Formacja wspomniana zawiera bowiem wkładki żwirów karpackich niemal na całej zbadanej przestrzeni. Prócz tego w wielu odsłonkach dostrzegłem pojedyncze otoczaki, rozprószone wśród litych

iłów. Wydzieliłem zatem na mapach załączonych, specjalną kategorię żwirów o genezie niewyjaśnionej. Są to t. zw. „żwiry terasowe wątpliwe".

O ile wydzielenie najwyższych poziomów erozyjnych napotyka na znaczne trudności o tyle niżej ległe terasy dadzą się dobrze prześledzić. Wymienić należy terasę 35—40 m. Na wschód od Kosowa występuje ona na dziale wodnym między

Fig. 13.

Rybnicą a Czeremoszem, tworząc rozległą płaszczyznę pochylającą się wyraźnie w kierunku tej ostatniej rzeki. Na zjawisko to zwrócili już uwagę morfologowie prowadząc dawną Rybnicę przez Czerhanówkę i Kobaki w kierunku wschodnim, do doliny Czeremoszu. Duży fragment terasy 35—40 m zachował się również w widłach Pistynki i Luczki. W poziomie tej terasy leży też dział wodny między tymi rzekami w okolicy Pistynia.

Poniżej poziomu 35—40 m występuje grupa teras, które powstały przez rozcięcie niedawnego dna dolin, prawdopodobnie młodo-dyluwialnego wieku. Ta najmłodsza grupa teras występuje najwyraźniej w dolinie Pistynki, która płynie

świeżo wyżłobionym jarem 15 do 25 m głębokim. Poniżej krawędzi teras tworzących brzegi jaru, ukazują się piaski i zlepieńce tortońskie, przykryte pokładem żwiru 1 do 3 m grubym, nad którym spoczywa cienka warstwa piaszczystych glin. Grubą serię glin obserwowałem jedynie na brzegu doliny w Mykietyńcach. Ponad progiem skalnym 15 m wysokim zalega tam dwumetrowy pokład żwiru, po czym następuje seria glin do 8 m miąższa. Utwór ten w części dolnej jest wyraźnie warstwowany. Ku górze cecha ta zanika, zjawia się natomiast tendencja do pionowego pękania przypominająca loess.

Młode rozcięcie dna dolinnego zaznacza się również nad Rybnicą w obrębie Karpat oraz na przedgórzu w Kosowie. Rzeka ta płynie jarem wciętym 25 do 10 m w niedawne szerokie dno dolinne. Podobnie jak nad Pistynką krawędź tego jaru obniża się ku północnemu wschodowi. Poniżej Smodnej, gdzie dolina Rybnicy rozszerza się znacznie, znika terasa, która tworzy krawędź tego jaru. Nad Czeremoszem zachował się fragment rozciętego niedawno dna dolinnego na lewym brzegu w formie rozległej terasy, której wzniesienie względne wynosi w Kutach 20 m i obniża się stopniowo z biegiem rzeki.

c) Osuwiska.

Wynika z załączonych szkiców (rys. 18 i 19), że rozmieszczenie osuwisk w zbadanej części Pokucia, jest nierównomierne i zależy przede wszystkim od facjalnego wykształcenia tortonu. W części północno-wschodniej gdzie dominują iły, osuwiska są zjawiskiem częstszym i osiągają większe rozmiary niż w części południowo-zachodniej, zbudowanej w pierwszym rzędzie z piasków i żwirów. W obszarze południowo-zachodnim większe osuwiska grupują się niemal jedynie na północ od Kosowa dzięki zjawianiu się tu większych mas iłów pod piaskami i żwirami. Duży wpływ na rozmieszczenie osuwisk wywiera również erozja boczna. Osuwiska dostrzegamy najczęściej na stromych podciętych zboczach dolin asymetrycznych.

Wymienić należy przede wszystkim dolinę Prutu. Prawy stromy brzeg tej doliny obramowują rozległe osuwiska, które łączą się w litą strefę przerywaną jedynie dolinami bocznych

potoków. Lewy płaski stok doliny Prutu nie posiada wcale osuwisk. Tu zachowały się doskonale terasy rzeczne.

Wspominałem już powyżej, że osuwiska podkarpackie należą prawie wyłącznie do osuwisk zboczowych. Ich wielkość bywa bardzo rozmaita. Niejednokrotnie dochodzą one znacznych wymiarów (ponad 1 kilometr kwadratowy powierzchni). W morfologii osuwisk omawianych uderza brak

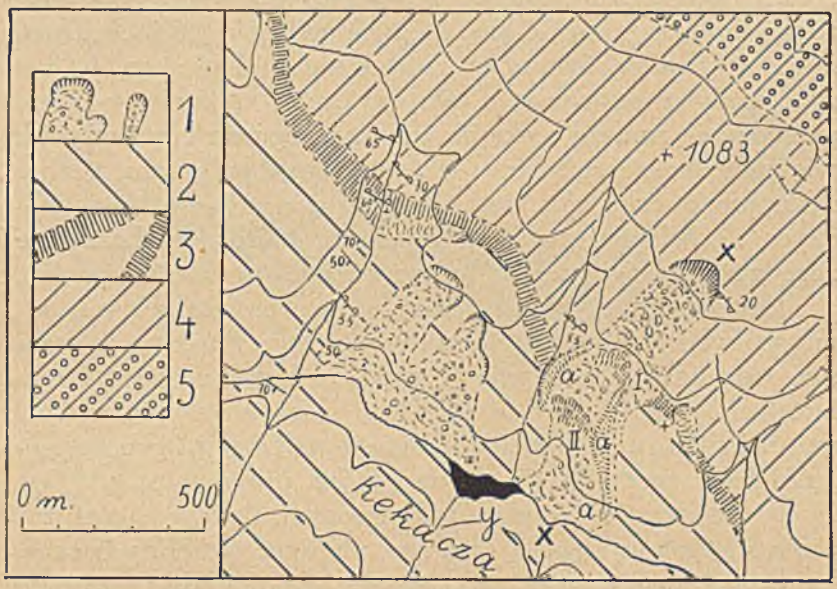


Fig. 14.

wielkich nisz w formie głębokich kotłów, co zbliża je do karpackich osuwisk zboczowych. Górną ich granicę stanowi również mniej lub bardziej wyraźny próg tylni od jednego do kilkudziesięciu metrów wysoki. Próg ten przebiega prostolinijnie lub lekko łukowato, a jeśli towarzyszy krawędzi terasy, stosuje się do jej przebiegu. Zdarza się często, że tylny próg osuwiskowy składa się z girlandy mniejszych i większych łuków, zwróconych stroną wypukłą ku górze (rys. 19. 1, 2, 3, 4). Poszczególne luki ograniczają niewielkie i płaskie nisze osuwiskowe.

Masy osuwiskowe poniżej progu tylnego wykazują stale strukturę fluidalną, o falistych nierównościach zaznaczonych słabiej lub silniej. W zagłębieniach terenu tworzą się często

bagna lub niewielkie stawki. Owalne stawki występują w wielkich ilościach w zachodniej części osuwiska Nr. 3 na rysunku 19. Ruchome zbocza pocięte licznymi otwartymi szczelinami napotykamy rzadko. Szczeliny te świadczą zawsze o świeżym i wzmożonym osiadaniu mas.

Rozwój osuwisk podkarpackich jest związany przede wszystkim z czynnikami klimatycznymi i erozyjnymi. Jest rzeczą powszechnie znaną, że wzmożone opady potęgują zdolność poruszania się mas ilastych na pochyłościach. Dużą rolę odgrywa tu również erozja boczna wód płynących. Koryta odpływowe tych wód ulegają często zatkaniu w czasie powodzi, co zmusza rzekę do zmiany biegu na mniejszej lub większej przestrzeni. Nowe zbocza ulegają podcięciu, a stare zasklepione osuwiska odmładzają się. Tu i ówdzie rozpoczyna się osiadanie mas na zboczach, które dotychczas nie zdradzały śladów ruchu i były uważane za zupełnie pewne.

Zewnętrzny wygląd osuwisk świeżo powstałych lub odmłodzonych jest bardzo charakterystyczny. Przecina je gęsta sieć szczelin, które sięgają w spód do kilku metrów. Czem bliżej czoła osuwiska tym szczeliny są bardziej rozwarte, aż wreszcie masa osiadająca rozbija się na szereg brył i nieregularnych piramid ziemnych, które przypominają żywo zwały i iglice lodu na progu lodowcowym. Po obu bokach ruchomych mas występują wówczas wyraźne szczeliny boczne, które są jednakże stale zamknięte. Dzięki osiadaniu osuwiska szczeliny boczne zmieniają się w progi boczne, które w górze łączą się z progiem tylnym. Ruch osuwisk podkarpackich jest bardzo powolny, dotychczas jednakże nie czyniono żadnych pomiarów w tym względzie. Wiadomem jest natomiast, że ruch ten może być bardzo długo trwały, uniemożliwiając normalne użytkowanie obszaru osiadającego na przeciąg wielu lat. Z czasem szczeliny zasklepiają się, osuwisko ustala się, wykazując jedynie drobne lokalne ruchy po większych deszczach lub roztopach. Jednym z najważniejszych warunków ustalenia się osuwiska jest odwrócenie wód płynących od zbocza podmywanego, co następuje niekiedy w sposób naturalny, lub sztuczny dzięki regulacji rzeki.

Wielkie obszary osuwisk podkarpackich takie, jakie ob-

serwujemy np. na prawym brzegu Prutu nie powstają zazwyczaj od razu. Rozwój ich jest stopniowy i odbywa się etapami przez sporadyczne osuwanie się mas stosunkowo niewielkich. Masy te odrywają się od zbocza powyżej progu tylnego, drążąc niejednokrotnie regularne półkoliste nisze. W ten sposób ruch osuwiskowy zagarnia stopniowo coraz większe obszary.

Na wschodnim Podkarpaciu specjalną odmianę stanowią osuwiska na brzegach teras rzecznych. Obfite źródła, które

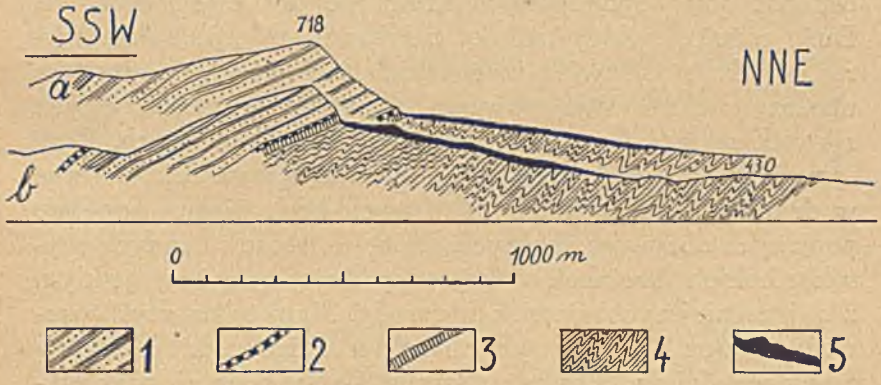


Fig. 15.

występują na kontakcie żwirów i niżej leglych ilastych utworów miocenu, odgrywają ważną rolę w powstawaniu i rozwoju tych osuwisk. Woda źródlana rozmiękcza zwietrzałe ilaste masy na powierzchni zboczy prowadząc często do tworzenia się powierzchownych złazisk, lub głębiej sięgających osunięć. W ślad za tymi zjawiskami obrywają się krawędzie teras na większej lub mniejszej przestrzeni.

Opisane dotychczas formy osuwisk podkarpackich zaliczyć można do jednego typu zasadniczego. Obserwujemy jednakże przypadki, które nie mieszczą się w granicach tego typu. Wspomnieć należy przede wszystkim o językach błotnych, powstających czasem poniżej złazisk i przypominających wyglądem włoskie *lama* [1]. Są to zjawiska rzadkie i słabo rozwinięte. Języki błotne spełzają po zboczu wzdłuż rynien odpływowych lub nie zależnie od nich. Ruch ich jest

bardzo powolny i uwydatnia się powstawaniem szczelin oraz przewalaniem się darni wzdłuż zawsze wyraźnie wypukłego czoła (rys. 10).

Zakończenie.

a) Porównanie osuwisk karpackich z osuwiskami alpejskimi.

Zjawiska osuwania się zboczy badano w Alpach już od dawna i poznano je dokładnie. W Karpatach ta dziedzina wiedzy jest dopiero w zaczątku. Szczegółowe porównanie osuwisk obu wspomnianych krain nie jest zatem możliwe. Duże różnice natury ogólnej zarysowują się jednakże wyraźnie. Świat osuwisk karpackich jest przede wszystkim uboższy w formy niż osuwiska alpejskie, a rozmiary tych zjawisk są mniejsze w naszych górach niż w Alpach. Przy tym inne typy dominują w krainie pierwszej, a inne w drugiej. W Karpatach fliszowych brak niemal zupełnie potężnych obrywów skalnych, które w Alpach i innych wysokogórskich krainach odgrywają dużą rolę i są jednym z najgroźniejszych zjawisk przyrody. Mam tu na myśli osuwiska skalne o lawinowym charakterze ruchu, którego chyżość dochodzi do 200 m na sekundę. Grupę tych zjawisk wydzielił A. H e i m [5] pod nazwą „Felsstürze“ (obrywy) i podzielił ją na cztery typy (Steinschlag, Schlipfsturz, Bruchsturz, chronischer Felssturz). W Karpatach fliszowych podobne zjawiska wydarzają się niewątpliwie bardzo rzadko i to tylko w najwyższych masywach górskich np. w Czarnohorze (osuwisko pod szczytem Szpyci, które w roku 1927 zniszczyło fabryczkę olejku kosodrzewinowego, zabijając kilku ludzi [16]).

Osuwiska dominujące w Karpatach fliszowych cechuje powolny i spokojny ruch mas, a zatem można je przydzielić do grupy „Rutschungen“ A. H e i m a [5].

Różnice między Karpatami a Alpami należy odnieść w pierwszym rzędzie do różnic w charakterze rzeźby, oraz strukturalnych czynników podłoża, jakkolwiek dużą rolę mogą tu odgrywać też różnice w opadach atmosferycznych, które w Alpach są większe niż w Karpatach na tych samych wysokościach.

Alpy to typowa kraina wysokogórska o bardzo urozmai-

conych formach skalistych grzbietów, które opadają stromymi przepaścistymi zboczami kilkakroć wyższymi niż zbocza grzbietów karpackich. Karpaty fliszowe reprezentują krainę gór średnich. Charakter ich rzeźby jest bardzo jednostajny, a wysokości względne i nachylenia zboczy znacznie mniejsze niż w Alpach. Stoki górskie pokryte są roślinnością, a partie skaliste występują rzadko na niewielkich przestrzeniach. Karpaty fliszowe składają się z osadów bardzo mało urozmaiconych i niezbyt odpornych co stanowi dalszy kontrast z Alpami.

Łupki ilaste odgrywają w budowie Alp rolę na ogół bardzo nieznaczną. Inaczej jest w Karpatach, gdzie łupki ilaste występują naprzemian z cienkimi lub grubymi ławicami piaskowca w każdej serii skalnej. Ten nadmiar substancji ilastej, ułatwia wprawdzie tworzenie się osuwisk, sprzyja jednakże ruchom powolnym i długotrwałym, odnawiającym się z łatwością.

b) Porównanie osuwisk karpackich z podkarpackimi.

Osuwiska podkarpackie cechuje wielkie ubóstwo form, co uderza odrazu przy porównaniu tego regionu z Karpatami. Poza małymi wyjątkami, mamy na Podkarpaciu do czynienia tylko z jednym typem osuwisk, który opisałem wyżej z obszaru pokuckiego. Ubóstwo form osuwiskowych na Podkarpaciu wytłumaczyłem powyżej charakterem i monotonią rzeźby oraz jednostajnością skał podłoża, jeszcze większą niż we fliszu karpackim.

Podkarpacie jest krainą osuwisk zboczowych. Zbliżają się one pod wieloma względami do osuwisk, które w Karpatach towarzyszą często czołom nasunięć. Zjawiska omawiane upodabniają do siebie: 1) niektóre cechy morfologiczne (struktura powierzchni, wyraźnie zaznaczony próg tylny i ogólny zarys powierzchni obszaru osuwiskowego, który jest owalny lub wydłużony w kierunku poprzecznym do ruchu mas), 2) powolny rozwój osuwiska.

Między osuwiskami zboczowymi typowymi dla Karpat i Podkarpacia zachodzą jednakże pewne różnice, z których ważniejsze są następujące: 1) Osuwiska zboczowe karpackie rozwijają się z reguły w dolnych częściach zboczy zbudowa-

nych z ilastych łupków. Podkopują one strome, górne części zbocza, powodując sporadyczne ześlizgiwanie się większych lub mniejszych mas skalnych, utworzonych najczęściej z odpornych piaskowców. Masy te osiadają poniżej w formie progów i kier, lub rozsypując się na gruz tworząc różnokształtne nasypy (wały i owalne wzgórza). Podobne zjawiska obserwujemy na Podkarpaciu bardzo rzadko i na mniejszą skalę. 2) Osuwiska zboczowe Karpat układają się z reguły w strefy podłużne, towarzyszące czołom nasunięć. Osuwiska Podkarpacia trzymają się natomiast podciętych zboczy asymetrycznych dolin, zarówno podłużnych jak i poprzecznych.

c) Regionalizm w rozmieszczeniu i zróżnicowaniu osuwisk.

W dwu ustępach powyższych przeprowadziłem porównanie osuwisk karpackich z alpejskimi i podkarpackimi, w najogólniejszych zarysach. Chodziło przede wszystkim o okazanie, jakiego rzędu różnice mogą zachodzić między osuwiskami różnych jednostek geologicznych i morfologicznych, przy warunkach klimatycznych nie różniących się skrajnie. Przekonaliśmy się, że każda z porównywanych krain ma swój odrębny świat osuwisk. Charakter tych światów związany jest przede wszystkim z rzeźbą i czynnikami strukturalnymi podłoża. Sądzę, że różnice klimatyczne są zamałe, aby mogły tu odgrywać rolę decydującą.

Nawiązując do uogólnień powyższych, zadaniem ustępu niniejszego jest zwrócić uwagę na problem regionalnego zróżnicowania zjawisk osuwiskowych w obrębie jednej i tej samej krainy. Zróżnicowanie to pozostaje również w związku z regionalnymi zmianami rzeźby i struktury geologicznej. Można je ująć w formie trzech następujących zagadnień:

1) Zmienność w zagęszczeniu osuwisk zależnie od regionu (przez zagęszczenie osuwisk rozumiem stosunek powierzchni zajętej przez te zjawiska do powierzchni wolnej).

2) Regionalne rozmieszczenie poszczególnych typów osuwisk i jego przyczyny.

3) Zmienność jednego i tego samego typu osuwisk zależnie od regionu.

Problemy powyższe zarysowują się już w materiale obserwacyjnym, który przedstawiłem w niniejszej pracy. I tak

mapy załączone (rys. 16, 17, 18 i 19) udowadniają, że zagęszczenie osuwisk ulega dużym wahaniom w Karpatach i na Podkarpaciu. Przekonaliśmy się również, że pewne typy osuwisk grupują się odrębnie, tworząc niejednokrotnie zwarte zespoły. Tak np. w okolicy Żabiego pewne osuwiska zboczowe występują tylko wzdłuż czoła nasunięcia czarnohorskiego, zaś różnego typu osuwiska dolinne obserwujemy przede wszystkim w karpackiej depresji centralnej.

Problem zmienności jednego i tego samego typu osuwisk uwydatnia się w części opisowej stosunkowo najsłabiej. Wynika on z porównania obserwacyj z różnych okolic, chociażby Karpat Dukielskich z Huculskimi.

Głos w sprawie trzech omówionych problemów rezerwuję sobie na przyszłość, gdy ilość obserwacyj będzie odpowiednio duża. W obecnym stadium badań nie możemy pokusić się o podział Karpat na regiony osuwiskowe nawet najbardziej schematycznie ujęte. Nie możemy również podać żadnej próby systematycznej klasyfikacji osuwisk, bez narażenia się na opuszczenie jakiejś ważnej kategorii zjawisk, której być może jeszcze nie znamy. Nie możemy tym bardziej scharakteryzować regionalnej zmienności poszczególnych kategoryj osuwisk i określić czynników, które zmiennością tą rządzą.

d) Wpływ osuwisk na charakter rzeźby Karpat.

Jest rzeczą znaną powszechnie, że osuwiska wywierają wpływ odmładzający na charakter rzeźby danego obszaru (tworzenie się wielkich stromości w górnych częściach zboczy, powstawanie ścian i progów skalnych, tworzenie się stawów i jezior w zabarykadowanych częściach dolin, lub w bezodpływowych zaklęsłościach nasypów osuwiskowych).

Znamiennym i podkreślanym jest również fakt, że krajobraz osuwiskowy przypomina żywo rzeźbę gór, które uległy zlodowaceniu. Kotły nisz osuwiskowych są zupełnie podobne do cyrków lodowcowych. Brzeżne wały osuwisk przypominają moreny, zaś języki ziemne naśladują łudząco lodowce typu alpejskiego, zwłaszcza jeśli osuwisko jest świeże i pokryte szczelinami. Niektórzy autorowie stwierdzają nawet, że niema ostrej granicy między osuwiskami a lodowcami ze względu na formy przejściowe, łączące te dwie kategorie zja-

wisk (ubogie w lód lodowce przeładowane materiałem skalnym [10]).

Przechodząc do Karpat fliszowych stwierdzić należy, że wpływ osuwisk na szczegóły urzeźbienia jest regionalnie zmienny i zależy przede wszystkim od ilości tych zjawisk, ich wielkości i charakteru.

Jeśli w danej okolicy osuwiska pewnego typu należą do zjawisk bardzo częstych, wówczas wyciskają one swoiste piętno na niektórych szczegółach rzeźby. To piętno pogłębia różnice morfologiczne między daną okolicą i obszarami sąsiednimi, gdzie dominują inne typy osuwisk, lub gdzie zjawiska osuwania się zboczy zachodzą bardzo rzadko. Tak np. stwierdziłem już kilkakrotnie, że depresja centralna okolic Żabiego wyróżnia się wielkim rozwojem osuwisk dolinnych. Debry źródłowe przekształciły się tu w bardzo wielu wypadkach w kotły nisz osuwiskowych. Górne odcinki dolin poniżej, zasypane skalnym gruzem, są szerokie i wykazują dno płaskie lub wypukłe, którego jednym lub obu brzegami płyną potoki. Poprzeczny profil tych odcinków wykazuje wyraźną formę U tak charakterystyczną dla dolin zlodowaconych. Profil poprzeczny dolin zmienia się nagle po niżej czoła języka ziemnego, przybierając formę V, wciętą nieraz bardzo ostro. Dno dolinne jest tu zazwyczaj tak wąskie, że całą jego szerokość wypełnia strumień. Ze zmianą profilu poprzecznego łączy się często zmiana profilu podłużnego, która zaznacza się nagłym zwiększeniem nachylenia dna dolinnego po niżej osuwiska. Dzięki temu tworzy się wypukłe załamanie spadku mniej lub więcej wybitne. Widzimy zatem, że języki osuwiskowe podobnie jak języki lodowcowe, tamują postęp normalnej erozji wgłębnej, sprzyjają zaś erozji bocznej, przez spychanie wód płynących na brzegi doliny. Szczególnie silnym objawem zahamowania erozji wgłębnej jest zawieszenie dolin bocznych, zasypanych całkowicie przez osuwiska, nad doliną główną, rozwijającą się normalnie. W okolicach Żabiego zawieszenie to bywa bardzo wyraźne (np. niektóre boczne debry potoku Wipcze), prowadząc do tworzenia się wysokich progów ujściowych.

Skoro mowa o przekształcaniu form dolinnych przez osuwiska, należy wspomnieć o stawach i jeziorach, które powstają przez zabarykadowanie rynny erozyjnej przez masy

skalne, wyrwane ze zbocza. Zjawiska te dobrze są znane z Alp (Bergsturzseen), gdzie wyróżniono dwa typy jezior osuwiskowych: trwałe i przemijające.

Jeziorka osuwiskowe zaporowe należą w Karpatach do zjawisk bardzo rzadkich. Są to z reguły jeziorka przemijające, a więc krótkotrwałe. Ślady tych jeziorek zachowują się jednakże długo w formie wybitnego rozszerzenia i spłaszczenia doliny powyżej barykady osuwiskowej. Wspomnieć należy przede wszystkim o jeziorze Szybeny w dorzeczu Czarnego Czeremoszu, które powstało przez zawalenie doliny masami osuwiska z pod szczytu Gropa, jak to niedawno wykazał B. Świderski [14]. Wody tego jeziora dziś sztucznie spiętrzonego służą do spławiania drzewa.

W Karpatach Huculskich obserwowałem również osuwisko, które zabarykadowawszy dolinę potoka utworzyło swego czasu staw niewielkich zresztą rozmiarów. Osuwisko to wydarzyło się na zachód od Hryniawy na lewym zboczu doliny Kekacza, której wody uległy spiętrzeniu (rys. 14). (Osuwisko wspomniane mierzy około jednego kilometra długości. Wyruszyło ono wielkie masy warstw górnoszypockich. Katastrofa wydarzyła się co najmniej przed kilkudziesięciu laty, o czym świadczy las świerkowy, otulający zwały gruzu skalnego. Nagie ściany niszy tego osuwiska obsypują się jeszcze ciągle, zaś język zdradza wyraźne oznaki wtórnego osiadania, które dało początek dwu progom osuwiskowym. Po obu brzegach języka dostrzegamy wały brzeżne, z których prawy rozwinął się szczególnie silnie).

Rozpatrując wpływ osuwisk różnego typu na rzeźbę karpacką nie można pominąć pewnej kategorii osuwisk zboczowych. Rozchodzi się o opisane w pracy niniejszej osuwiska, które towarzyszą czołom wielu nasunięć karpackich, łącząc się niejednokrotnie w lite podłużne strefy. Przykładem tego typu jest osuwisko na północnych zboczach Cergowej Góry koło Dukli. Urwista górna część stoków wspomnianego grzbietu zbudowana jest z gruboławicowych piaskowców serii menilitowej, podścielonych rogowcami i ilastymi łupkami eocenu. Kompleks ten nasuwa się na silnie ilaste warstwy krośnieńskie, które tworzą dolną część zbocza (obacz profil rys. 15). Osuwisko rozwija się przede wszystkim w strefie kontaktowej ilastych łupków z wyżej leżącymi warstwami

strzaskanych rogowców i porowatych również wodonośnych piaskowców (piaskowce cergowskie). Sporadyczne osuwanie się i obsypywanie wspomnianych rogowców i mas piaskowca. przy stosunkowo dużej odporności tych warstw utrzymuje ciągle znaczną stromość zbocza. Spadki szczególnie ostre występują wzdłuż tylnego progu osuwiska, gdzie nagie ścianki skalne ukazują się w wielu miejscach. Materiał osuwiskowy gromadzi się w dolnej płaskiej części zbocza, a jego dalszym odtransportowywaniem zajmują się drobne wtórne osunięcia. ruchy złaziskowe i wody płynące. Działanie normalnej erozji i denudacji jest wstrzymane w dolnej części zbocza, gdzie dominuje proces akumulacyjny. Zjawiska osuwiskowe potęgują w ten sposób kontrast między obu częściami stoku, dolną zbudowaną z warstw miękkich i górną utworzoną przez serię odporną.

A zatem wpływ osuwisk omawianego typu potęguje oddziaływanie denudacji selektywnej i przyczynia się wyraźnie do silniejszego zaakcentowania czynników strukturalnych w morfologii zboczy.

e) Uwagi o gospodarczym znaczeniu osuwisk.

Niemal w każdej pracy o osuwiskach wspomina się o ich znaczeniu gospodarczym, opisując zniszczenie mienia ludzkiego. Rozmiary szkód pozostają jednakże poza możliwościami nawet przybliżonej oceny jeśli chodzi o Karpaty i Podkarpacie. Nie mamy zupełnie publikowanych zestawień nawet dla niewielkich obszarów ważniejszych gospodarczo.

W każdym razie stwierdzić należy, że szkody wyrządzane przez osuwiska w Karpatach i na Podkarpaciu, są znacznie większe niżby to można było wnioskować z wiadomości, które przedostają się do prasy, lub z nielicznych dotychczasowych publikacyj. Zniszczeniu ulegają pola uprawne, łąki, pastwiska, lasy, domy mieszkalne, zabudowania gospodarskie i linie komunikacyjne. Praca K. Steckiego [13] świadczy jak znaczne szkody mogą wyrządzać drobne osuwiska, które pojawiają się masowo pod wpływem silniejszych impulsów klimatycznych. Autor ten zaobserwował na niewielkiej stosunkowo przestrzeni 56 małych osunięć po

ulewach lipcowych w roku 1934. Jedno z nich nawet zrzuciło z fundamentów i zgniotło dom mieszkalny.

Jest rzeczą znamienną dla niektórych okolic karpackich, że chaty i zabudowania gospodarskie padają stosunkowo często ofiarą ruchu zluźnionych mas zwietrzeliny lub skały. Przyczyną tego jest zupełny brak świadomości u górali o możliwości katastrofy na obszarach starych osuwisk, których oni nie rozróżniają o ile nie są dostatecznie wyraźne lub w tradycji zachowane. Tak naprzykład w okolicy Żabiego pospolicie natrafia się zbocza, na których osadnictwo trzyma się wyłącznie lub prawie wyłącznie starych mas osuwiskowych. Nachylenie terenu jest tu bowiem mniejsze niż w sąsiedztwie, a materiał skalny dobrze przerobiony i zwietrzały nadaje się pod uprawę.

Mógłby ktoś powiedzieć, że osuwiska wyrządzają wprawdzie dużo szkody, nie odgrywają jednakże niemal żadnej roli w życiu gospodarczym naszych gór. Oponent miałby rację. Podkreślić jednakże należy, że poziom gospodarczy tych gór poza małymi wyjątkami jest jeszcze bardzo niski. W miarę jak poziom ten będzie się podnosił, znaczenie osuwisk będzie szybko wzrastać. Stopniowo zagęszczą się linie komunikacyjne, w większych ośrodkach klimatycznych będzie się przeprowadzać różne kosztowne inwestycje, a ceny ziemi i znikającego powoli lasu będą rosły. Wówczas specjalne badanie niektórych osuwisk okaże się koniecznością, a ustalanie wielu ruchomych zboczy będzie czynnością celową.

Nie jest moją rzeczą ani specjalnością zajmować się metodami ustalania różnych osuwisk karpackich czy też podkarpackich. Chcę jedynie stwierdzić, że cały szereg ruchomych zboczy można będzie przywrócić normalnej gospodarce przez dokonanie zabiegów stosunkowo prostych i mało kosztownych. Mam tu przede wszystkim na myśli ujęcie i powierzchowne odprowadzenie źródeł, szybkie usuwanie nadmiaru wód opadowych i regulację rzek, przynajmniej w niektórych odcinkach, aby zapobiec podmywaniu zagrożonych stoków.

Oczywiście nie każde osuwisko da się opanować, zwłaszcza jeśli chodzi o ruchy wielkich mas skalnych, które rozpoczęły już proces osiadania, sięgający głęboko w zbocze.

W tym wypadku geolodzy ograniczają się do systematycznych obserwacyj wzmagającego się ruchu i będą mieli na celu ostrzec zainteresowanych przed grożącym niebezpieczeństwem. W wielu wypadkach będzie można uprzątnąć rozebrane w czas zabudowania, lub wyciąć las, któremu grozi zasypanie.

Lwów, luty 1936.

SPIS LITERATURY.

Ouvrages consultés.

1. R. Almagià. Studi geografici sulle franc in Italia. Mem. d. Soc. Geogr. Ital. Voll. II. 1910.
2. F. Becke. Ueber die bei Czernowitz 1884/85 stattgefundenen Rutschungen. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1885, pag. 397, Wien.
3. J. Blaut i R. Zuber. Katastrofa w Duszatynie. Czasop. Techniczne. Lwów, 1907, pag. 218.
4. J. Blaut i R. Zuber. Die Bergrutschung in Duszatyn. Wochenschrift für Oeffentl. Baudienst. 1908. H. 11, pag. 201.
5. A. Heim. Bergsturz und Menschenleben. Vierteljahrschrift d. Naturforsch. Gesell. in Zürich. Jahrg. 77, H. 3—4, 31. XII. 1932.
6. Cz. Kuźniar. Geologischer Bau der Kalisalzlagerstätte von Stebnik. Bull. Acad. Pol. d. Sc. et d. Lettr. sec. A. Kraków, 1932, pag. 188.
7. W. Łoziński. O osuwaniu się gliny w Tymowej w brzeskim powiecie. Sprawozd. Kom. Fizjogr. Akad. Um. Kraków, 1909. Cz. III, pag. 55.
8. W. Łoziński. O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie. Rozprawy Wydz. mat.-przyr. Akad. Um. Kraków, t. 9, ser. A., 1913.
9. W. Penck. Die morphologische Analyse. Geogr. Abhandl. zweite Reihe, H. 2, Berlin, 1924.
10. L. Sawicki. Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w roku 1913 w Galicji zachodniej. Rozprawy Wydz. mat.-przyr. Akad. Um. w Krakowie. T. LVI, seria A., 1917.
11. L. Sawicki. Die Szymbarker Erdrutschung und andere westgalizische Rutschungen des Jahres 1913. Bull. d. l'Akad. d. Sc. de Cracovie Cl. mat. natur. ser. A. 1916, pag. 314.
12. W. Schramm. Zsuwiska stoków górskich w Beskidach. Wielkie zsuwisko w lesie wsi Duszatyn ziemi Sanockiej. (Les éboulements des pentes montagneuses dans les Beskides. Le grand éboulement dans le forêt du village de Duszatyn). Kosmos, R. L. Lwów, 1925, page 1355.
13. K. Stecki. Zsuwy ziemne w Beskidzie zachodnim po ulewach w lipcu 1934 r. (Die Erdabstürze in den Westbeskiden im Juli 1934). Kosmos. R. LIX. Lwów, 1934, pag. 391.

14. B. Świderski. Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi. (Sur les éboulements dans les Karpates). Przegląd Geograf. (Revue Pol. d. Géogr.). T. XII, Warszawa, 1932.
15. B. Świderski. Zarys morfologii polskich Karpat fliszowych. (Aperçu sur la morphologie des Karpathes du Flysch). Przegląd Geogr. (Revue Pol. d. Géogr.). T. XIV, z. 1—2, Warszawa, 1934.
16. H. Teisseyre. Kilka drobnych obserwacyj morfologicznych w Karpatach. (Certaines observations morphologiques dans les Karpates). Przegląd Geogr. (Revue Pol. d. Géogr.). T. IX, Warszawa, 1929.
17. H. Teisseyre. Osuwisko koło Spasa nad Dniestrem. (Ein Bergrutsch bei Spas am Dniestr in den Karpaten). Czasopismo Geogr. T. IX, z. 1, Lwów, 1931.
18. H. Teisseyre. Terasy Czeremoszu w okolicy Żabiego. (Les terrasses du Czeremosz aux environs de Żabie). Wiadomości Geograficzne. R. XI, z. 1—2. Kraków, 1933.
19. H. Teisseyre. Osuwisko w Krasnoili. (Un éboulement à Krasnoila dans les Karpates Polonaises Orientales). Czasopismo Geogr. T. XII, z. 2, Lwów, 1934.
20. H. Teisseyre. Dalsze spostrzeżenia nad osuwiskiem w Krasnoili. (Nouvelles observations sur l'éboulement à Krasnoila, Karpates Polonaises Orientales). Sprawozd. P. I. G. T. VIII, z. 2. (Bull. d. Serv. d. Géol. d. Pologne. Vol. VIII, livr. 2). Warszawa, 1934.
21. H. Teisseyre. Zarys budowy geologicznej Karpat dukielskich. (Sur la structure géologique des Karpates de Dukla). Sprawozd. P. I. G. T. VII, z. 2. (Bull. d. Serv. Géol. d. Pologne Vol. VII, livr. 2). Warszawa, 1932.

RÉSUMÉ.

En exécutant les levées géologiques dans les Karpates et les Subkarpates, l'auteur a eu l'occasion d'étudier les éboulements dans les régions suivantes:

1) Les environs de Żabie.
2) Les environs de Dukla.
3) L'Avant-pays des Karpates de Pokucie entre les fleuves: Prut, Czeremosz et Pistynka.

Les observations concernant les dites régions sont classées dans la présente étude de manière suivante:

1) Registre cartographique des éboulements avec notion générale de leur forme, sur les cartes en échelle 1:25.000.
2) Description générale des formes des éboulements.
3) Description de la structure des éboulements.
4) Mésurages de l'épaisseur des éboulements.

5) Observations concernant les mouvements contemporains des masses écroulées.

6) Etude des phénomènes qui caractérisent l'évolution des éboulements.

7) Etude des causes qui provoquent l'éboulement des pentes — spécialement de l'érosion et de la structure géologique.

Il n'est pas à douter, que les observations ainsi notées ne peuvent servir que pour une esquisse générale sur les éboulements de la région en question. Cette esquisse est obligée d'être suivie d'un nombre d'observations locales et détaillées, pour fournir la base des recherches synthétiques.

Description des éboulements dans les environs de Żabie et de Dukla.

Notre description concerne les éboulements les plus fréquents et les plus caractéristiques, sans tenir compte des phénomènes moins importants.

a) Des éboulements d'un type très caractéristique accompagnent fréquemment les fronts des unités de charriages karpatiques. Leur fréquence est parfois si grande, qu'ils se confondent en larges zones longitudinales de grande étendue. (Zone d'éboulements le long du front du charriage de Czarnohora, environs de Żabie; éboulements qui accompagnent les éléments charriées de Dukla—Wola Michowa).

Les éboulements en question se forment sur des versants où les couches de grès à gros bancs, résistants et aquifères — sont superposées aux schistes argileux. Les couches plongent vers le versant, ou bien elles sont horizontales, ce qui est plus rare. Les éboulements de ce type ne présentent jamais de niches d'arrachement qui soient bien développées. Ils sont entaillés dans la pente le long d'un seuil, qui est plus ou moins parallèle à la direction des couches. Ce seuil „postérieur" est rectiligne, ou bien il forme un arc légèrement concave vers le bas et parfois fissuré par les niches des éboulements secondaires.

Les formes des éboulements qui longent les fronts des charriages sont souvent ovales, le diamètre de leur longueur, mesuré dans la direction du mouvement est moindre, que celui de leur largeur.

Les éboulements en question se forment de manière suivante: La partie superficielle des schistes argileux du soubas-

sement — qui est fortement désagrégée — glisse lentement mais continuellement vers les parties inférieures des versants. Les couches superposées de grès resistants, minées par ce processus lent, mais persistant, cèdent et s'écroulent de temps en temps. Les masses écroulées s'accumulent à peu de distance, au-dessous du seuil de l'éboulement, ou bien elles forment des remparts et des cônes d'éboulis. Les grès à gros bancs et les silex glissent souvent sans se demembrer en éboulis, et on les retrouve plus bas en forme de grands blocs. (Quelques éboulements de la région de Dukla).

Les éboulements de ce type évoluent lentement, elles embrassent successivement des parties des versants de grande étendue, et finissent par attaquer la ligne de partage des eaux.

b) Un autre type d'éboulements qui diffèrent totalement par la forme extérieure et par la manière d'évoluer — est fortement répandu dans la Dépression Centrale de Karpates, près de Żabie. Cette Dépression est constituée principalement des schistes à ménilithes et de couches de Krosno [1]). Les deux séries sont fortement redressées et plissotées. Les éboulements de cette région n'accusent aucune relation avec l'angle du plongement des couches ni avec l'intersection des couches sur les pentes. Ces éboulements sont fréquents dans les vallons abrupts, entaillés dans les versants des vallées transversales ou subséquentes.

Dans les environs de Żabie (Dépression Centrale de Karpates) deux types d'éboulement de ce genre sont le plus fortement répandus. Le type le plus caractéristique est donné par une niche d'arrachement et par une coullée de pierre et de boue. Cette coullée est composée de débris de grès et de schistes écroulés (voir la note de l'auteur sur un éboulement à Krasnoilla). Les arrachements se repètent de temps en temps, en attaquant continuellement les parties des versants en amont de la niche ancienne. Les limites de l'éboulement remontent en haut vers la ligne de partage des eaux, pour l'interrompre finalement.

Un autre type d'éboulements qu'on rencontre souvent dans les environs de Żabie — est constitué d'une coulée d'éboulis, mais la niche d'arrachement en forme de cirque y fait

[1]) Oligocène.

défaut. La coulée d'éboulis vient d'être alimentée par les produits de désagrégation des roches, qui descendent lentement le long des versants.

Les éboulements en question donnent l'impression des masses qui sont relativement bien stabilisées. Des champs cultivés, des pâturages, des forêts les recouvrent; des fermes des montagnards sont situées fréquemment sur leur terrain. De temps en temps il arrive, que les mouvements éboulants, quoique sporadiques, atteignent une puissance assez grande pour détruire tout ce que se trouve sur la surface des éboulements.

Les éboulements de ce type qui soient continuellement en mouvement sont assez rares, on les reconnait aisément, car ils sont toujours couverts des crevasses (fissures) transversales. Le tassement secondaire des éboulements est le plus fréquent dans leur partie frontale, entaillée par les eaux coulantes.

Le front de la coulée de pierre et de boue avance ou récule, sa position dépend des facteurs climatiques. Ces facteurs déterminent la vitesse des procès de désagrégation et de dénudation et, en outre, la faculté transportive des eaux coulantes.

Les coulées de pierre et de boue qu'on observe aujourd'hui dans les environs de Żabie — avaient une plus grande extention dans le Pléistocène. Les traces de leur limites frontales sont parfois visibles au-dessous de leurs limites contemporaines, sur de terrasses dont la hauteur relative varie entre 10—20 m. Les terrasses en question peuvent être parallélisées avec celles du Prut karpatique (10—20 m de hauteur relative).

La terrasse du Prut en question est couverte — selon les travaux de B. Ś w i d e r s k i — d'un cône fluvioglaciaire et des moraines, datées Varsovien I.

L'auteur suppose, que l e p r o c è s d e s o l i f l u c t i o n a eu une grande influence sur le développement de coulées de boue. Dans le Pléistocène — les crêtes karpatiques — dépourvues de végétation étaient fortement attaquées par le procès de désagrégation mécanique. Les versants entaillés dans les roches argileuses fournissaient un grand nombre de débris, ce qui est singulièrement favorable à la solifluction. Les

masses de débris qui descendaient le long des pentes, glissant sur un sol continuellement gélé — encombraient les fonds des vallées et des vallons, en y formant des coulées de pierre et de boue. Les eaux coulantes y faisaient défaut, l'écoulement était abondant seulement dans la période de fonte de neige, mais les eaux descendaient vite sur un sol gélé sans s'y pouvoir infiltrer.

Les éboulements subkarpatiques.

Au cours de ses recherches dans les Subkarpates Orientales, l'auteur a eu l'occasion d'étudier les éboulements de ce pays. La région dite Pokucie — où ces phénomènes sont fortement répandus — lui a fourni beaucoup d'observations. Presque tout les éboulements subkarpatiques présentent un seul type caractéristique. Les parties éboulées se répandent successivement sur des versants entiers, leur surface peut atteindre quelques km² environ. Les éboulements en question sont peu entaillés dans le sol et n'affectent que les couches superficielles, fortement désagrégées et imbibées d'eaux. Ils ne démontrent presque jamais des grandes et profondes niches d'arrachement, leur limite postérieure est formée par un seuil. Ce seuil postérieur se joint aux seuils latéraux, qui se forment grâce au tassement des masses, le long des fissures latérales. Des glissements secondaires forment des petites niches demi-circulaires, au fond plat, qui entaillent les seuils postérieures des éboulements.

La forme de ces éboulements est généralement ovale, le diamètre de leur largeur est souvent plus grand que le diamètre de leur longueur (mesuré dans la direction du mouvement). Le mouvement des masses éboulées est le plus souvent très lent et de longue durée.

L'érosion latérale des eaux coulantes joue un rôle considérable dans l'évolution des éboulements subkarpatiques. Les masses écroulées anciennement et stabilisées depuis longtemps, recommencent à descendre et se couvrent de fissures, dès que le fleuve, après avoir changé de cours, se met à entailler les versants. Par contre, des masses chroniquement mobiles se raffermissent, si grâce à un changement du cours des eaux — l'érosion latérale vient de cesser. Les inondations ont donc une grande influence

sur l'évolution des éboulements subkarpatiques.

En étudiant la relation entre l'emplacement des éboulements subkarpatiques et la structure géologique du terrain — on peut conclure, que ces éboulements ne se relient jamais aux zones tectoniques, comme on l'observe si fréquemment dans les Karpates. Les éboulements sont groupés dans les régions fortement découpées, constituées des schistes argileux. Ils sont les plus fréquents sur les versants abrupts des vallées dissymétriques (subséquentes, transversales, ou obliques par rapport à l'allure des couches).

Problémes.

L'auteur vient de démontrer sur l'exemple des Alpes, des Karpates et des Subkarpates — la différence qui existe entre les types d'éboulements dans diverses régions géographiques. La parallélisation de ces types prouve, que chaque région géographique est caractérisée par des types différents et spéciaux. Si les conditions climatiques se ressemblent, les types d'éboulements dépendent surtout de la structure du terrain et de l'érosion fluviale. Les types d'éboulements varient de même manière que varient ces deux facteurs.

L'auteur ne saurait classifier les éboulements des Karpates du Flysch et des Subkarpates selon des systèmes déjà construits. Les observations étant encore peu nombreuses — il est difficile de créer un système à part pour les Karpates et les Subkarpates, sans courir le risque, que des phénomènes d'importance, ignorés jusqu'à présent — peuvent être ommis dans une classification prématurée.

Dans son étude présente l'auteur vient d'établir l'influence des éboulements sur les détails du relief karpatique. L'influence rajeunissante des mouvements éboulants sur le relief des montagnes est bien connue. Les formes du terrain ressemblent — grâce à la présence des niches d'arrachement, de grandes coulées de pierre et de boue, et des remparts latéraux — aux formes créées par une glaciation.

L'influence des éboulements sur le relief des Karpates peut être démontré assez souvent. Son rôle varie selon les régions, il dépend de l'étendue de terrains éboulés, de la fré-

quence du caractère des éboulements. Chaque type d'éboulements a une influence particulière sur le relief du sol.

Les éboulements ci-décrits, si fréquents dans la Dépression Centrale des Karpates, présentent une analogie frappante avec les glaciers des Alpes dans les cas, où la niche d'arrachement est assez profonde et la coulée de pierre et de boue est bien développée entre les remparts latéraux. Les masses écroulées encombrent dans ces cas les fonds des vallées, en repoussant les eaux coulantes vers les remparts latéraux. Le creusement est donc supprimé, le fleuve ne peut plus approfondir la vallée. Par conséquent, le profil transversal de la partie encombrée par l'éboulement est en U. Par contre, en aval de la limite frontale de l'éboulement — la vallée se retrécit de nouveau, son profil transversal est en V. Dans le profil longitudinal la limite de deux sections de la vallée est marquée par une rupture de pente. La rupture de pente en question est souvent visible, comme une convexité remarquable.

Dans les vallons des affluents les masses éboulées suppriment parfois l'érosions jusqu'à leur embouchure. Il en résulte, que les vallons des affluents sont suspendus au-dessus de la vallée principale, dont le profil longitudinal se développe de manière normale. Les sections terminales des vallons suspendus forment donc des seuils sur les versants de la vallée principale.

Le type d'éboulements qui se forment le long des fronts des charriages karpatiques exerce une tout à fait autre influence sur le relief du sol. Les éboulements en question sont groupés en zones longitudinales. Ils sont moins entaillés que les éboulements décrits auparavant, mais la déstruction dévaste un plus grand aréal. Le mécanisme de l'évolution de ces éboulements a été décrit. Il est à souligner qu'ils se développent aisément dans le contact de schistes argileux et de grès résistants et aquifères qui sont superposés aux schistes dans la partie raide des versants. Des glissements superficiels ont lieu continuellement dans les schistes argileux, en minant les couches superposées, ce qui cause des éboulements sporadiques. Les éboulements accentuent la rapidité de la partie supérieure des versants. (Cette rapidité était dès l'origine plus grande, grâce à la plus grande résistance des couches).

Les éboulis s'accumulent dans les parties inférieures des versants, au-dessous du seuil postérieur de l'éboulement, là où l'angle de la pente diminue rapidement. L'accumulation des éboulis le long de cette zone supprime les procès de l'érosion et de denudation normale, il en résulte que la pente y diminue de plus en plus. Les éboulements accentuent le contraste entre la rapidité de la pente dans les parties supérieures des versants, et l'inclinaison faible des parties inférieures.

Parmi les divers problèmes dont s'occupe l'auteur, il faut mentionner le fait de différenciation régionale des éboulements dans les Karpates et les Subkarpates. La différenciation en question résulte des particularités régionales du relief et de la structure géologique du sol.

Les observations de l'auteur permettent de formuler le programme de ses études prochaines comme suit:

1) Comment varie la densité des éboulements selon les régions structurelles et géographiques? (comme densité l'auteur comprend la relation entre la superficie des éboulements et la superficie du terrain normal).

2) Quelles sont les droits de repartition régionale de divers types des éboulements?

3) Comment varie chaque type spécial d'éboulements dans divers régions?

A la fin de sa présente étude l'auteur s'occupe de l'importance économique des phénomènes ci-décrits. Il est à remarquer, que dans quelques cas des glissements superficiels le mouvement pourrait être arreté aisément à l'aide de méthodes simples et peu expensives.

Objaśnienia figur.

Fig. 1.

Źródłowy obszar debry w łupkach menilitowych z językiem osuwiskowym (okolice Żabiego).

a) Główny język ziemny.
b) Boczny język ziemny.

Powyżej języków obszary złaziskowe.
(Bassin de réception d'un vallon avec une coulée de boue. Environs de Żabie, schistes ménilitiques).
a) Coulée de boue principale.
b) Coulée de boue latérale.

Fig. 2.

Osuwisko w łupkach menilitowych (okolice Żabiego na południe od Pohara).

a) Rozległa nisza porośnięta lasem.
b, b) Język ziemny rozcięty wtórnie na kilka części.
c) Język ziemny wypełniający dolinę na pierwszym planie.
d) Złazisko boczne.
(Un éboulement dans les schistes ménilitiques, aux environs de Żabie).
a) Niche d'arrachement couverte par la forêt.
b) Coulée de boue.

Fig. 3.

Osuwisko w łupkach menilitowych (okolice Żabiego na południe od Pohara).

a) Język ziemny.
b) Obszar złaziskowy.
c) Wrzynka prawobocznego potoka.
d) Nisza osuwiska.
e, e) Osuwiska boczne.
(Un éboulement dans les schistes ménilitiques aux environs de Żabie).
a) Coulée de boue.
b) Petit éboulement.
c) Bordure droite d'éboulement (le torrent droit).
d) Niche d'arrachement.
e, e) Quelques petits éboulements latéraux.

Fig. 4.

Drobne osuwiska w łupkach menilitowych w Żabiem.
(Deux petits éboulements, schistes ménilitiques, Żabie).

Fig. 5.

Osuwiska na prawym zboczu doliny Krasnoili.
(Deux anciens éboulements à Krasnoila).

a-a) Język osuwiskowy biegnący wzdłuż granicy serii menilitowej (na prawo) i eocenu (na lewo).
x-x) Nisza osuwiska.
c) Zachowana resztka skalnej ściany niszy zbudowana z rogowców.
b) Małe osuwisko w łupkach menilitowych.

Na obu osuwiskach widoczne progi).
a-a) Coulée de boue.
x-x) Niche d'arrachement.
c) affleurement de silex.
b) Un petit éboulement, schistes ménilitiques.

Fig. 6.

Dolna część osuwiska w łupkach menilitowych w Krasnoili.
Widoczne faliste nierówności na powierzchni osuwiska.
(Partie inférieure d'un éboulement à Krasnoila).

Fig. 7.

Górna część osuwiska w warstwach krośnieńskich, Żabie.
Widoczna fluidalna struktura powierzchni, oraz niewielkie nisze wtórnych osunięć x, x.
(Partie supérieure d'un éboulement, Żabie, couches de Krosno).

Fig. 8.

Osuwisko w Ilińcach (dolina Prutu na ESE od Kołomyi).
a-a) Tylny próg osuwiska.
b, b) Liczne stawki na obszarze osuwiskowym.
L'éboulement de Iliñce près de Kołomyja.
a-a) Bordure supérieure de l'éboulement.
b, b) Etangs nombreux sur le territoire de cet éboulement.

Fig. 9.

Krajobraz osuwiskowy na obszarze iłów tortońskich koło Kosowa.
Wyraźnie zaznaczają się tylne progi osuwisk oraz fluidalna struktura powierzchni mas osuniętych.
(Paysage d'éboulement sur les terrains des argiles tortoniennes près de Kosów).

Fig. 10.

Osuwisko zwietrzeliny ze świeżym językiem błotnym (obszar iłów pokuckich na północ od Kosowa).
Un petit éboulement avec une coulée de boue (argiles tortoniennes au Nord de Kosów).

Fig. 11.

Osuwisko w Zawadce Rymanowskiej na południe od Dukli.
K-K) Warstwy krośnieńskie.
m, m) Seria menilitowa.

R, R) Rogowce.
p. e.) Piaskowce z Mszanki (eocen).
Ł. e.) Łupki ilaste eocenu.
(L'éboulement a Zawadka Rymanowska au Sud de Dukla).
K-K) Couches de Krosno.
m, m) Schistes ménilitiques.
R, R) Silex.
p. e.) Grès de Mszanka. Eocène.
Ł. e.) Schistes argileux, Eocène.

Fig. 12.

Osuwisko w warstwach inoceramowych w Ropiance na południe od Dukli (płaszczowina magórska).

Widoczne liczne spękania poprzeczne oraz jedna wielka szczelina podłużna (x-x), która oddziela partię świeżo osuniętą (a) od partii dawniej osuniętej (b).
(Eboulement des couches à Inocérames, Ropianka au Sud de Dukla).

Fig. 13.

Złazisko na zachodnich zboczach Dani. (Karpaty Dukielskie).

Widoczna fluidalna struktura powierzchni oraz płytka nisza bocznego osunięcia (x).
(L'éboulement de la pente ouest de la crête dite „Dania" dans les Karpates de Dukla).

Fig. 14.

Osuwiska na lewym zboczu doliny Kekacza koło Hryniawy (polskie Karpaty wschodnie).

1) Osuwiska.
2) Kreda inoceramowa.
3) Pstre iłołupki.
4) Warstwy szypockie górne (piaskowce hieroglifowe oraz zielone i czarne łupki).
5) Warstwy szypockie środkowe (gruboławicowe piaskowce o lepiszczu krzemionkowym).

X-X Wielkie osuwisko omawiane w tekście.
I, II Progi osuwiskowe powstałe przez wtórne osiadanie mas.
a) Wały brzeżne prawy i lewy.
Y) Zabarykadowana część dna dolinnego, niegdyś staw.
Eboulements sur la pente gauche de la vallée dite Kekacza (environs de Hryniawa, Karpates Polonaises Orientales).
1) Eboulements.
2) Crétacé à Inocérames.
3) Schistes bigarrés.
4) Couches de Szypot supérieures.

5) Couches de Szypot moyennes.
X-X) Grand éboulement.
I, II) Ressauts de la coulée de boue.
a) Remparts latéraux.
Y) Partie du fond de la vallée barricadée par l'éboulement.

Fig. 15.

Przekrój poprzeczny przez Cergową Górę koło Dukli.

1) Gruboławicowe piaskowce cergowskie i łupki menilitowe.
2) Rogowce.
3) Iłołupki eoceńskie.
4) Warstwy krośnieńskie.
5) Masy osunięte.
a) Przekrój przez wschodnią część Cergowej Góry.
b) Przekrój przez środkową część Cergowej Góry.

Coupe géologique par la crête de Cergowa Góra (environs de Dukla).
1) Schistes ménilitiques et grès de Cergowa.
2) Silex.
3) Schistes argileux, Eocène.
4) Couches de Krosno.
5) Masses écroulées.

Fig. 16.

Szkic morfologiczny okolic Żabiego.

1) Osuwiska.
2) Osypiska i piargi.
3) Stożki napływowe.
4) Terasy denne (cyfry podają wysokości względne teras w metrach).
5) Terasy 35—50 m.
6) Terasy 70—100 m.
7) Terasy 110—120 m.
8) Terasy 140 i 160 m.
9) Terasa 180 m.

Esquisse morphologique des environs de Żabie, Karpates Polonaises Orientales.
1) Eboulements.
2) Cônes d'éboulis.
3) Cônes de déjection.
4) Terrasses du fond de la vallée (hauteurs relatives des terrasses en chiffres).
5) Terrasses 35—50 m.
6) Terrasses 70—100 m.
7) Terrasses 110—120 m.
8) Terrasses 140 et 160 m.
9) Terrasse 180 m.

Fig. 17.

Rozmieszczenie osuwisk w Karpatach Dukielskich.

a) Osuwiska.
b) Napływy.
c) Północne granice antyklin i łusek regionu Dukielsko-Michowskiego.
d) Północno-wschodnia granica płaszczowiny magórskiej.
e) Granica państwa.

Les éboulements dans les Karpates de Dukla.

a) Eboulements.
b) Alluvions.
c) Limites de charriages de la région Dukla-Wola Michowa.
d) Bord de la nappe de Magóra.
e) Frontière.

Fig. 18.

Rozmieszczenie osuwisk w okolicy Kosowa (Pokucie).

1) Napływy współczesne.
2) Stożki napływowe.
3) Gliny napływowe zmieszane z piaskiem i żwirem.
4) Żwiry terasowe (cyfra obok podaje względne wzniesienie terasy).
   a) Żwiry terasowe wątpliwe (żwiry rzeczne lub eluwia tortońskie).
5) Gliny.
6) Gliny na terasie 35—40 m.
7) Osuwiska.
8) Torton, iły 75—100%.
9) Torton, iły 50—75%.
10) Torton, piaski 50—75%.
11) Torton, piaski 75—100%.
12) Torton, piaski z przymieszką żwirów, iły do 25%.
13) Torton, żwiry z przymieszką piasku, iły 0—25%.

Les éboulements dans les environs de Kosów. (L'avant-pays des Karpates Polonaises Orientales).

1) Alluvions récents.
2) Cônes de déjection.
3) Argiles avec du sable et graviers fluviales.
4) Graviers fluviales (hauteurs relatives des terrasses en chiffres).
   a) Graviers fluviales ou élluvions tortoniens.
5) Argiles.
6) Argiles de la terrasse 35—40 m.
7) Eboulements.
8) Tortonien, argiles 75—100%.
9) Tortonien, argiles 50—75%.
10) Tortonien, sables 50—75%.
11) Tortonien, sables 75—100%.
12) Tortonien, sables entremêlés de graviers, argiles 0—25%.
13) Tortonien, graviers entremêlés de sables, argiles 0—25%.

Fig. 19.

Rozmieszczenie Osuwisk w widłach Prutu i Rybnicy (Pokucie).

b) Żwiry terasy 100—120 m.
c) Żwiry terasy 60 m.
Zresztą objaśnienie jak na rys. 18.

Les éboulements dans les environs de Zablotów, a l'Est de Kołomyja. (L'avant-pays des Karpates Polonaises Orientales).
b) Graviers fluviales, terrasse 100—120 m.
c) Graviers fluviales, terrasse 60 m.
Le reste des explications voire fig. 18.

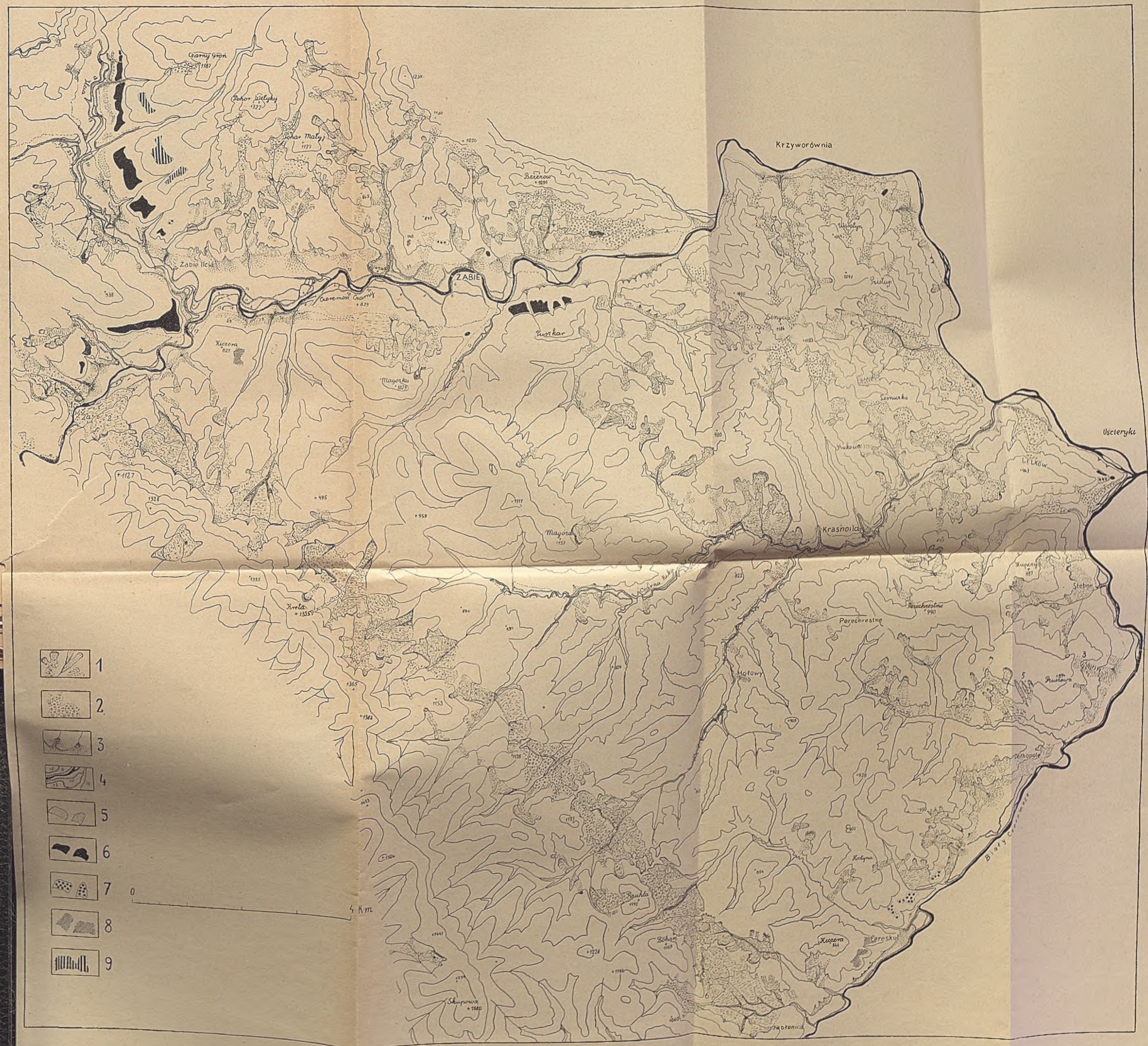

Czarny Gron
Pohor Wielyky
Pohar Maly
Zabie Ilcia
ZABIE
Czeremosz Czarny
Magorka
Puzkar
Krzyworównia
Ustrzyky
Dzwonca
Sesmarka
Krukowa
Uscieryki
Krasnoila
Perechrestne
Hotowy
Pusliowo
Stebne
Kostyna
Bialy Czeremosz
Kreta
Skupowa
Kuzena
Cereskul
1
2
3
4
5
6
7
8
9
0
4 Km

Fig. 16.

a
b
c
d
e
0
5 Km
Wisłoka
Krzemno
Myscowa
Łubinka
Dania
Hyrowa
Kulianka
Krzemionka
Łachówka
Polany
Rostajne
Grab
Ozena
Wilsznia
Tylawa
Barwinek
Cergowa góra

Fig. 17.

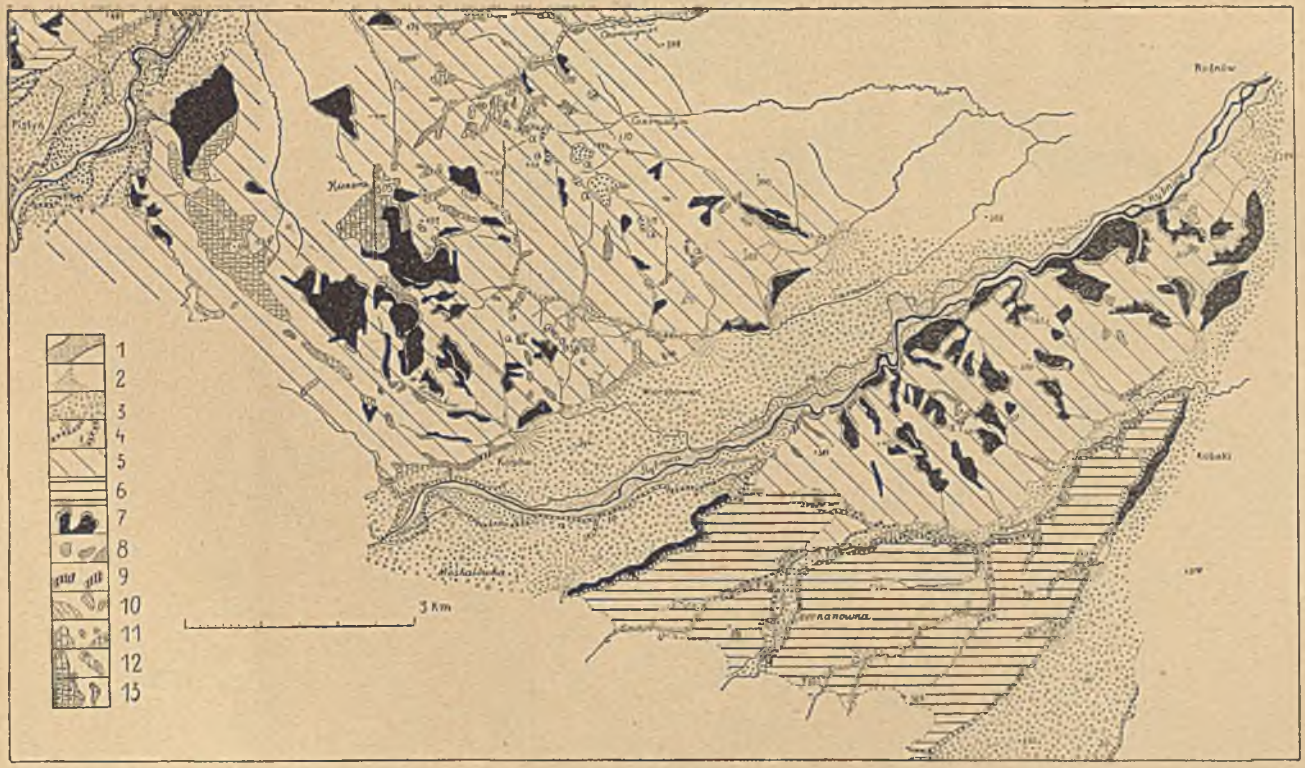


Fig. 18.

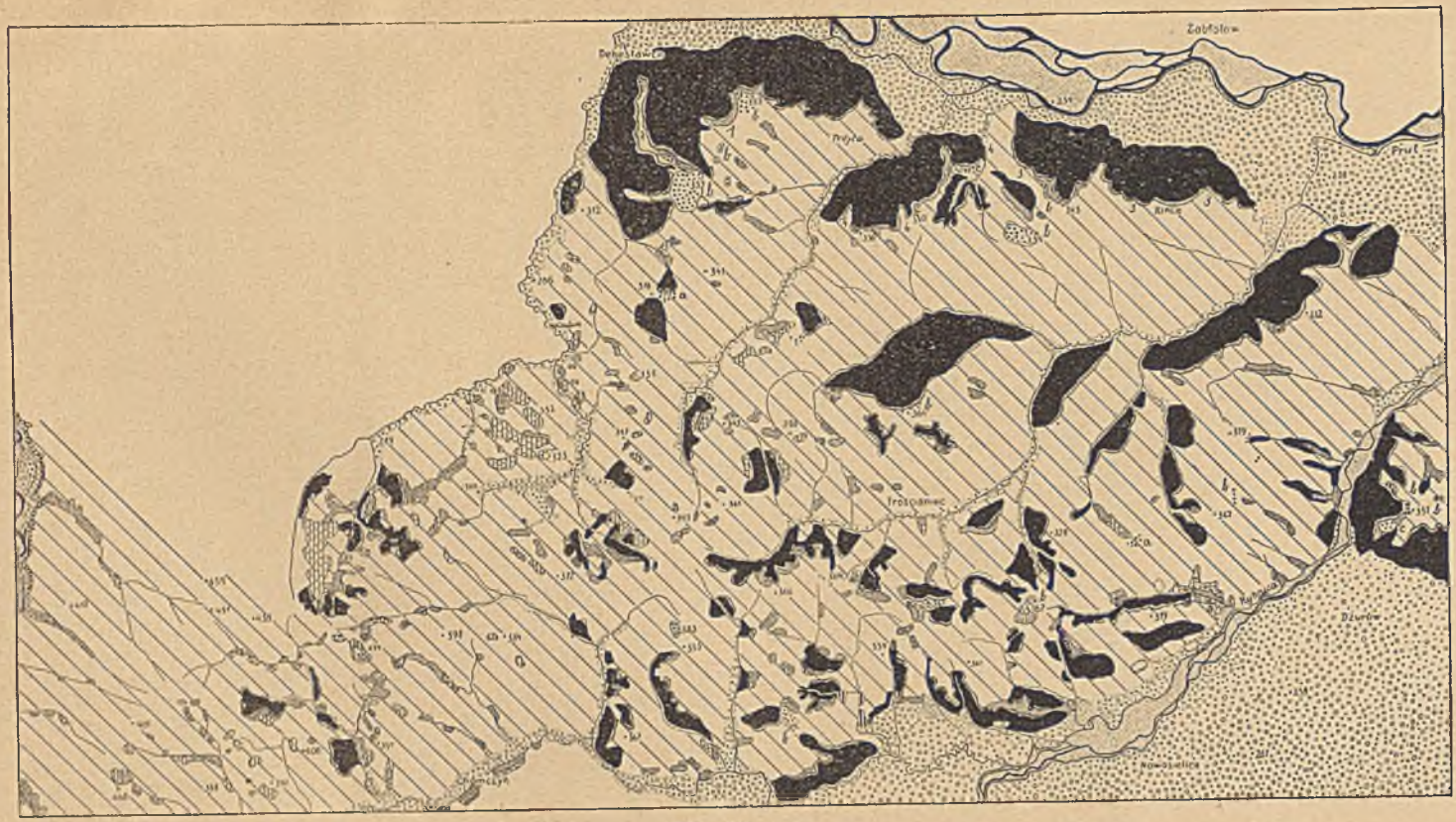


Fig. 19.

Bocheński Tadeusz.

O owocowaniach (szyszkach) niektórych lepidofytów znalezionych w karbonie produktywnym Pol. Zagłębia Węgl.

(Tablice II—VII i 5 figur w tekście).

(Über Sporophyllstände [Blüten] einiger Lepidophyten aus dem produktiven Karbon Polens).

(Tafel II—VII und 5 Textfiguren).

Einleitung.

Seit mehreren Jahren beschäftige ich mich, anfangs im Auftrage der Polnischen Geologischen Staatsanstalt, später im Auftrage der Bergakademie in Kraków und des Schlesischen Museums mit den Problemen der Stratigraphie des produktiven Karbons im Polnischen Steinkohlenbecken. In dieser Zeit bot sich mir die Möglichkeit, eine ansehnliche Anzahl von Karbonpflanzen zu sammeln. Darunter befinden sich viele sehr gut erhaltene Fruktifikationsorgane, sowohl der Pteridophyten, d. h. der *Lycopodinae, Articulatae* und *Filicinae*, wie auch der Pteridospermen und Kordaiten.

An erster Stelle wären hier zu erwähnen herrliche Blütenzapfen baumförmiger Lepidodendronen und Sigillarien, die oft eine beträchtliche Grösse besitzen. So sind die Lepidodendronzapfen häufig über ½ m lang. Ihr Erhaltungszustand in Form sogenannter „Abdrücke", die als zusammengepresste und inkohlte Exemplare vorkommen, ist im allgemeinen sehr gut. Nur selten jedoch finden wir in ihnen Sporen.

Diese Zapfen fielen nämlich während des Heranreifens der Sporen leicht auseinander, so dass wir auf Schiefer gewöhnlich einzelne Zapfenachsen, Sporophylle (mit oder ohne Sporangien) oder Sporen antreffen, ohne jedoch die Zusammengehörigkeit der einzelnen Teile feststellen zu können.

Die vollständigen Zapfen wiederum stellen grösstenteils junge Exemplare dar, die noch keine gut entwickelten Sporen enthalten, was zur Folge hat, dass wir bei Inkohlung den Eindruck gewinnen, als wären sie steril. Es ist nämlich ausgeschlossen, in ihnen mit Hilfe der bei ihrer Untersuchung angewendeten Methoden das Vorhandensein von Sporen festzustellen. Im Zusammenhang mit der Vervollkommnung der mikroskopischen Technik bearbeitete und verbesserte man in den letzten Jahren um ein Beträchtliches die Untersuchungsmethoden der inkohlten Pflanzenreste der Floren vergangener Epochen. Viele wichtige, die Morphologie, Anatomie und Systematik ausgestorbener Pflanzengruppen betreffende Fragen wurden gelöst.

Was die Karbonflora und damit selbstverständlich auch die oben erwähnten Zapfen anbelangt, so wäre zu bemerken, dass wir unsere bisherigen Kenntnisse über den inneren Bau der Karbonpflanzen in erster Linie sehr gut erhaltenen Exemplaren aus den Dolomitknollen (Torfdolomiten) verdanken, die wir ziemlich häufig in den Steinkohlenlagern der paralischen westeuropäischen Becken antreffen. Bei uns kommen sie viel seltener vor, und dann ist ihr Auftreten ausschliesslich auf die Schichten der Randgruppe beschränkt. Das Pflanzenmaterial unterlag in diesem Falle noch im Torfstadium der Dolomitisierung, d. h. der sogenannten Intuskrustation, was eine durchaus genaue Erhaltung des anatomischen Baues der damaligen Pflanzen zur Folge hatte.

Die Untersuchung des in Form von sogenannten Pflanzenabdrücken, d. h. zusammengepressten und inkohlt aufgefundenen Materials stösst auf bedeutend grössere Schwierigkeiten und erfordert die Anwendung von besonderen, häufig sehr mühseligen Methoden. Trotzdem kann man auch aus einem so deformierten und inkohlten Materiale — wenn man eine entsprechende Methode anwendet — viele recht interessante Einzelheiten, sowohl über den makro- wie auch den mikroskopischen Bau kennen lernen.

Das Interesse für die Paläobotanik nahm in den letzten Jahren im Zusammenhange mit der Entwicklung der Kohlenpetrographie besonders stark zu. Bei den petrographischen Untersuchungen der Stein-und Braunkohle wendete man neue Methoden an, die eine tiefere Kenntnis des Baues und der

Struktur der einzelnen makro- und mikroskopischen Bestandteile der Kohle ermöglichten. Die auf dem Gebiete der Kohlenpetrographie arbeitenden Forscher mussten sich auch, da sie es doch in der Kohle mit Fragmenten von Pflanzen zu tun hatten, mit rein botanischen Fragen beschäftigen, wie dies aus den einschlägigen Arbeiten deutlich zu ersehen ist. Besonders deutlich tritt dies bei den jüngst begonnenen Untersuchungen über die Mega- und Mikrosporen der Pteridophyten für stratigraphische Zwecke hervor (Bode, Ibrahim, Loose, Stach, Wicher, Zerndt, Potonié u. a.). Sowohl Mega- als auch Mikrosporen treten in der Kohle sehr zahlreich auf und bilden manchmal sogar ihren Hauptbestandteil (Durit, Kännelkohle). Dank der ausserordentlichen Widerstandsfähigkeit des Exospors gegen äussere Einflüsse lassen sie sich leicht bei Mazeration der Kohle mit Hilfe von entsprechenden chemischen Reagentien isolieren, ohne dabei ihre sehr charakteristischen Eigenschaften der äusseren Skulptur einzubüssen.

Ein beträchtlicher Teil der neuen Mega- und Mikrosporenarten wurde bereits beschrieben. Hierbei strebte man danach, die Leitfossilien zu finden, welche die Feststellung der stratigraphischen Lage der angetroffenen Schichten ermöglichen würden. In dieser Hinsicht besonders hervorragende Resultate erzielte Zerndt. Zum Gegenstand seiner Untersuchungen wählte er lediglich die Megasporen und dank einer verbesserten Mazerationsmethode isolierte er ca 50 neue Megasporenarten, beschrieb sie und wies in seinen zahlreichen Arbeiten auf ihren grossen Wert als Leitfossilien für die Schichten des produktiven Karbons hin. Diese Sporen sind grösstenteils mit den ihnen entsprechenden Fruktifikationsorganen nicht verbunden. Daher sind ihre Grössenschwankungen innerhalb der Fruktifikationsorgane wie auch ihre Zugehörigkeit zu einer entsprechenden Pflanzengruppe meistens unbekannt geblieben.

In der vorliegenden Arbeit gebe ich die Beschreibung von drei Lepidophytenzapfen, die die grössten aller bisher bekannten Megasporen, und zwar von *Triletes giganteus* Zerndt, *Sporites varius* Wicher und *Triletes I.* Kidston, enthalten.

Untersuchungsmethoden.

Günstige Ergebnisse bei den Untersuchungen sind beim Pflanzenmaterial, das in inkohltem Zustande erhalten ist, durchaus von der Wahl der entsprechenden Methode abhängig. Die angewendete Methode muss um so mehr von vornherein günstige Resultate in Aussicht stellen, da es sich um sehr selten anzutreffende Exemplare handelt, deren Verlust sich so leicht nicht wieder gutmachen lässt.

Bei der Untersuchung der erwähnten Zapfen wurden, um möglichst viele Kenntnisse über die Einzelheiten des Baues der Fruktifikationsorgane zu gewinnen, folgende Methoden zur Anwendung gebracht: 1) Die Präparation, 2) die Mazeration und 3) die Konservierung der herausmazerierten Objekte.

1) Die P r ä p a r a t i o n gebrauchte ich überall da, wo es sich um gründliche Kenntnisse über die Besonderheiten der Morphologie der Fruktifikationsorgane handelte, wie z. B. über die Befestigung der Sporophylle an die Zapfenachse, der Sporangien an die Sporophylle und die Lage der Sporen in den Sporangien. Ich präparierte die Objekte mit Hilfe von scharfen Nadeln, indem ich allmählich die feinen Vitritschichten der inkohlten Fruktifikationsfragmente entfernte, welche die schwer wahrnehmbaren Teile, um die es sich hier handelte, verhüllten. Eine solche Präparation erfordert grosse Übung und Ausdauer, da doch die präparierten Gegenstände äusserst fein sind und manchmal kaum über einige Mikronen dick sind. Freilich lassen sich jedoch die bei Anwendung dieser Methode erzielten Resultate auf keinem anderen Wege gewinnen. Wenden wir die Mazeration an, so unterliegen alle Vitritteile des inkohlten Pflanzenfragments der Zerstörung und Auflösung, die häufig sogar vollständig sein kann. Es bleiben nur die Exospore von Mega- und Mikrosporen, die wahrscheinlich aus Sporopollenin gebaut sind, und nicht selten auch die Kutikula der Blätter. Wie wir sehen, ist die Herstellung von Präparaten aus solch einem Material recht schwierig. So schreibt B o d e (1928), als er einen neuen Zapfen untersucht hatte, dass er bei Anwendung der Mazeration keine Resultate erhalten habe, da nicht nur die inkohlten

Teile, sondern auch die Sporen, die ja, wie wir bereits wissen, ein widerstandsfähiges Exospor besitzen, zerfielen.

2) Die Mazeration. Um die Sporen zu isolieren und die Zellstrukturen deutlich sichtbar zu machen, mazerierte ich die einzelnen Teile der Fruktifikationsorgane in Schulzes Gemisch. Diese bekannte Methode erwies sich als sehr vorteilhaft. Bei dieser Mazeration läuft man Gefahr, wie ich bereits erwähnte, dass die Humusbestandteile, also in diesem Falle die Vitritschichten, sich vollkommen auflösen können. Eben in Form von solchen Vitritschichten sind die Pflanzenfragmente erhalten. Die Auflösung tritt nämlich ganz leicht ein, wenn das untersuchte Material, schon mit Schulzes Gemisch oxydiert, der Einwirkung, sei es auch stark verdünnter Alkalien unterworfen wird.

Da ich nun Präparate der Zellstrukturen dieser Vitritfragmente, wie z. B. der Sporangien, erhalten und vor allem das Prothalliumgewebe vor Zerstörung bewahren wollte, das ich ausgekeimt im Inneren der grossen Megasporen zu finden hoffte, änderte ich die Mazerationsweise insofern, als ich Schulzes Gemisch in der Mehrzahl der Fälle hauptsächlich zum Bleichen und Aufhellen der einzelnen Fragmente gebrauchte.

Die untersuchten Zapfenteile legte ich samt dem Schiefer auf ein Uhrgläschen, beschüttete dies mit Kaliumchloratkristallen und begoss sie mit konzentrierter Salpetersäure. In bestimmten Zeitabständen untersuchte ich, nachdem ich vorher die Säure mit Wasser weggespült hatte, den Aufhellungsgrad der Vitritschichten unter einem Präpariermikroskop und brach in einem günstigen Augenblick die Mazeration ab. Nachher entfernte ich mit Nadeln die schon stark gelockerten und geplatzten Vitritschichten und bereitete aus ihnen, sowie aus den mechanisch den Sporangien entnommenen Sporen, Präparate. So also gelang es mir, die Zellstrukturen zu erhalten, die in der zweiten allgemein angewandten Phase der Bearbeitung des Materials, d. i. bei Behandlung mit Laugen oder Ammoniak, unbedingt der Zerstörung hätten unterliegen müssen.

3) Die Konservierung. Das herausmazerierte Material muss so schnell als möglich konserviert werden, da es nach dem Austrocknen sehr spröde wird und gewöhnlich

der Vernichtung unterliegt. Zur Zubereitung der mikroskopischen Dauerpräparate gebraucht man am besten Glyzeringelatine, denn so erhält man leicht eine Flüssigkeit, in welcher die Regulierung der Lage der Objekte im Präparate leicht durchzuführen ist. Besondere Schwierigkeiten bereitet die Gewinnung von Präparaten aus kleinen Vitritfragmenten, da sie während der Mazeration zusammenschrumpfen und ihre Oberfläche gefaltet wird. Wegen ihrer ausserordentlichen Gebrechlichkeit darf man das Deckglas nicht aufdrücken, sondern es muss mit seinem eigenen Gewicht aufliegen. Um das Material im trockenen Zustand aufbewahren zu können, vor allem die grössten Sporen und die Kutikulen der Blätter, tauchte ich sie in Paraffin, das in Xylol aufgelöst war, und entfernte dabei den Überschuss dieser Flüssigkeit mit Löschpapier.

Lepidostrobus major Brongn.

Hierhin gehören zwei Exemplare. Das eine ist länglich platt gedrückt, 5.5 cm lang und stellt den unteren Teil des Zapfens dar (T. II, 1), das andere veranschaulicht den Querschnitt des Zapfens (T. II, 3 und Textf. 1).

Der Bau des Zapfens. Das erste Exemplar (T. I, 1) bildet den unteren Teil eines jungen, noch nicht ganz reifen Zapfens von ca 20 mm Durchmesser und nicht näher bekannten Länge. Ursprünglich war sein Inneres von Sporophyllresten bedeckt. Bei der Untersuchung jedoch gelang es sowohl die Zapfenachse wie auch die Lage der Sporophylle, die Sporangien und die in letzteren eingeschlossenen Sporen freizulegen. Die Zapfenachse von 3 mm Durchmesser ist mit Blattspurnarben bedeckt, die in einer Spirale von ungefähr 60° von der linken nach der rechten Seite zu geordnet sind (T. II, 2). Der Narbenabstand an der Spirale entlang beträgt 1.5 mm. Der sporangientragende (adaxiale) Teil des Sporophylls, der sogenannte Pedikulus, ist unter einem rechten Winkel an die Achse angewachsen, während dagegen der obere, sterile, freie Teil, d. h. die Spreite (lamina), fast senkrecht nach der Spitze aufgerichtet und etwas nach aussen gebogen ist (T. II, 1, 4; T. V, 30 u. 33). Auf dem pedikularen Teil befinden sich beutelförmige, längliche Sporangien (Megasporangien) von 8 mm Länge und 3.5 mm Höhe. Sie sind mit schma-

len Streifen an die Achse des Sporophylls an seiner oberen (ventralen) Seite angewachsen. In den Sporangien befinden sich gewöhnlich nur vier in eine Tetrade verbundene Sporen, von welchen die eine längs der Achse des länglichen Sporangiums gelegen und zu ausserordentlicher Grösse in dem beschriebenen Zapfen entwickelt ist. Die gut entwickelte Megaspore ist oval-eiförmig, ca 3 mm lang, 2.3 mm hoch, während die drei übrigen verkümmert, von kugelförmiger Gestalt und 0.3 mm gross sind. Sie sind der grossen Spore angeheftet und sind dem abaxialen Ende des Sporangiums zugewendet (T. II, 2, 6; T. V, 30 u. 33).

Auf dem zweiten Exemplar (T. II, 3) ist der Querschnitt des Zapfens sichtbar. Sein Durchmesser beträgt 33 mm, ist also fast zweimal so gross, wie der oben beschriebene Zapfen. Seine Achse ist 6 mm dick. Von der Achse gehen strahlenförmig zahlreiche Sporophylle aus, die in der Regel spiralförmig angebracht sind. Infolge Zusammenpressens befinden sich ca 20 Sporophylle in einer Ebene (T. II, 3 u. Textf. 1).

Auf den Pedikularteilen der Sporophylle von ca 12 mm Länge sind grosse Sporangien angebracht, die, genauso wie in dem bereits oben beschriebenen ersten Zapfen, Megasporentetraden von *Triletes giganteus* Zerndt enthalten. Die grosse Megaspore erreicht eine Länge von 9 mm, die drei anderen dagegen sind verkümmert und messen kaum 0.4 mm. Sie sind der grossen Megaspore an der Aussenseite des Zapfens (abaxial) angewachsen.

In der Zapfenachse treten die Bestandteile konzentrisch hervor (T. II, 3 u. Textf. 1), so wie es auch bei den von Bower beschriebenen Zapfen der Fall ist. In der Mitte sehen wir das Vitriträdchen, das dem Mark entspricht (und an der Aussenseite das Leitgewebe einschliesst, das sogenannte gemischte Mark), nachher den helleren Touring, der dem lakunösen Gewebe entspricht und den inneren Teil der pri-

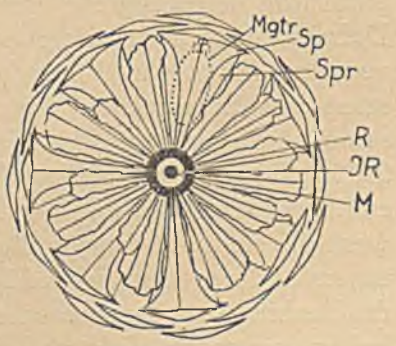


Fig. 1. Zapfen querzusammengepresst (T. II, 3) schematisch gezeichnet; M — Mark, IR — innerer Teil, R — äusserer Teil der primären Rinde, Sp — Sporophyll, Spr — Sporangium, Mgtr — Megasporentetrade von *Triletes giganteus* Zerndt.

mären Rinde bildet, die von einer Vitritschicht umgeben ist. Letztere entstand aus den äusseren Schichten der primären Rinde und der Blattpolsterzone, von der die Sporophylle strahlenförmig auslaufen.

Die Sporophylle. Anhand der mir zur Verfügung stehenden Zapfen konnte ich nur im wesentlichen die Gestalt und Grösse der Sporophylle erkennen, da die Zapfen zusammengepresst und die Sporophylle nur fragmentarisch erhalten waren. Auf dem Schiefer, in dem die Zapfen eingeschlossen waren, wie auch auf anderen Schieferstücken fand ich eine erhebliche Anzahl von Sporophyllen samt den Sporangien, die die Tetraden von *Triletes giganteus* Zerndt besassen. Die Sporophylle sind in zwei verschiedenen Lagen erhalten, und zwar:

1) Das ganze Sporophyll ist platt gestreckt (T. II, 6) so, dass die Spreite (lamina) und der sporangientragende Teil, d. i. der Pedikulus, die im Zapfen einander rechtwinklig gegenübergestellt sind, in eine Ebene verlegt wurden. Eine solche Erhaltungsform mit ihrer charakteristischen Gestalt und Grösse der Spreite (lamina) des betreffenden Sporophylls ermöglicht uns die sofortige Feststellung, mit welcher Pflanzenart wir es zu tun haben.

2) Das Sporophyll kann von der Seite aus eingedrückt sein, so dass die Spreite und der Pedikulus samt dem Sporangium ihre ursprüngliche rechtwinklige Lage behalten haben. Dabei ist jedoch zu bemerken, dass die Spreite nur im transversalen Längsschnitt sichtbar ist, während der Pedikulus samt dem Sporangium von der Seite aus gesehen, die Art seines Anliegens an den Sporophyll zeigt (T. II, 4, 5; T. V, 29, 31). Diejenigen Sporophylle, die den letzteren Erhaltungszustand aufweisen, sind nur schwer im Schiefer zu erkennen, weshalb sie auch gewöhnlich unserer Aufmerksamkeit inmitten anderer zahlreicher Pflanzenfragmente entgehen. Auch die Verbindung verschiedener Sporophylle in diesen zwei Erhaltungsarten zu einer und derselben Art ist nur dann möglich, wenn wir in den Sporangien dieselben Sporen festgestellt haben. Die zweite Erhaltungsart ist bei *Lepidostrobophyllum majus* Brongn. viel häufiger. Es genügt wohl zu erwähnen, dass die Sporophylle, die eine Megaspore *Triletes giganteus* Zerndt enthalten, zu einigen Zehn auf einem Schieferstück

in dieser Lagerungsweise anzutreffen sind, während dagegen die schön plattgestreckten Sporophylle verhältnismässig selten auftreten. Infolge ihres gut sichtbaren und leicht zugänglichen Sporangiums erleichtert die zweite Erhaltungsart, wie wir sehen werden, die Untersuchungsarbeiten am Sporangieninhalt mit Hilfe von Präparation.

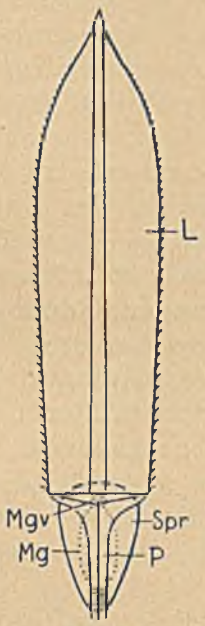


Fig. 2.

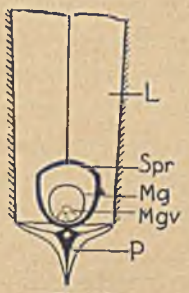


Fig. 3.

Fig. 2. Junges plattgestrecktes Sporophyll von *Lepidostrobus major* B r o n g n. von unten gesehen: L — Lamina, P — Pedikulus, Spr — Sporangium, Mg — grosse Megaspore *Triletes giganteus* Z e r n d t, Mgv — drei verkümmerte Megasporen, die der grossen Megaspore an der abaxialen Seite angewachsen sind.

Fig. 3. Querschnitt durch den pedikularen Teil des Sporophylls von *Lepidostrobus major* Br o n g n.: L — Lamina, P — Pedikulus, Spr — Sporangium, Mg — grosse Megaspore *Triletes giganteus* Z e r n d t, Mgv — drei verkümmerte Megasporen.

Lepidostrobophyllum majus B r o n g n., das zum *Ortholepidostrobus* A r b e r gehört, zeichnet sich durch eine bedeutende Grösse, die jedoch in erheblichen Grenzen

schwankt, aus. In meinem Material besitzen die kleinsten Blätter 3.5 cm und die grössten 11.5 cm Länge. Die länglich-lanzettliche, an der Spitze scharf auslaufende Spreite (lamina) ist 3.5 bis 5 mal länger als der pedikulare, sporangientragende Teil (T. II, 5, 6, Textf. 2), wobei der Unterschied umso grösser ist, je grösser das Sporophyll ist. Die Spreite wuchs also bedeutend schneller, als der Pedikulus. Ihre grösste Breite erreicht die Spreite des Sporophylls fast genau in der Mitte (Textf. 2), doch kann auch manchmal eine Verschiebung zur Spitze hin eintreten und schwankt zwischen 6.5 und 19 mm. Gegen den unteren Teil zu tritt eine allmähliche Verschmälerung ein, so dass die Spreite hier 1—2 mm schmäler wird. Wie aus Längsschnitten der Spreite zu ersehen ist, war sie wahrscheinlich höchstens 1—2 mm dick. Den mittleren Teil der Spreite bildet ein median verlaufender Nerv, der kräftig entwickelt ist. Dem Mittelnerv parallel verläuft an der Oberseite der Spreite beiderseits des Nervs eine Rinne, die an der unteren Seite der Spreite als eine Rippe hervortritt. Bei einem der grössten Sporophylle beträgt der Abstand zwischen den beiden Rinnen im unteren Teil der Spreite 2.5 mm und gegen das spitzige Ende der Spreite nur noch 0.8 mm.

Sowohl an der oberen als auch unteren Seite weist die Spreite eine zarte Behaarung auf, die Ränder dagegen sind mit haarartigen Fransen von 10—15 μ Länge verziert (Textf. 2).

Der Pedikulus besitzt im horizontalen Aufriss eine pfeil- oder spiessförmige Gestalt. Während sein spitziges Ende die Richtung gegen die Zapfenachse einnimmt, ist sein breiter Teil mit der Spreite verbunden. Im Querschnitt hat er die Gestalt eines Deltoids (Textf. 3), dessen plattem, mehr nach oben gerichtetem Teile das Sporangium anliegt, und dessen entgegengesetzter, keilförmig ausgezogener Teil dagegen sich zwischen die unten gelegenen Sporangien einschiebt. Dort, wo die Krümmung der Spreite nach oben beginnt, besitzen die Sporophylle einen Auswuchs, der nach unten gerichtet ist und die weiter unten liegenden Sporangien schützt. Sowohl Goebel wie Hirmer leiten die Entstehung der Fruktifikationen vom Bärlappgewächstypus (*Lycopodiales*) mit nur einem Sporangium auf der Oberseite des Sporophylls von den Sporophyllständen (Blüten) der *Equisetales* ab, bei denen

einige Sporangien an den schildförmigen Sporophyllen ringsherum verteilt sind, u. zw. sollte es durch Reduktion der Anzahl der Sporangien, die Verschiebung des übriggebliebenen der Zapfenachse zu und dann die Umbildung der schildförmigen Spreite in einen länglichen, nach oben sich ziehenden, blattförmigen Teil und einen Auswuchs nach unten hin zustande kommen. So wäre also der Auswuchs des Sporophylls nach unten zu nur ein Überrest eines primären *Equisetum*-Typus. Die Länge des Pedikularteiles beträgt 8—20 mm, wobei die grösste Breite an die Umbiegungsstelle fällt und 4.5—16.5 mm misst; an der Basis des Sporophylls beträgt seine Breite 0.5—1.5 mm.

Die Megasporangien. Wie ich schon bei der Beschreibung des Zapfens und der Sporophylle erwähnte, sind am Pedikularteil der Sporophylle, und zwar an ihrer oberen Seite beutelförmige, längliche Sporangien angebracht. Im vertikalen Längsschnitt haben sie die Gestalt eines Trapezes mit abgerundeten Ecken (T. II, 4, 5, T. V, 29, 30, 31, 33) und im Horizontalschnitt dagegen eine oval-eiförmige (Textfig. 2), die sich der Zapfenachse zu stark zusammenzieht. An seiner unteren Seite wächst das Sporangium seiner ganzen Länge nach mit einem schmalen Streifen an die Achse des Pedikularteiles des Sporophylls, hinten wiederum an das Blattpolster an. Die Sporangiengrösse ist in Abhängigkeit von der Grösse des Sporophylls verschieden und schwankt in meinem Material zwischen 8—16 mm Länge und 3.5—7 mm Höhe. Die grösste Breite der zusammengepressten Sporangien, die nur an plattgestreckten Sporophyllen sichtbar ist, entspricht gewöhnlich der des Pedikularteiles des Sporophylls. Der Pedikularteil samt dem Sporangium nimmt in solchem Erhaltungszustand die Gestalt eines Dreiecks (T. II, 6, Textfig. 2) an, in dessen Mitte an der unteren Seite des Sporophylls sich der Pedikulus abhebt. Dieser ist aus länglichen Zellen gebaut, im Gegensatz zu der Sporangiumwand, deren Zellen reguläre, vieleckige Gestalt haben, was ich schon bei geringer Vergrösserung beobachten konnte. Die Sporangiumwand ist einschichtig. Diese Schicht besteht aus 15—25 μ breiten Zellen (T. IV, 26). Der obere Teil des Sporangiums ist abgeplattet und besitzt ringsherum einen deutlich hervortretenden Rand, der wahrscheinlich durch das enge Anliegen des

Sporangiums innerhalb des Zapfens an die darübergelagerten Sporophylle entstand (T. II, 4, 5, T. V, 29, 30, 31).

Die Megasporen — *Triletes giganteus* Zerndt. Jedes Sporangium enthält gewöhnlich nur eine Sporentetrade. Eine der Sporen, nämlich die an der Längsachse des Sporangiums, ist sehr stark entwickelt und erreicht in meinem Material die Länge von 3.2—11.5 mm und die Höhe von 2.2—5.1 mm, die drei anderen dagegen sind verkümmert, rundlich und 0.4—0.6 mm gross. Die grosse Megaspore ist im Horizontalschnitt oval, im Längsschnitt dagegen erinnert sie infolge Abplattung des unteren Teiles, der sich auf die untere Sporangiumwand stützt, an einen Radabschnitt (T. II, 7, T. V, 29, 30, 33). An den Megasporenpol, der im vorderen Eck dieses Radabschnittes liegt, sind die drei verkümmerten Megasporen angeheftet, doch kommt das nur dann vor, wenn die grosse Megaspore noch nicht ganz reif ist; im Reifezustand des Sporangiums fielen sie ab und man trifft sie gewöhnlich losgerissen, vereinzelt daliegend an (T. V, 29).

Nach Abfall der verkümmerten Megasporen bleiben auf der grossen Megaspore Spuren einer Tetradenmarke (T. II, 9) zurück. Sie sind im Verhältnis zu der Megaspore nur ganz klein, in der Richtung gegen die untere Sporangiumwand verschoben und bestehen aus dreieckigen Kontaktflächen, deren äusserer Rand ausgebogen ist, und aus drei Y-förmig zusammenlaufenden Leisten, an denen entlang die Megaspore während der Keimung aufplatzt. Die Y-förmigen Leisten besitzen durchschnittlich eine Länge von 230 μ (T. II, 9). Der Abstand vom Mittelpunkt der Y-Leisten bis zu den äusserst gelegenen Punkten des Bogens beträgt bis 350 . Die Bogenkrümmung ist stark ausgebuchtet. An der Spitze ist manchmal ein kleiner Auswuchs bemerkbar.

Die Anheftungsweise der Megasporen *Triletes giganteus* Zerndt an die Sporangiumwand. Im adaxialen Teil besitzen die Megasporen *Triletes giganteus* Zerndt einen bis 2.5 mm langen, flügelförmigen Auswuchs des Exospors, der den Ansatz an den adaxialen Teil der Sporangiumwand bildet (T. II, 7, 8, 9, 10, T. V, 29, 30, 33). Der Auswuchs ist in seinem unteren Teil stark verdickt und bildet einen Stiel, der die Megaspore an die Sporangiumwand befestigt.

Der Stiel ist lediglich eine Verdickung des Auswuchses des Exospors und enthält kein Leitgewebe, das die Megaspore mit der Mutterpflanze verbindete. Ich konnte das leicht feststellen, da ich in einem Sporangium eine abnormal entwickelte Megaspore (T. II, 8) fand von rundlichem Aussehen und einem Durchmesser von 3.7 mm. Im hinteren (adaxialen) Teil besass sie einen Auswuchs des Exospors von 2.7 mm Länge, der also verhältnismässig beträchtlich war. In diesem Auswuchs fehlte die gewönliche starke Stielverdickung: an deren Stelle wies diese Megaspore nur eine sanfte, längliche Verdickung auf, die als Verdunklung zu erkennen war: sie war an dieser Stelle durch eine verminderte Durchsichtigkeit des Auswuchses hervorgerufen. Letzteres zeugt vom Beginn einer Bildung des Stiels. Da dieser Stiel durchsichtig war, konnte ich feststellen, dass er keine Zellstruktur hatte.

Sowohl im vorderen Teil als auch in der Mitte der Megaspore ist das Exospor glatt, im hinteren Teil dagegen ist es mit kleinen Warzen bedeckt, die, je näher dem Stiele, desto grösser sind. Der Stiel ist am stärksten mit ihnen bedeckt (T. II, 9).

Sehr interessant stellt sich der Bau des Exospors dar, der als filzfädenähnliche Struktur bezeichnet wird (Z e r n d t, W i c h e r). Es ist dies ein weitmaschiges Raumnetz, das aller Wahrscheinlichkeit nach aus Sporopolleninfasern gebaut ist (T. IV, 23, 23a, 24, 24a). Die Netzfasern sind im Vorderteil der Megaspore sehr fein, kaum 1.2 μ dick und nach ihrer Verbindung bilden sie sehr feine Maschen von 1.5—3 Breite. Das Geflecht ist daher sehr engmaschig und je näher es den Y-Leisten ist, umso undurchsichtiger ist es, in erster Linie deshalb, weil seine Dicke gegen die Y-Leisten zu immer bedeutender wird. Dem hinteren (adaxialen) Teile der Megaspore zu wächst die Breite der Maschen schnell an (T. IV, 23, 24). Ebenso verlängern sie sich in der Längsachse der Megaspore, und zugleich nimmt auch die Stärke der Fasern zu. In der Mitte der Megaspore erreichen die Maschen einen Durchschnitt von 30 μ, dem hinteren Ende zu vergrössern sie sich sogar bis 80 μ. Gleichzeitig schwellen die Fasern in der Mitte bis zu einer Dicke von 11 μ, und am Ende der Megaspore bis zu 15 μ. Direkt im Hinterteil der Megaspore bilden grobe Fasern ein dichtes knotiges Geflecht, demzufolge ist auch

hier die Megaspore fast undurchsichtig. Nicht wenig trägt auch noch die warzenförmige Struktur des Exospors in diesem Teil dazu bei. Anhand von Megasporenexemplaren, die ich auf mechanischem Wege gewonnen habe, stellte ich fest, dass dies eben die ursprüngliche Struktur ist; sie wurde also nicht durch die Mazeration in Salpetersäure verursacht. Die Netzmaschen füllt eine kutinartige Substanz aus, die weniger dicht als das Geflecht und daher leichter bei starker Einwirkung von konzentrierten Reagenzien auflösbar ist. So kann man durch die Mazeration das blosse Netz isolieren. Der Auswuchs des Exospors, mit dem sich die Megaspore an die adaxiale Sporangienwand anheftet, hat denselben Bau wie das Megasporenexospor, nur sind die Maschen klein, von 6—9 μ und die Geflechtfäden fein, 1—2 μ dick.

Die Megasporenkeimung und die Mikrosporenübertragung. Die durch den erwähnten Ansatz an die Sporangienwand befestigten Megasporen *Triletes giganteus* Zerndt fielen aus dem Sporangium nicht heraus, sondern keimten nach ihrer Reife noch im Innern des Sporangiums (auf den Sporophyten?) weiter und bildeten das Prothalliumgewebe. Unter dem mir zur Verfügung stehenden zahlreichen Material fand ich keine einzige Megaspore *Triletes giganteus*, die lose auf dem Schiefer lag, wie es doch bei anderen Sporen so häufig der Fall ist. Dagegen enthielt jedes Sporangium, das stets an das Sporophyll angeheftet war, die Spore *Triletes giganteus*, die sogar ohne Mazeration makroskopisch im Sporangium im Umriss sichtbar war. Bei Anwendung der entsprechenden Methode gelang es mir in zahlreichen Fällen, im Innern der Megasporen den sehr gut erhaltenen äusseren Teil des Prothalliumgewebes mit seinen grossen charakteristischen Zellen anzutreffen. Das Prothalliumgewebe füllte die ganze Megaspore von der Spitze bis zum adaxialen Teil aus. Die Grösse der Zellen ist überall durchschnittlich dieselbe und beträgt 50—70 μ (T. IV, 27, 28).

Die reifen Sporangien enthielten bereits geöffnete Megasporen, die an der Spitze längs der Y-Leisten in drei Lappen geplatzt waren (T. II, 7). Die Oeffnung ist gewöhnlich länger als die Y-Leisten und beträgt 1.2—1.4 mm. Die abortiven Schwestermegasporen, von der grösseren losgelöst, liegen in

diesem Falle vereinzelt im Sporangium (T. V, 29). Hin und wieder nur kann man eine von ihnen auf einem Läppchen an die grosse Megaspore angeheftet finden. Bei ungeöffneten (unreifen) Megasporen bilden drei abortive Sporen mit der grossen eine Tetrade (wie z. B. in dem zuerst beschriebenen Zapfenexemplar — T. II, 2, 10, T. V, 32), doch fallen sie während der Mazeration gewöhnlich ab.

Obgleich die untersuchten Sporangien dicht verschlossen zu sein scheinen, so treffen wir nach der Mazerierung der Megaspore auf, an das Exospor festgeklebte, Mikrosporen verschiedener Art (häufig in grösserer Anzahl). Besonders zahlreich treten sie im adaxialen Teil des Megasporangiums auf. Im Schiefer, in dem die Sporangien eingeschlossen waren, traf ich nur selten auf Mikrosporen. Die Ansammlung der Mikrosporen in den Megasporangien muss daher eingetreten sein, bevor noch die Sporangien samt den Sporophyllen auf Sumpfboden fielen, also noch auf den Sporophyten.

Auf welche Weise das Megasporangium platzte, lässt sich nicht herausfolgern. An den Seiten und von oben weisen die Sporangien keine Risse auf. Die Spalte musste also im vorderen (abaxialen) Teil des Sporangiums, nahe der Ansatzstelle an den Pedikulus, gelegen sein. Für diese Annahme spricht auch die Entwicklungsweise der Megaspore, bei welcher die Y-Leisten, an denen entlang sie während der Keimung platzt, nicht in der Mitte angebracht, sondern stark gegen die untere Sporangienwand verschoben sind (T. II, 7, 10, T. V, 29, 30, 33,). Infolgedessen erinnert die Gestalt der Megaspore an einen Radabschnitt, an dessen einem Ende sich der Pol mit den angehefteten abortiven Sporen, bzw. den Y-Leisten befindet, am anderen der Stiel des Auswuchses; der platte Teil der Megaspore dagegen ruht auf der unteren Sporangienwand. Die so niedrig angebrachten Y-Leisten würden nun nach der Oeffnung der Megaspore das Aufhalten von den auf den Sporophyll vom Wind gebrachten und dann mit Regenwasser heruntergespülten Mikrosporen erleichtern. Dass die Mikrosporen auf diesem Wege in die Makrosporangien gelangten, dafür spricht ihre Ansammlung im hinteren (adaxialen), becherförmigen Teil des Megasporangiums.

Die Megasporenaussaat. Auf Grund der grossen Sporenanzahl *Triletes giganteus* Zerndt, die man

immer in den an die Sporophyllen angesetzten Sporangien antrifft, liegt die Annahme nahe, dass die Megasporenaussaat mit wahrscheinlich schon voll entwickeltem Prothallium durch Loslösung der Sporophylle vom Zapfen erfolgte. Die lange platte Spreite (lamina) dürfte die Flügel ersetzt haben, welche die Megasporenaussaat auf eine grössere Entfernung erleichterten.

Bei normaler Sporangienentwicklung des *Lepidostrobus major* B r o n g n. entstand lediglich eine Tetrade, von der jedoch nur die an der Längsachse des Sporangiums gelegene Megaspore ihre volle Entwicklung erreichte, während die drei anderen dagegen verkümmerten und nach der Reife der grossen abfielen. Manchmal traf ich auf eine anormale Sporenentwicklung, wie ich es bei einigen Sporangien feststellen konnte. So fand ich in einem Sporangium ausser der ganz grossen, normal entwickelten Megaspore nur eine abortive, in einem anderen wiederum nur zwei. Ist die Anzahl der verkümmerten Sporen klein, so stellen wir gewöhnlich einen etwas grösseren Durchmesser der abortiven Sporen (bis 1 mm und mehr) fest. In einem anderen Sporangium dagegen fand ich anstatt einer normal entwickelten Tetrade mit einer grossen und drei abortiven Megasporen, 16 verkümmerte (T. V, 31, 31a). Die eine Megaspore, welche 2.7 mm lang und 1.7 mm breit und deren Exospor dünn war, dürfte die in ihrer Entwicklung zurückgebliebene grosse Megaspore sein. In der Nähe ihres Pols liegen zwei andere von 1 mm grossem Durchmesser, die als ihre Schwestersporen zu betrachten sind. Die übrigen Sporen sind 0.4—0.6 mm gross. Vier von ihnen sind noch in einer Tetrade verbunden, die anderen liegen vereinzelt umher.

Aehnliche Vorgänge, wie in der oben beschriebenen Entwicklungsweise des Sporangiums des *Lepidostrobus major* B r o n g n., können wir auch bei rezenten Selaginellen beobachten, bei welchen im sporogenen Zellkomplex des Megasporangiums von den Sporenmutterzellen am häufigsten sich nur eine voll entwickelt und imstande ist, eine aus vier Megasporen bestehende Tetrade zu bilden. Die anderen Sporenmutterzellen unterliegen einer stufenweisen Desorganisation und geben ihren Substanzinhalt zu Gunsten der sich entwickelnden Tetrade auf. Auch können wir bei vielen *Selagi-*

nella-Arten ein weiteres Reduktionsbestreben der Megasporenanzahl feststellen.

Über die Reduktion von vier Megasporen zu drei gleich grossen und einer verkümmerten berichtet Mitchell (1910) bei *Selaginella cuspidata. S. molliceps, S. Kraussiana, S. Braunii,* und *S. oregana;* bei *S. Bakeriana* treffen wir stets nur drei Megasporen in einem Sporangium an. Eine ähnliche, wenn auch nur sporadisch auftretende Erscheinung stellte E. Kaindradl (1912) bei *Selaginella helvetica* fest. Eine Reduktion zu zwei gleich grossen Megasporen wurde von Mitchell (1910) bei *Selaginella molliceps, S. patula* und *S. flabellata* beobachtet; bei *Selaginella rupestris* treten normalerweise fast stets nur 2 Megasporen auf. Eine weitere Reduktion bis auf eine verhältnismässig grosse Megaspore, tritt nach Mitchell bei *Selaginelle sulcata, S. molliceps* und *S. rupestris* auf. Eine genaue Beschreibung der Reduktionsweise der Megasporenanzahl bei der Sporangienentwicklung von *Selaginella rupestris* wie auch bei *S. apus* bringt F. M. Lyon (1901). Die Megasporenanzahl bei *Selaginella rupestris* kann nämlich verschieden sein. Entweder entwickeln sich aus der Mutterzelle vier Schwesterzellen, von denen jedoch lediglich eine oder zwei heranreifen, während die anderen degenerieren, oder es erfolgt nur eine Teilung des Kerns der Mutterzelle und es entstehen so nur zwei Sporen, oder aber es entstehen nach der abermaligen Teilung nur einer der beiden Zellen drei Megasporen, von welchen nur eine oder zwei die volle Reife erreichen. Es kommt auch vor, dass sich nur eine Megaspore entwickelt und keine Spuren von abortiven Sporen vorhanden sind. Daraus wäre zu folgern, dass die Megasporenmutterzelle ungeteilt blieb und selbst zu einer vielleicht diploiden oder sogar tetraploiden Megaspore ausgebildet wurde.

Folgende zwei Erscheinungen sind also *Lepidostrobus major* Brongn. und Selaginellen gemeinsam: 1) die Reduktion der Anzahl der Mutterzellen, die zur Tetradenbildung fähig sind, bis auf eine; 2) in der durch die Teilung der Mutterzelle entstandenen Tetrade erfolgt eine weitere Reduktion, da sich nur eine Megaspore, die eine ausserordentliche Grösse erreicht, vollkommen entwickelt, während die im Wachstum zurückgebliebenen verkümmern. Bei den Selaginellen freilich tritt

dieser Vorgang nur sporadisch auf, bei *Lepidostrobus major* war das eine regelmässige Erscheinung. Aehnlich ist es heute bei den Wasserfarnen (*Hydropterides*), bei welchen sich im Megasporangium nur eine von den, durch die Teilung der Mutterzellen entstandenen, Megasporen entwickelt. Diejenigen Mutterzellen in den Sporangien des *Lepidostrobus major*, welche normal einer Zerstörung und Auflösung unterliegen, haben manchmal die Fähigkeit sich zu teilen behalten, wovon der Fall, in welchem ich 16 Megasporen in einem Sporangium angetroffen habe, bezeugt (T. V, 31, 31a). Einen Beweis für das Vorkommen solcher Fälle bei rezenten Formen erbrachte K a i n r a d l (1912) für *Selaginella helvetica*, wo sich in einem Megasporangium sogar vier gut entwickelte Megasporentetraden, abgesehen schon von den abortiven, befanden. Diese Erscheinung, die wir als Atavismus deuten können (G o e b e l, K a i n r a d l), zeugt davon, dass die Mikro- wie auch die Megasporen homologische Gebilde sind und von einer ursprünglichen isosporen Grundform herzuleiten sind.

In der Phylogenie der Archegoniaten bemerken wir, dass mit der Herausbildung der Heterosporie schrittweise eine immer stärkere Verminderung der Teilungsbestrebungen des Archespors in den die Makrosporen entwickelnden Organen eintrat, während es sich dagegen die Mikrosporen hervorbringende Organe gerade entgegengesetzt verhalten. Dies führte schliesslich dazu, dass in den weiblichen Sporangien eine einzige Megaspore, in den männlichen Sporangien aber eine grössere Anzahl von Mikrosporen sich entwickelt.

Wie aus obiger Beschreibung hervorgeht, trat die Reduktion bis auf eine Megaspore, wie man sie bei einigen Selaginellen, vor allem aber bei den Wasserfarnen antrifft, schon bei manchen Arten der Karbonlepidophyten auf. Diese Entwicklungsstufe der Megasporangien bei den Selaginellen und Wasserfarnen sieht G o e b e l für eine Annäherung an das Verhalten der Samenpflanzen an. Umsomehr dürfte dies für den *Lepidostrobus major* B r o n g n. gelten, bei welchem, wie das von mir zum ersten Mal festgestellt wurde, die Megaspore mittels eines Ansatzes mit dem adaxialen Teil der Sporangiumwand zusammengewachsen ist. So hätten wir es mit einem Übergangsstadium von den Archegoniatengattungen und -arten mit lose liegenden Megasporen zu bisher unbe-

kannten Formen mit Megasporen, die morphologisch, ja sogar physiologisch mit dem basalen Teil des Sporophylls verbunden sind, zu tun. *Lepidostrobus major* B r o n g n. würde nun in der phylogenetischen Entwicklungsreihe ein Verbindungsglied zu *Lepidostrobus Lomaxi* S c o t t darstellen. Freilich fehlt hier zwar das Integumentindusium, doch die Tatsache, dass die Megaspore an die Sporangiumwand angewachsen ist und dass sie innerhalb des Megasporangiums auf der Mutterpflanze keimt, spricht um so stärker für die Annahme *Lepidostrobus major* B r o n g n. als Übergangsform zu den *Lepidocarpaceae* zu betrachten.

Lepidostrobus Bohdanowiczii n. sp.

Das einzige sehr gut erhaltene Exemplar eines unteren Zapfenteiles und eine grosse Anzahl von lose liegenden Sporophyllen fand ich im Hangenden des Flözes Nr. XIII. in der „Brzeszcze"-Grube (Orzeszer-Schichten) (T. III, 13, 14).

B e s c h r e i b u n g des Z a p f e n s. Der 35 mm breite Zapfen besitzt auf der ca 5 mm dicken Achse Sporophylle, die dicht nebeneinander in spiraliger Ordnung angebracht sind. Der Winkel zwischen den Parastichen und die Abstände der Blattspurnarben lassen sich nicht messen. Bei den Sporophyllen des Typus *Eulepidostrobus* A r b e r, bei dem der Pedikularteil und die Spreite fast gleich lang sind, ist ersterer rechtwinklig auf der Achse angebracht, letztere dagegen richtet sich fast senkrecht zur Zapfenspitze empor (T. V, 35). Auf dem Pedikularteil sind, wie bei *Lepidostrobus major*, an der oberen Seite des Sporophylls lange, sackförmige Sporangien angewachsen (T. III, 18, 20, 21, 22, T. V, 35). Diese enthalten immer nur vier Megasporen, von denen sich lediglich eine voll entwickelt und die beträchtliche Grösse bis zu 11.5 mm erreicht, während dagegen die verkümmerten 0.8—1.4 mm, am häufigsten 1.1 mm gross sind und mit der grossen eine Tetrade bilden: sie liegen im Sporangium an der adaxialen Seite der grossen Megaspore angeheftet, d. h. in der Richtung zur Zapfenachse (T. III, 14, 18, 22, T. V, 34, 35, 37). Die Sporophyllspreite besitzt dort, wo die Krümmung nach oben beginnt, einen nach unten gerichteten Auswuchs, der die weiter unten gelegenen Sporangien bedeckt (T. V, 35).

Die S p o r o p h y l l e. Die Sporophylle trifft man,

ähnlich wie die von *Lepidostrobus major*, in zwei Lagen erhalten an: entweder sind sie platt gestreckt (T. III, 18, 19, 20, 22, Textf. 4) oder seitlich eingedrückt (T. III, 21). Der erste Erhal-

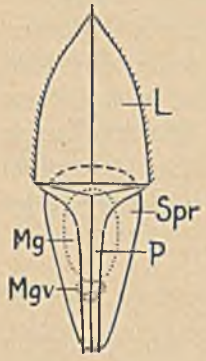


Fig. 4. Plattgestreckes Sporophyll von *Lepidostrobus Bohdanowiczii* n. sp. von unten gesehen: L — Lamina, P — Pedikulus, Spr — Sporangium, Mg — grosse Megaspore *„Sporites varius"* Wicher, Mgv — drei verkümmerte Megasporen *„Triletes Typus 30"* Zerndt, die der grossen Megaspore an der adaxialen Seite angewachsen sind.

tugszustand ist bei *L. Bohdanowiczii* häufiger anzutreffen. Er ermöglicht eine genaue Erkennung der Gestalt der Spreite und des sporangientragenden Pedikularteils, die sich scharf voneinander unterscheiden. Die Sporophyllänge beträgt 14—32 mm, die Breite dagegen 5—11 mm, wobei der Pedikulus und die Spreite fast gleich lang sind, nur dass sich bei kleineren Sporophyllen dieses Verhältnis zugunsten des Pedikularteils ändert. Der sporangientragende Teil besitzt, wie der bei *Lepidostrobus major*, die Form eines an den Seiten eingebuchteten Spiesses. Während sein spitziger Teil an die Zapfenachse angewachsen, ist sein breiter Teil mit der Spreite verbunden. Im Querschnitt besitzt der sporangientragende Teil die Gestalt eines Deltoids, dessen unterer, keilförmiger, verlängerter Teil sich im Zapfeninnern zwischen die weiter unten gelegenen Sporangien einschiebt. Die grösste Breite besitzt die Spreite (und so auch das Sporophyll) an der Verbindungsstelle mit dem Pedikularteil. Die Dicke der Spreite ist hier nicht grösser als 1.5 mm. Die Spreite entlang zieht sich ein median verlaufender Nerv hin, der sie in symmetrische Hälften teilt. Auf der oberen Seite der Spreite läuft längs des Nervs eine seichte Rinne. Die Oberfläche der Spreite ist sehr fein behaart, ihre Ränder dagegen sind mit Wimpern von bis 50 μ Länge verziert (Textf. 4).

Die Megasporangien. Die mit dem Pedikularteil des Sporophylls an seiner oberen (ventralen) Seite längs

des schmalen Streifens verbundenen Sporangien besitzen ähnliche Gestalt, wie die des *Lepidostrobus major* B r o n g n. Im Längsschnitt haben sie die Gestalt eines Trapezes (T. III, 21, T. V, 35), im Horizontalschnitt aber eine länglich-eiförmige, die sich der Zapfenachse zu stark zusammenzieht (T. III, 18, Textf. 4). Die Sporangien sind 7—14 mm lang und 3—4.5 mm hoch. Die grösste Breite besitzt das Sporangium dort, wo der Pedikulus am breitesten ist, wodurch er samt dem Sporangium, falls sie horizontal zusammengepresst sind, die Gestalt eines Dreiecks annehmen. Im oberen Teil sind die Sporangien, so wie die des *Lepidostrobus major* B r o n g n., leicht abgeplattet und besitzen ringsherum einen sich deutlich abhebenden Rand, der, wie ich annehme, im Zapfeninnern durch das enge Anliegen des Sporangiums an darübergelagerte Sporophylle entstand.

D i e M e g a s p o r e n. In jedem Megasporangium befinden sich gewöhnlich nur vier Megasporen, die eine Tetrade bilden. Aber nur die an der Längsachse des Sporangiums gelegene erreicht ein sehr grosses Ausmass von 3—11.5 mm Länge und 1.6—5.7 mm Breite (T. III, 17, T. V, 34, 35, 37), während die an der adaxialen Zapfenseite des Sporangiums gelegenen und der vollentwickelten Megaspore angehefteten drei abortiven eine Grösse von nur 0.85—1.4 mm erreichen. Die vollentwickelte Megaspore besitzt eine eiförmige, bzw. eiförmig-längliche Gestalt. Am Pol besitzt sie an Stelle der Y-Leisten einen fast dreistrahligen Auswuchs von spongiöser Struktur (T. V, 36). Seine Strahlen sind 220—470 μ lang und 95—157 μ breit und an den Aussenrändern 25 μ hoch. Die Höhe des Auswuchses wächst im Zentrum der grossen Megaspore bis 500 μ und mehr an. Die Kontaktflächen der Tetradenmarke konnte ich nicht wahrnehmen, da sich die Megasporen mit Hilfe des beschriebenen Auswuchses derart verbinden, dass sie dabei ein wenig von einander abstehen. Sie treten wahrscheinlich nur bei jungen Exemplaren auf (vergl. Z e r n d t, 1932), deren Auswuchs noch nicht vollkommen entwickelt ist. Auf welche Weise die Megasporen aufplatzten, konnte ich nicht feststellen, da ich keine einzige geöffnete Megaspore antraf.

Die Oberfläche der grossen und kleinen (verkümmerten) Megasporen ist mit kleinen Warzen (T. V, 36, 37) bedeckt,

wodurch die Megasporen ein mattes Aussehen annehmen. Die abortiven Megasporen besitzen eine rundliche bis dreieckige Gestalt (T. III, 15, T. V, 37). Ihr Exospor ist gewöhnlich, besonders in der Nähe des dreistrahligen Auswuchses, stark gefaltet. Die Struktur des Exospors der grossen Megasporen ähnelt der des *Lepidostrobus major* B r o n g n., doch erreichen die Maschen des Geflechtes nie die Grösse, die wir bei *Triletes giganteus* antreffen. Ausserdem weisen sie in der ganzen Megaspore ungefähr dieselbe Grösse von 2—10 μ (T. IV, 25) auf. Am Pol ziehen sich die Maschen zusammen, das Exospor wird dicker und daher auch undurchsichtiger.

D i e M i k r o s p o r e n. In einem an ein im Schiefer lose liegendes Sporophyll angewachsenen Sporangium fand ich eine Menge von Mikrosporen von rundlicher Gestalt und 33 μ Grösse. Die Struktur ihres Exospors ist netzförmig mit einer Maschengrösse von 0.5—1.0 μ (T. III, 16). Die Länge der strahlenförmigen Leisten liess sich nicht feststellen.

Anmerkungen und allgemeine Folgerungen.

Lepidostrobus major B r o n g n. war bisher nur aus vereinzelten charakteristischen langen Sporophyllen, die man als *Lepidophyllum majus* B r o n g n. bezeichnete, bekannt. G o t h a n erwähnt zwar bei der Beschreibung des *Lepidophyllum majus* B r o n g n. (G ü r i c h-Leitfossilien, 3. Lief.), dass zusammenhängende, doch selten anzutreffende Stücke in Zapfenform bekannt sind, doch gibt er nicht an, ob und von wem sie beschrieben worden sind. A r b e r bringt unter der Bezeichnung *Lepidostrobus major* (B r o n g n.) lediglich die Beschreibung von losen Sporophyllen (sporophylls detached) und vergleicht sie mit den Sporophyllen eines von W h i t e als *Lepidostrobus missourensis* D. W h i t e beschriebenen Zapfens, doch lässt er die Frage ihrer Identität unbeantwortet. Während A r b e r die Sporophyllgrösse bis 12 cm lang, 1.5 cm breit als normales Merkmal betrachtet, stellte ich an meinem Beobachtungsmaterial bedeutende Grössenschwankungen der Sporophylle, der Sporangien und der entwickelten Megasporen fest. Auch aufgefundene Zapfenfragmente sprechen für eine Grössenschwankung je nach dem Entwicklungs- und dem Reifezustand der Zapfen. Die Sporo-

phylle ein und desselben Zapfens unterscheiden sich in ihrer Grösse von einander, wobei ihre Lage, sei es im unteren oder im oberen Teil, ausschlaggebend ist.

Die Sporophylle *Lepidostrobophyllum majus* Brongn. besitzen stets ein dem Pedikularteil anhaftendes Sporangium, so dass gewöhnlich bei der Beschreibung des Sporophylls Bemerkungen über das Sporangium erforderlich sind. Häufig wird jedoch das Sporangium unrichtig beschrieben, was vom Erhaltungszustand des gerade vorliegenden Exemplars abhängig gewesen sein dürfte. Oft kommt es bei den im plattgestreckten Zustand erhaltenen Sporophyllen vor, dass ihr Pedikularteil, der ursprünglich im Querschnitt die Gestalt eines unten keilförmig verlängerten Deltoids besitzt, das Sporangium durch Einpressung in symmetrische Hälften teilt (T. II, 6, Textf. 2). Nun hat es den Anschein, als wären an der oberen Seite des Pedikularteils des Sporophylls symmetrisch zwei längliche Sporangien angebracht.

Zu interessanten, wenn auch nicht sehr überzeugenden Resultaten über die Art der Sporangienlagerung und ihrer Zahl auf dem Sporophyll bei einigen Lepidophyten kam Bassler (1919). Er beschreibt eine Reihe von Sporophyllarten der Lepidophyten (Lepidodendronen) mit Sporangien, die er in zahlreichen, sowohl platt, als auch seitlich gepressten Exemplaren besass, und gelangte zur Überzeugung, dass es zwei Sporangien gibt, die an den Seiten des spreitenähnlichen Sporangiophors angebracht sind. Dieser Sporangiophor ist nach ihm in radialer Richtung zur Achse an der oberen Seite des Sporophylls entwickelt. Diesen neuen Fruktifikationstypus nannte Bassler „*Cantheliophorus*". Bei dem *Cantheliophorus* würden also die Sporangien auf den Sporangiophoren, ähnlich wie in den Fruktifikationsorganen der Calamiten des Typus *Palaeostachya*, bzw. *Calamostachys*, angebracht sein. Nur ist nach Bassler der Sporangiophor bei *Cantheliophorus* an den Pedikularteil des Sporophylls angewachsen. Seine Annahmen stützt Bassler auf eine gerade nicht überzeugende Interpretation der von ihm untersuchten Sporophylle. Wie sich nämlich aus den von ihm beigefügten Zeichnungen und Abbildungen folgern lässt, ist dieser Fruktifikationstypus mit dem oben beschriebenen des *Lepidostrobus major* Brongn. oder *Lepidostrobus Bohdanowiczii*

m. identisch. Auf allen von ihm beschriebenen Sporophyllen *(Cantheliophorus linearifolius, C. grandis* u. s. w.) sieht man, genau so wie bei meinen Exemplaren, ein an den Pedikularteil angeheftetes Sporangium und in diesem sind die Umrisse einer sehr grossen Megaspore deutlich sichtbar. Das eigentliche Megasporangium betrachtet B a s s l e r als das angeblich zwischen zwei länglichen Sporangien herausragende Sporangiophor, die grosse Megaspore dagegen hält er für eines der Sporangien. Diese Auslegungen sind nun so zu erklären, dass man damals das Vorkommen von solchen grossen Megasporen, die eine Grösse von 11 mm und noch mehr erreichten, garnicht für möglich hielt. Dazu müsste sich noch das B a s s l e r zur Verfügung stehende Material, wie es aus den Abbildungen zu ersehen ist, in keinem guten Erhaltungszustand befunden haben, was genaue Beobachtungen erschwerte. Erst Z e r n d ts Entdeckung der grossen Megaspore *Triletes giganteus* trug viel zum richtigen Verständnis dieses Typus von sporangientragenden Zapfen bei. Wie aus den obigen Ausführungen hervorgeht, treten die Fruktifikationen des Typus *Cantheliophorus,* zumindesten in den von ihm beschriebenen Fällen, nicht auf. Die Rekonstruktion der Fruktifikation, die er auf seiner T. 11, F. 34, 35 u. 37 gibt, dürfte nicht den wahren Verhältnissen entsprechen. B a s s l e r führt bei der Beschreibung der oben erwähnten Sporophylle als eine ihrer charakteristischen Eigenschaften den offenen Winkel zwischen der Spreite und dem Pedikularteil des Sporophylls an. Bei einigen Sporophyllen erreicht dieser Winkel sogar fast 180°, so dass die Spreite wie eine Verlängerung des Pedikularteils aussieht. Daraus folgert nun B a s s l e r, dass der Zapfen gespreizt abstehende Sporophylle besass und sein Durchmesser bis 25 cm *(Cantheliophorus linearifolius)* gross war. Im Zapfen war der Winkel zwischen der Spreite und dem Pedikularteil stets von ± gleichem Ausmass. Nur während der Reifezeit vergrösserte er sich wohl ein wenig infolge des Auseinandergehens der Sporophyllspreiten, doch ob er 180° erreicht hatte, könnte man bezweifeln. In dem mir zur Verfügung stehenden Material ist dieser Winkel auf den losen seitlich gepressten und von Zapfen abgefallenen Sporophyllen (reifen) nur etwas grösser als 90°. Grössere Neigungen werden schon durch starke Deformierung infolge von Pressung ver-

ursacht. Es ist also nicht richtig, wenn man auf Grund der lose herumliegenden Sporophylle gleich auf die Grösse des Durchmessers eines Zapfens schliesst, da dies zu ganz unzutreffenden Schlüssen führen kann. Aus dem von B a s s l e r angeführten Material geht hervor, dass seine *Cantheliophorus*-Arten, die in Wirklichkeit also nur ein Sporangium besitzen mit einer übergrossen, gut entwickelten und wahrscheinlich drei verkümmerten Megasporen, aus dem Unterkarbon (Pocono, Spitzbergen), dem unteren (Serie Pottsville, U. S. A.; Waldenburgische Schichten, Niederschlesien) und mittleren produktiven Karbon (Serie Allegheny, U. S. A.) stammen. Letzteres, wie auch das Auftreten der von mir beschriebenen Arten, würde nun darauf hinweisen, dass die Fruktifikation dieses Typus sich verhältnismässig früh ausgebildet hat, worauf ich noch zurückkommen werde.

In dem mir zur Verfügung stehenden Material fand ich viele Sporophylle mit in zwei Hälften geteilten Sporangien, doch ist dies nur eine durch Einpressung des Sporophylls verursachte Deformierung. Die Zeichnung des *Lepidophyllum majus* B r o n g n. in G ü r i c h s Leitfossilien (Lfg. 3, S. 136) stellt nicht richtig, was den Pedikularteil mit dem Sporangium anbelangt, die wirklichen Verhältnisse dar. Untersucht man ein Sporophyll, das seitlich eingedrückt ist, seine Spreite also in diesem Falle nur im transversalen Längsschnitt sichtbar ist, so wird man der Täuschung unterworfen, als hätte man zwei, an der oberen und unteren Seite des Pedikulus fast wie symmetrisch angebachte Sporangien vor sich (T. II, 4). Diese Täuschung wird dadurch hervorgerufen, dass das Sporangium durch den hineingepressten Nerv des Pedikulus in zwei Teile geschieden wurde, was den Anschein erweckt, als wären es zwei an der oberen und unteren Seite des flachen Pedikularteiles angewachsene Sporangien.

Bei den Sporophyllen des *Lepidostrobus major* B r o n g n. und *Lepidostrobus Bohdanowiczii* m. stellte ich zum ersten Mal sehr feine Behaarung der Sporophyllspreite, deren Ränder winzige Fransen aufweisen, fest.

Die sowohl grossen wie verkümmerten, von mir im Zapfen des *Lepidostrobus major* B r o n g n. und in den lose herumliegenden Sporophyllen gefundenen Sporen, wurden zum

ersten Male von Z e r n d t (1930) als Typus I. unter dem Namen *Triletes giganteus* beschrieben. Die von ihm beschriebenen grossen Megasporen erreichen eine Grösse von 2.54—6.44 mm, wobei die durchschnittlichen eine Länge von 4.23 mm haben, die abortiven dagegen zeigen eine Breite von 0.44—1.06 mm (durchschn. 0.63 mm). In einer anderen Arbeit stellt derselbe Verfasser (1934) eine grosse Veränderlichkeit der Megasporen *Triletes giganteus* fest und unterscheidet Megasporen, die eine ansehnliche Grösse und ein feines Exospor besitzen, und solche, die viel kleiner sind und ein dickes Exospor aufweisen. Die Megasporen mit einem dünnen Exospor haben eine durchschnittliche Länge von 4200 μ, die mit einem dicken Exospor einen durchschnittlichen Durchmesser von 700 μ, wobei die kleinste 386 μ hatte. W i c h e r (1934) gibt für die grossen Megasporen eine Länge von 2.5—10 mm, für die kleinen einen Durchmesser von 0.38—1.06 mm an. In meinem reichen Beobachtungsmaterial schwankt die Länge bei den gut entwickelten Megasporen in den Grenzen zwischen 3.5—11.5 mm, wobei ich nur die Sporangien von höchstens 13 mm Länge mazeriert habe. Auf Grund des Vorkommens der Sporangien von 16 mm Länge, die ich aber wegen der Knappheit des Materials nicht mazeriert habe, könnte man folgern, dass die Megasporen *Triletes giganteus* noch grösser als 11.5 mm sein können. Die Grössenunterschiede bei den verkümmerten Megasporen schwanken in nur ganz kleinen Grenzen von 0.4—0.6 mm. Ihre Grösse ist nicht von der Grösse der vollentwickelten grossen Megaspore abhängig. Grössere verkümmerte Megasporen befinden sich nur in den anormal entwickelten Sporangien, was jedoch zur Seltenheit gehört.

Was den *Lepidostrobus Bohdanowiczii* anbelangt, so besassen wir bisher nur Beschreibungen der Sporen und zwar von Z e r n d t (1930) der abortiven, von W i c h e r (1934) sowohl der abortiven wie auch der vollentwickelten Megasporen, während solche von Zapfen und Sporophyllen fehlten. Z e r n d t beschrieb die abortiven Sporen als Typus 30 und zählte sie, da sie am Pole der Spore anstatt der Y-Leisten einen „granulösen" Auswuchs besitzen, anfangs nicht zu den *Triletes*, sondern nahm an, dass sie zu den Pollen gehören. Erst W i c h e r löste diese Frage, nachdem es ihm gelungen

war grosse und auch verkümmerte Megasporen, die am Pol den erwähnten, dreilappigen „granulösen" Auswuchs aufweisen, zu isolieren. Für die grossen Megasporen gibt W i c h e r eine Länge von 3—4 mm. für die kleinen eine solche von 0.5—<1 mm an. Da er nur ein an Exemplaren armes Material zur Verfügung hatte, ist W i c h e r der Ansicht, dass die Megasporen *Sporites varius* hinsichtlich ihrer phylogenetischen Entwicklung eine Übergangstellung einnehmen, u. zw. von den Tetraden, die sich normal entwickeln und aus vier gleichgrossen Sporen bestehen, zu denjenigen, bei welchen in der Tetrade drei Megasporen völlig verkümmern. Als Endresultat entstand eine Art von Sporen (Samen) des Typus *Lepidocarpon Lomaxi* S c o t t. W i c h e r meint, dass das Auftreten der Megasporen *Sporites varius* in normal entwikkelten Tetraden mit vier gleichgrossen Megasporen nicht ihre einzige Erscheinungsart ist, sondern dass auch Abortiverscheinungen von bisweilen ein oder zwei, ja sogar von drei Megasporen vorkommen sollen, wie es z. B. in den Sporangien bei *Calamostachys binneyana* der Fall ist.

Auf Grund der von W i c h e r angegebenen Grössenverhältnisse könnte man wohl schliessen, dass die Megasporentetraden noch nicht ganz entwickelt und die Grössenunterschiede zwischen den verkümmerten und grossen Megasporen gering waren. Wicher gibt jedoch selbst zu, dass diese Angelegenheit wegen seines geringen Materials auch weiterhin offen bleibe.

Und wirklich beweisen die Tatsachen etwas ganz anderes. Wie es wohl die Ausführungen über den Zapfen bei *Lepidostrobus Bohdanowiczii* m., der Sporangien mit Megasporen *Sporites varius* W i c h e r besitzt, und die zahlreichen, vereinzelt liegenden Sporophylle mit den Sporangien und Megasporen derselben Art zeigen, handelt es sich bei der Sporangienentwicklung von *Lepidostrobus Bohdanowiczii* um eine stets eintretende Abortiverscheinung von drei Megasporen zugunsten einer vierten, die, genau so wie bei *Lepidostrobus major* B r o n g n., eine sehr bedeutende Grösse erlangt. Während die verkümmerten Megasporen kaum 0.8—1.4 mm, häufigstens 1.1 mm lang sind, erreicht die sich auf ihre Kosten entwickelnde Megaspore die ansehnliche Länge von sogar 11.5 mm.

Der wichtigste Unterschied in der Sporangienentwicklung bei *Lepidostrobus Bohdanowiczii* und *Lepidostrobus major* beruht darauf, dass 1) bei *L. Bohdanowiczii* die verkümmerten Megasporen an der adaxialen Seite der grossen befestigt sind, also umgekehrt wie bei *L. major* und 2) dass die grosse Megaspore bei *L. major* mit einem Auswuchs des Exospors an die adaxiale Wand des Megasporangiums angewachsen ist, während die grosse Megaspore bei *L. Bohdanowiczii* vollkommen frei im Sporangium steckt.

Aehnliche Verhältnisse wie bei *L. Bohdanowiczii* treffen wir bei dem von W i c h e r beschriebenen *Porostrobus Benholdi* B o d e, wo die verkümmerten Megasporen ebenfalls eine dem Zapfeninnern zugekehrte Lage aufweisen. Wie bekannt, machte nun W i c h e r die Annahme, dass die an der Aussenseite des Zapfens liegende Megaspore infolge ihrer günstigen Lage die besten Entwicklunsmöglichkeiten besass. Diese Ansicht ist für den *Lepidostrobus major* nicht annehmbar, da hier die grosse Megaspore gerade am adaxialen Sporangienteil liegt. W i c h e r, der sich sowohl auf die Ausführungen Z e r n d t s über die Erscheinung der Verkümmerung von drei Megasporen bei *Triletes giganteus* zugunsten der vierten stützt, wie auch ihre Aehnlichkeit in der Entwicklung mit den Megasporen bei *Lepidocarpon Lomaxi, Sporites varius* und *Porostrobus Benholdi* in Betracht zieht, versucht, wie folgt, ihre phylogenetische Bedeutung zu erklären: 1) als erster Entwicklungsschritt von Homo- zur Heterosporie sind die Schwankungen in der Sporengrösse der anfangs homosporen Arten anzusehen, die schliesslich zur Teilung in männliche und weibliche Sporen führten. Nachher kam eine Teilung des Zapfens in einen weiblichen und männlichen Teil, bzw. in männliche und weibliche Zapfen. Den Höhepunkt in der Heterosporie stellt die Entstehung einer Tetrade von vier wohlausgebildeten Megasporen in einem Megasporangium dar, im Mikrosporangium dagegen die Entwicklung einer sehr grossen Anzahl der Mikrosporen.

2) Hier setzt dann die Weiterentwicklung mit deutlicher Richtung auf die Samenpflanzen zu dadurch ein, dass eine, zwei oder drei Megasporen eines Megasporangiums verkümmern und nur die vierte auf Kosten der vorigen sich übergross entwickelt. Das Endstadium der phylogenetischen Entwick-

lung bildet das Einschliessen des Megasporangiums mit nur einer übergrossen Megaspore durch ein Integument.

3) Die Megaspore verlässt den Zapfen nicht mehr, sondern bildet im Innern des Megasporangiums ein Prothallium. Es erfolgt hier auch die Befruchtung, indem die Mikrosporen durch die Mikropyle (vergl. *Lepidocarpon Lomaxi* S c o t t) in das Innere des Megasporangiums gelangen. Ebenfalls die Entwicklung des Embryo findet noch im Megasporangium statt.

Es fehlen noch in dieser phylogenetischen Entwicklungsreihe der Archegoniaten einige Stadien, nach denen die Paläobotanik suchen muss.

Bei rezenten Selaginellen geht mit der Reduktion der Makrosporenanzahl in einem Makrosporangium zugleich eine Ansammlung einer grossen Menge von Nährstoffen in den Megasporen vor sich, was eine Prothalliumbildung unabhängig von den äusseren Bedingungen ermöglicht. Die Reduktion bis auf eine Megaspore kommt bei ihnen nur sporadisch und unregelmässig vor. Dieselbe Tendenz beobachten wir auch bei Wasserfarnen, wo zwar mehrere Megasporen angelegt werden, aber nur eine von ihnen die Vollentwicklung erlangt, so dass die Pflanze in dieser Megaspore die zur Weiterentwicklung notwendigen Nährstoffe in genügender Menge ansammeln kann.

Etwas anders stellt sich die Megasporenentwicklung und -keimung bei den von mir oben beschriebenen Fruktifikationen der Karbonlepidophyten dar. Wir haben nämlich bei *Lepidostrobus major* eine Entwicklungsstufe vor uns, in der die wohlausgebildete Megaspore mittels eines Exosporauswuchses an die adaxiale Sporangienwand festgewachsen ist und inmitten des Megasporangiums auf der Mutterpflanze keimt. So stellt der *Lepidostrobus major* B r o n g n. ein Übergangsstadium zwischen dem *Lepidostrobus Bohdanowiczii* und *Porostrobus Benholdi* B o d e einerseits, und *Lepidocarpon Lomaxi* S c o t t andererseits dar.

Auffallend ist es, dass die verkümmerten drei Megasporen bei *Lepidostrobus major* fast die gleiche Grösse, unabhängig davon ob sie der reifen wohlausgebildeten Megaspore oder einer noch unreifen entstammen, aufweisen, was auf eine Einheitlichkeit in der Entwicklung der Sporangien hindeutet.

Bei *Lepidostrobus Bohdanowiczii,* wo die grosse Megaspore an die Sporangienwand nicht angewachsen ist, sind die Grössenschwankungen der verkümmerten Sporen grösser. Die verkümmerten Megasporen von *L. major, L. Bohdanowiczii* und *Porostrobus Benholdi* besitzen eine Grösse, wie sie keine Megaspore der rezenten Pteridophyten erreicht, und unter den Megasporen der Karbonpflanzen gehören sie auch zu den grossen. Bei den Fruktifikationen dieser drei Lepidophyten fällt eine Eigentümlichkeit auf, die sie alle drei gemeinsam besitzen: die Megasporentetraden sind im Sporangium immer so gelagert, dass die Längsachse der grossen Megaspore mit der des Sporangiums zusammenfällt. Die verkümmerten Megasporen wiederum sind in einem Winkel von 120° an die grosse angeheftet, liegen jedoch bei *Lepidostrobus Bohdanowiczii* und *Porostrobus Benholdi* an ihrer adaxialen, bei *Lepidostrobus major* dagegen an der abaxialen Seite, also an der Aussenseite des Zapfens. Bei letzterer Art ist abweichend von den zwei zuerst genannten, die grosse Megaspore an der adaxialen Seite durch den Auswuchs des Exospors an die Sporangienwand angewachsen.

Wenn wir nun diese Tatsachen berücksichtigen, wie auch den Umstand, dass diese Entwicklungsstufe des Sporangiums phylogenetisch frühzeitig erreicht war [1]), so liegt die Annahme nahe, dass die Sporangienentwicklung und die Megasporenreduktion bei diesen Lepidophyten auf ganz anderem Wege verlaufen sind, als wir dies heute z. B. bei den Selaginellen sehen, und die Tatsachen, die uns zu Parallelen veranlassen, müssen lediglich als Konvergenzerscheinung betrachtet werden.

Nach der Erreichung einer Entwicklungsstufe, in der aus einer Mutterzelle vier gleichgrosse Megasporen gebildet werden, kam als nächstes oder vielleicht paralleles Stadium in der phylogenetischen Entwicklungsreihe die Verkümmerung von drei Megasporen und volle Ausbildung nur einer aus der

[1]) Es treten doch *Triletes giganteus* und *Sporites varius* nach Zerndt im ganzen Oberkarbon, (was mit dem Auftreten des *Lepidostrobophyllum majus* Brongn. übereinstimmt) und *Porostrobus Benholdi* Bode im Unterkarbon des Moskauer Steinkohlenbeckens auf, und ebenfalls die von Bassler beschriebenen *„Cantheliophorus"* - Arten kommen im Unter- sowie im unteren Teil des Oberkarbons vor.

Tetrade. Dies wurde vermutlich dadurch verursacht, dass eben nur eine der Tetradenzellen in der Längsachse des Sporangiums lag, während die drei Schwesterzellen gegen diese, gegen die Achse der sich entwickelnden Tetradenzelle und zueinander unter einem Winkel von 120° gestellt waren. Diejenige Schwesterzelle, welche in der Längsachse des Sporangiums liegt, nimmt die günstigste Lage ein und entwickelt sich zu einer übergrossen Megaspore, während die drei anderen nach dem Erlangen einer bestimmten Grösse verkümmern.

Für eine solche Interpretation dürfte auch die bereits erwähnte Tatsache sprechen, dass in einem Megasporangium 16 Megasporen aufgefunden wurden. Fünfzehn von ihnen besassen die Grösse verkümmerter Megasporen, und die sechzehnte erreichte die Grösse (2.7 mm) einer fast wohlausgebildeten Megaspore. Das weist darauf hin, dass die Megasporen wegen einer Begrenzung der Entwicklungskraft der Megasporenschwesterzellen nur die Grösse der abortiven Sporen erreichen konnten und nur eine einzige von ihnen, die eine günstigere Lage in der Längsachse des Sporangiums besass, sich zu so grossen Ausmassen entwickeln konnte.

Sigillariostrobus Czarnockii n. sp.

Die Z a p f e n. Das erste Exemplar von 12.5 cm Länge und 2.2 cm Breite stellt einen unvollständigen Zapfen dar, dem Stiel und Scheitel fehlen (T. VI, 40). Der Scheitel ist in dem anderen Teil des Schiefers zurückgeblieben, wurde aber auch untersucht. Der Zapfen war ursprünglich mit Sporophyllen bedeckt; nach ihrer Entfernung enthüllte sich das Innere, welches volkommen mit dicht beieinanderliegenden Sporen ausgefüllt war, so dass ausser diesen keine anderen Bestandteile des Zapfens sichtbar waren (T. VI, 40, T. VII, 52). Wie die Zapfenachse und die Anheftungsweise der Sporophylle an sie ausgesehen haben, lässt sich nicht herausfolgern. Anhand eines Fragments aber, auf dem sich die Sporophylle verhältnismässig gut erhalten haben, konnte ich feststellen, dass sie in vertikalen Reihen angeordnet waren (T. VI, 47).

Die Sporophylle haben in ihrem oberen Teil die Gestalt eines länglichen, scharf auslaufenden Spiesses, im unteren dagegen die eines Dreiecks, dessen eine Basalecke abgerundet

ist (T. V, 38, 39, T. VI, 48, Textf. 5). Die Länge des Sporophylls beträgt bis 24 mm: die grösste, stark nach unten vorgeschobene Breite dagegen bis 7 mm. Sporangien fand ich nicht vor. Glatte Sporen des Typus I. K i d s t o n füllen vollkommen das Zapfeninnere aus. Der Durchmesser der entwickelten Megasporen beträgt gewöhnlich (0.44) 1.2—2.7 mm, am häufigsten 2.2 mm. In dem unter der Zapfenspitze gelegenen Teil werden die Megasporen sichtbar kleiner, so dass sie kaum eine Grösse von 0.44 mm erreichen, doch ist ihre Anzahl verhältnismässig klein. Ausser den normal ausgebildeten Megasporen treffen wir auch verkümmerte von dreieckiger Gestalt mit einem 35—50 μ dicken Exospor, deren Durchmesser in den Grenzen zwischen 0.4 mm bis 1.4 mm schwankt (T. VI, 46, 49). Bei den grossen, normal entwickelten Megasporen beträgt die Dicke des Exospors gewöhnlich 25—30 μ; in der Nähe der Y-Leisten wächst sie bis auf 40—60 μ an.

Fig. 5. Plattgestrecktes Sporophyll von *Sigillariostrobus Czarnockii* n. sp.

Der zweite Zapfen (T. VII, 50) bildet eine Ergänzung des oben beschriebenen, obgleich auch ihm der Scheitel fehlt. Dieses Exemplar ist 10 cm lang und ungefähr 2.5 cm breit. Der erhalten gebliebene Teil des Zapfenstiels ist 6 cm lang. Drei Zentimeter seines oberen Abschnittes sind mit ca 2 cm langen sterilen Blättern bedeckt, die ein wenig schmäler sind als die Sporophylle. Weiter unten ist der Stiel unbeblättert und mit winzigen Warzen bedeckt. An zwei Stellen ist die ca 7 mm breite Achse bemerkbar, auf der in Quirlen angeordnete Blattspurnarben sichtbar sind. Da von den Sigillarienzapfen die Sporophylle abfielen, treffen wir eine grosse Anzahl von solchen nackt liegenden Achsen auf dem Schiefer an. Die Blattspurnarben nach den Sporophyllen sind im allgemeinen genau so angeordnet wie die Blattpolster auf dem Stamm, d. h. spiralförmig in Parastichen und in vertikalen Reihen. Die dichte Anordnung der Sporophylle auf einem kleinen Raum der Zapfenachse verursacht die Bildung von fast regelmässigen Quirlen, die manchmal leicht zur Achse geneigt sind (vgl. B o d e 1928, Abb. 1, wie auch T. VII, 51). Der Abstand zwischen den Blattspurnarben im Quirl beträgt 1.5 mm, der zwi-

schen den Quirlen selbst dagegen 3—3.5 mm. In einem Quirl befinden sich 9 Blattspurnarben. Angaben über die Gestalt und die Grösse dieses Zapfens erübrigen sich, da diese mit den bereits über den ersten Zapfen gebrachten übereinstimmen. Auch hier traf ich im Zapfeninnern keine Sporangien an, da es vollkommen, ähnlich also wie beim ersten, mit lose umherliegenden Sporen ausgefüllt war (T. VII, 50).

Die Sporen *Triletes I.* K i d s t o n sind in diesem Zapfen etwas grösser als in dem vorher behandelten. Hier sind Grössenschwankungen von 2.9 mm im unteren Teil bis 0.45 mm am Scheitel zu verzeichnen. Am häufigsten trifft man Sporen von einer Grösse von 2.2—2.4 mm an.

Auf diesem Zapfen sieht man, wie die Sporophylle zur Zapfenachse angeordnet sind. Es hat den Anschein, als wären sie der Achse zugeneigt, zunächst im adaxialen Teil sanfter, später nach der Aussenseite des Zapfens zu schräg in einem Winkel von 125° (T. V, 38, T. VII, 50). Auf beiden Zapfen sind die Sporophylle schwer zu beschreiben. Sehr gut sichtbar dagegen sind sie auf zahlreichen zerfallenen Exemplaren, wo sie lose in der nächsten Umgebung des Zapfens liegen. Bei ihnen ist die scharfe Trennung in zwei Hälften, und zwar in eine adaxiale, sporangientragende und eine abaxiale, sterile Spreite (lamina) nicht zu bemerken (T. V, 39, T. VI, 48, Textf. 5). Der obere 2 cm lange Teil, der die Gestalt eines stark langgestreckten und scharf auslaufenden Spiesses besitzt, verbreitert sich sehr bedeutend in seinem unteren Teil und geht in den verhältnismässig breiten, doch kurzen (0.5 cm) dreieckigen, löffelförmig eingebuchteten adaxialen Teil des Sporophylls über. An der Übergangsstelle vom oberen zum unteren Teil entstehen an den Rändern des Sporophylls zwei Ecken (Textf. 5). Die Sporophyllspreite weist sowohl an der oberen wie auch an der unteren Seite eine feine Behaarung auf, die längs des Nervs an der unteren Sporophyllseite etwas stärker ist. Die Ränder des oberen Teils sind mit Fransen (Wimpern) verziert. Diese sind an den Ecken der Spreite am stärksten entwickelt und erreichen hier die Grösse von 0.4 mm; nach oben zu werden sie immer kleiner (Textf. 5). Der adaxiale Teil hat glatte Ränder. Auf vielen von der unteren Seite aus betrachteten Sporophyllen stellte ich im unteren Teile eine Ausbuchtung und an dem Ansatzrand des Spo-

rophylls einige Ritze fest, die infolge Pressung durch Zerreissen des löffelförmigen unteren Teils des Sporophylls entstanden sind. In diesem löffelförmigen Teil dürfte sich das Sporangium befunden haben. Die lose liegenden Sporophylle zeigen keine Spur von einer Verwachsung mit dem Sporangium, was davon zeugen dürfte, dass die Sporangien an die Achse festgewachsen waren, und zwar in den Blattachseln unmittelbar am Zapfenstengel, wie es heute bei den Selaginellen der Fall ist.

Die Sporangien. Im Innern der beiden Zapfen fand ich in grosser Anzahl Sporen, die teils noch in Tetraden, teils lose lagen; letztere waren infolge Pressung des Zapfens durcheinandergeschoben. Doch traf ich auf keine Sporangien. Während der Untersuchungen der zahlreichen Zapfenfragmente, die ich ausser den beiden beschriebenen Exemplaren fand, gelang es mir in zwei Fällen Sporen, die noch in einem Sporangium eingeschlossen waren, anzutreffen. Die Sporangien sind eiförmig, 4—7 mm lang und 2—4.5 mm breit. Sie lassen sich leicht samt den Sporen isolieren (T. VI, F. 45). Sie enthalten 12 Sporen, die sich unter der Sporangiumwand sehr stark abheben. Die Sporen haben während ihrer Reifezeit infolge ihres Wachstums das Sporangium gesprengt; man trifft sie im Innern reifer Zapfen bereits losgelöst und zum Aussäen bereit an.

Die Sporen. Im Innern der Zapfen wie auch in Tausenden von im Schiefer lose liegenden Exemplaren, fand ich Sporen *Triletes I.* Kidston. Es sind glatte Sporen (Gruppe: *Laevigati*), die eine glänzende Oberfläche und sehr gut ausgebildete Tetradenmarken besitzen (T. VI, 41, 42, 43, T. VII, 52, 53, 54). Letztere werden von den hervortretenden Y-Leisten und Bogenleisten begrenzt. Die Y-Leisten, an denen entlang die Sporen während der Keimung aufplatzen, ragen 10—15 μ, in der Mitte aber 20 μ hervor. Das Exospor hat im wesentlichen dieselbe Dicke, die 20—30 μ beträgt, inmitten der Y-Leisten wächst sie bis auf 60 μ an. Hier heben sich in jedem Winkel drei oder vier Falten ab, die strahlenförmig von der Mitte ausgehen und 150—200 μ lang sind. Dies ist jedoch keine ständig auftretende Eigenschaft. Man trifft viele völlig glatte Sporen an. Diese Falten sind wahrscheinlich infolge Pressung entstanden, da hier das Exospor dicker ist und nicht

so leicht der Zusammenpressung unterlag. Das Exospor einiger Sporen zeigt eine zellenähnliche Struktur (T. VI, 44). Bei diesen Sporen ist diese Struktur entweder durch Abdruck der die Sporangienwand bildenden Zellen infolge Pressung hervorgerufen, oder aber die Sporangienwand ist noch an das Exospor festgeklebt. (Alle untersuchten Exemplare gewann ich nicht mit Hilfe der Mazeration sondern auf mechanischem Wege). Die Grösse der aus dem Schiefer ausgeschlemmten Sporen schwankt in den überaus zahlreichen Exemplaren zwischen 0.44—2.7 mm (aus der „Artur"-Grube) und 1.2—3.0 mm (aus der „Aleksander"-Grube). Die grössten Sporen liegen im Zapfeninnern in den unteren Teilen der Zapfen, der Spitze zu werden sie allmählich kleiner, bis sie in den Scheitelteilen kaum mehr die Grösse von 0.44 mm erreichen. Diese Grössenabstufungen ermöglichen uns die Aufstellung einer Reihe, die die Sporen in allen Grössen von der kleinsten bis zur grössten enthält (T. VII, 54). Ausser den normal entwickelten Sporen fand ich im Innern der beiden Zapfen verkümmerte, die ganz deutlich die Gestalt eines Dreiecks besassen (T. VI, 46 49, T. VII, 53). Der Verkümmerung unterlagen eine, zwei oder drei Sporen in einer Tetrade, doch fand ich ganze Tetraden in verkümmertem Zustande an. (T. VI, 49, T. VII, 53). Die Grösse der verkümmerten Sporen schwankt zwischen 0.4—1.4 mm. Sie besitzen ein dickeres Exospor als die normal entwickelten Sporen und dieses erreicht eine Dicke bis 50 μ. Sowohl die Y-Leisten wie auch die Bogenleisten sind deutlich wahrnehmbar, da sie stark hervortreten. Die Oberfläche des Exospors ist oft stark gefaltet (T. VI, 46, 49). Die verkümmerten Sporen unterscheiden sich schon allein durch ihre Farbe von den normal ausgebildeten. Während nämlich im ersten Zapfen letztere braun, im zweiten schwarzbraun sind, weisen erstere immer eine schwarze Farbe auf. Die Farbe des Exospors ist für die gegebene Art nicht massgebend und hängt von der Inkohlungsstufe und bei der Mazeration teilweise vom Einwirkungsgrad der Reagenzien ab.

Die B e m e r k u n g e n. Beide oben beschriebene Zapfen von *Sigillariostrobus Czarnockii* m. enthalten lediglich Megasporen. Mikrosporen traf ich in keinem der von mir gefundenen (auch fragmentarischen) Exemplare an. Auf Grund der verhältnismässig bedeutenden Länge und des kleinen

Durchmessers der beschriebenen Zapfen könnte man folgern, dass man es mit weiblichen, d. h. nur Megasporen enthaltenden Zapfen zu tun hat und die männlichen, d. h. Mikrosporen bildenden sich als besondere Sprossteile oder sogar auf anderen Individuen gebildet haben.

Die Sporen und ihre charakteristischen Eigenschaften beschrieb Kidston (Bennie and Kidston 1886) unter dem Namen *Triletes I.* Die von ihm angegebenen Grössen sind bedeutend kleiner, denn nur 1.65 mm. Einige neue Ergänzungen brachte Zerndt (1930). Zeiller (1884) beschrieb einige Sigillarienzapfen, von denen zwei, und zwar *Sigillariostrobus Tieghemi* und *S. strictus* Megasporen mit glattem Exospor enthielten. Bei *Sigillariostrobus Tieghemi* erreichen die Megasporen eine Grösse von 2 mm, bei *S. strictus* ist ihr Durchmesser nur 1—1.2 mm breit. Sowohl was den Bau des Zapfens, wie auch die Gestalt der Sporophylle betrifft, unterscheiden sich die beiden Arten stark von *Sigillariostrobus Czarnockii. Sigillariostrobus Tieghemi* besitzt auf dem Zapfenstiel typische Sigillarienblattpolster, was ich bei *Sigillariostrobus Czarnockii* nicht bemerkt habe. Die Sporophylle des *S. Tieghemi,* deren basaler Teil von dreieckiger Gestalt mit gradlinigem Rand von dem oberen kantenförmig abgegrenzt ist, sind eher dem *Lepidostrobus*-Typus ähnlich. Ihr oberer Teil ist nicht mit Fransen verziert (Zeiller 1884. T. 11, F. 4 u. 4 a).

Auch die von Zeiller (1884) beschriebenen Zapfen von *Sigillariostrobus strictus* sind von völlig anderer Gestalt als bei *S. Czarnockii.*

Die anderen Sigillariostroben Zeillers (1884), und zwar *S. Souichi, S. nobilis* und *S. Goldenbergi* enthalten Megasporen mit warzen- oder stachelförmigem Exospor und kommen daher beim Vergleich mit *S. Czarnockii* nicht in Betracht.

Kidston beschriebt (1898) gut erhaltene Zapfen von *Sigillariostrobus rhombibractiatus* und *S. ciliatus. Sigillariostrobus Czarnockii* ist ihnen, was den Bau des Zapfens und die Gestalt der Sporophylle betrifft, ziemlich ähnlich, ihre Sporen dagegen haben ein warzenförmiges Exospor. Bei *Sigillariostrobus ciliatus* treten nach Kidston Sporangien auf, die einen Hohlraum im basalen Teil des Sporophylls

(er vergleicht sie mit *Isoëtes)* einnehmen. Es ist mir gelungen bei *Sigillariostrobus Czarnockii* Sporangien herauszupräparieren und ich konnte feststellen, dass sie achselständig der Zapfenachse angewachsen sind, so dass sie eher heutigen Selaginellen ähneln. Nur die Aussaatweise der Sporen durch Zerfall der Sporangienwand scheint dem *Isoëtes* ähnlich zu sein. Dieselbe achselständige Anheftungsweise des Sporangiums im Zapfen bemerkte ich auch bei denjenigen Sigillariostroben, die mit Warzen bedeckte Sporen besitzen und die ich noch in Bearbeitung habe.

B o d e (1928) beschrieb einen Zapfen von *Sigillariostrobus Gothani*, der, was die Morphologie der Achse und Sporophylle anbetrifft, an den Zapfen *Sigillariostrobus Czarnockii* erinnert. Die von ihm beschriebenen Sporophylle weisen nur im unteren Teil eine Fransung auf. Auf jedem Sporophyll ruhen nach ihm anscheinend nur drei nackte Megasporen, was wenig wahrscheinlich ist, da man eine ständige, regelmässige Verkümmerung der vierten Spore in der Tetrade annehmen müsste. B o d e gibt uns keine Charakteristik der Sporen, was für die Bestimmung der Art geradezu unentbehrlich ist.

Für die Unterscheidung der Sigillariostroben von den Lepidostroben scheint die Tendenz der Sporophylle sich in Quirlen anzuordnen die charakteristische Eigenschaft der Sigillarien zu sein, obgleich manchmal die Quirle nicht ganz senkrecht im Verhältnis zur Achse verlaufen. Auch bei anderen Sigillarien-Zapfen, mit denen ich mich augenblicklich beschäftige, lässt sich dies feststellen.

Sehr interessant stellt sich die Entwicklungsweise der Sporangien dar. Es dürfte keinem Zweifel unterliegen, dass die Sporangien nicht an die Sporophylle angeheftet waren, da das Sporophyll in diesem Falle irgendeine Spur einer Anheftung aufweisen würde, sondern dass sie achselständig angewachsen waren, so wie es heute bei den Selaginellen der Fall ist. Die Sporen haben während der Reife die Sporangien gesprengt, so dass man sie in den reifen Zapfen in ihrem Innern lose liegend antrifft.

Es wäre zu betonen, dass sowohl bei den von Z e i l l e r (1884) und K i d s t o n (1898) beschriebenen Zapfen wie auch bei *Sigillariostrobus Czarnockii* die Blattspurnarben auf der

Zapfenachse stets zu neun in fast regulär verlaufenden Quirlen angeordnet sind. Wäre dies vielleicht ein für die bisher bekannten Sigillariostroben charakteristisches Merkmal? Wie bekannt, ist nach Zeiller der lange, charakteristische Zapfenstiel, mittels welchen der Zapfen dem Stamm angewachsen ist, das unterscheidende Kennzeichen der Sigillariostroben.

ZUSAMMENFASSUNG.

1) In den Sporophyllständen von *Lepidostrobus major* Brongn. fand ich in den Sporangien am häufigsten nur vier Megasporen, von welchen drei stets verkümmerten, eine aber, die seinerzeit unter dem Namen *Triletes giganteus* von Zerndt (1930, 1934) beschrieben wurde, eine ausserordentliche Grösse erreichte. Die verkümmerten sind der Megaspore an ihrer abaxialen Seite angewachsen. Die grosse Megaspore ist mit Hilfe des Exosporauswuchses an die adaxiale Sporangienwand angeheftet. Die Megaspore keimte im Sporangiuminnern (noch auf den Sporophyten?).

Somit wurde ein neues Verbindungsglied in der phylogenetischen Entwicklungsreihe der Lepidophyten, und zwar zwischen den *Lepidodendrales* und *Lepidospermae* entdeckt.

2) In den Sporophyllständen von *Lepidostrobus Bohdanowiczii* m. befanden sich im Sporangium ebenfalls immer nur vier Megasporen, von denen drei, die als *Triletes* Typus 30 von Zerndt (1931, u. a.) beschrieben wurden, verkümmerten; die vierte unter dem Namen *Sporites varius* von Wicher (1934) beschriebene war übergross entwickelt. Doch war die letztere an die Sporangienwand nicht angeheftet, sondern lag frei im Sporangiuminnern. Die drei verkümmerten Megasporen waren der grossen Megaspore an ihrem adaxialen Pol angewachsen. *Lepidostrobus Bohdanowiczii* m., wie auch *Porostrobus Benholdi* Bode, stellen eine hohe Entwicklungsstufe der Heterosporie bei den Pteridophyten dar, bei welcher die ständige Reduktion der Megasporen im Sporangium bis auf eine einzige, die sich voll entwickelt, auftritt, während die übrigen drei Megasporen der Tetrade stets verkümmern. Diese Entwicklungsstufe wurde schon im Unterkarbon erreicht.

3) Bei *Sigillariostrobus Czarnockii* m. wurden Megasporen in den Zapfen gefunden. Alle vier Megasporen jeder Tetrade wurden voll entwickelt. Die Sporangien sind in den Zapfen meistens nicht mehr vorhanden. Es ist nur gelungen auf zwei lose liegenden Zapfenfragmenten Sporangien zu finden. Jedes Sporangium enthält 12 Megasporen. Die Sporangien unterlagen während des Heranreifens der Sporen der Vernichtung. Die Megasporen gehören dem *Triletes I.* K i d s t o n und zeigen innerhalb des Zapfens erhebliche Schwankungen ihrer Grösse. Die grössten treten im unteren Teil, die kleinsten dagegen im Scheitelteil des Zapfens auf. Man trifft auch die Abortiverscheinungen, vobei eine, zwei, drei oder sogar alle vier Megasporen der Tetrade der Verkümmerung unterlagen. Die Sporangien waren achselständig der Zapfenachse angewachsen.

Das Material habe ich in der naturhistorischen Abteilung des Schlesischen Museums zur Untersuchung vorbereitet. Die Bearbeitung des Materials wurde im Institut für Anatomie u. Zytologie der Pflanzen der Jagellonischen Universität in Kraków unter der Leitung des Herrn Prof. Dr. Kazimierz P i e c h, dem ich für vielfache Unterstützung zum wärmsten Dank verpflichtet bin, ausgeführt. Dem Leiter der naturhistorischen Abteilung des Schlesischen Museums, Herrn Dr. Wiktor N e c h a y schulde ich grossen Dank für liebenswürdige Erleichterungen bei der Arbeit. Herrn Dr. Jerzy L i l p o p danke ich dafür, dass ich seine wertvolle Büchersammlung benutzen durfte.

Institut für Anatomie und Zytologie der Pflanzen der Jagellonischen Universität in Kraków.

Die Arbeit wurde im Juli 1936 abgeschlossen.

Tafel II.

Lepidostrobus major Brongn.

Fig. 1. Junger Zapfen. Nat. Gr.

Fig. 2. Ein Teil desselben Zapfens 2½-mal vergrössert. *A* — Zapfenachse *Mg* — Megasporen *Triletes giganteus* Zerndt, *Mgv* — verkümmerte Megasporen.

Fig. 3. Ein anderer Zapfen, der quer zusammengepresst wurde. Etwas verkleinert.

Fig. 4. Sporophylle mit von der Seite eingedrückten Sporangien. *A* — Zapfenachse, *Spr* — Sporangium, *P* — Pedikulus, *L* — Sporophyllspreite (lamina). Nat. Gr.

Fig. 5. Sporophyll *(Lepidostrobophyllum majus* Brongn.) von der Seite zusammengepresst. *L* — Sporophyllspreite, *Spr* — Sporangium. Nat. Gr.

Fig. 6. Junges Sporophyll *(Lepidostrobophyllum majus* Brongn.) von oben gesehen. *L* — Lamina, *P* — Pedikulus, der in das Sporangium — *Spr* von unten eingedrückt wurde. *Mgv* — verkümmerte Megasporen. Vergr. 1.5 ×.

Fig. 7. Aus den Sporangien herausmazerierte Megasporen *Triletes giganteus* Zerndt. Nat. Gr.

Fig. 8. Eine verkümmerte grosse Megaspore *Triletes giganteus* mit stark entwickeltem Ansatzauswuchs des Exospors. Nat. Gr.

Fig. 9. Megaspore *Triletes giganteus* Zerndt (vorderer, abaxialer Teil und hinterer, adaxialer Teil), *trm* — Tetrademarke. Vergr. 15 ×.

Fig. 10. Megasporentetrade von *Triletes giganteus* Zerndt. *Mg* — grosse Megaspore, *Mgv* — drei verkümmerte Megasporen, *B* — Auswuchs des Exospors, *St* — Stiel des Auswuchses. Vergr. 8 ×.

Tafel III.

Lepidostrobus major Brongn.

Fig. 11. Verkümmerte Megasporen. Vergr. 25 ×.

Fig. 12. Adaxialer Teil einer Megaspore *Triletes giganteus* mit den Resten der Sporangienwand, welche eine Zellstruktur aufweist, bedeckt; von dem Auswuchs des Ansatzes blieb nur der Stiel übrig. Vergr. 15 ×.

Lepidostrobus Bohdanowiczii n. sp.

Fig. 13. Zapfen etwas von unten eingedrückt. Nat. Gr.

Fig. 14. Ein Teil desselben Zapfens zweimal vergrössert. *Mg* — grosse Megaspore *(Sporites varius* Wicher), *Mgv* — verkümmerte Megasporen *(Triletes Typus 30* Zerndt).

Fig. 15. Verkümmerte Megasporen (*Triletes Typus 30* Zerndt). Vergröss. 15 ×.

Fig. 16. Mikrosporen. Vergr. 550 ×.

Fig. 17. Grosse Megasporen *(Sporites varius* Wicher) in verschiedenen Entwicklungsstadien. Nat. Gr.

Fig. 18. Plattgestrecktes Sporophyll, von unten gesehen, mit noch anhaftendem Sporangium, *L* — Lamina, *P* — Pedikulus, *Spr* — Sporangium. Man sieht auch die Umrisse der grossen Megaspore, die in dem Sporangium eingeschlossen ist. Vergr. 1.5 ×.

Fig. 19. Plattgestrecktes Sporophyll ohne Sporangium. *P* — spiessförmiger Pedikulus, *L* — Sporophyllspreite (lamina). Nat. Gr.

Fig. 20. Pedikularer Teil eines Sporophylls. *P* — Pedikulus, *Spr* — Sporangium, dessen Zellstruktur wahrnehmbar ist. Vergr. 2½×.

Fig. 21. Megasporangien von der Seite zusammengepresst. Vergr. 1½ ×.

Fig. 22. Pedikularer Teil des Sporophylls mit dem Sporangium, in dem sich diejenige Megasporentetrade befindet, die nachträglich isoliert wurde und die auf der Fig. 34 — links dargestellt ist. Vergr. 2½ ×.

Tafel IV.

Lepidostrobus major Brongn.

Fig. 23 u. 24. Struktur des Exospors von *Triletes giganteus* Zerndt Fig. 23 — adaxialer Teil, Fig. 24 — abaxialer Teil (zugleich Restteil) derselben Makrospore. Vergr. 60 ×.

Fig. 23a. Ein Ausschnitt aus Fig. 23 100-mal vergrössert.

Fig. 24a. Ein Ausschnitt aus Fig. 24 100-mal vergrössert.

Fig. 25. Mikroskopische Struktur des Exospors der grossen Megaspore „*Sporites varius*". Vergr. 60 ×.

Fig. 26. Zellstruktur der Sporangiumwand. Vergr. 40 ×.

Fig. 27. Prothalliumgewebe der im Innern des Sporangiums gekeimten Megaspore *Triletes giganteus* Zerndt. Vergr. 15 ×.

Fig. 28. Ein Teil des Prothalliumgewebes 90-mal vergrössert.

Tafel V.

Lepidostrobus major Brongn.

Fig. 29. Megasporangium. Mg — die grosse Megaspore *Triletes giganteus* Zerndt, *B* — der Auswuchs des Exospors an die adaxiale Sporangiumwand angeheftet, *St* — Stiel des Auswuchses, *Mgv* — abortive Megasporen, P — Pedikulus, A — Achse. Vergr. 3 ×.

Fig. 30. Rekonstruktion eines Sporophylls mit dem Sporangium. *P* — Pedikulus, *L* — Sporophyllspreite (lamina), *W* — unterer Auswuchs des Sporophylls, *A* — Achse, *Spr* — Sporangium, *Mg* — vollentwickelte Megaspore *Triletes giganteus* Zerndt, *Mgv* — verkümmerte drei Megasporen, *B* — Auswuchs des Exospors, *St* — Stiel des Ansatzes. Vergr. 3 ×.

Fig. 31. Anormal entwickeltes Sporangium — *Spr*, das 16 verkümmerte Megasporen enthält. *P* — Pedikulus, *A* — Zapfenachse. Vergrösserung 3 ×.

Fig. 31a. Dasselbe Sporangium, schematisch gezeichnet. *A* — Zapfenachse, *Spr* — Sporangium. *Mg* — grosse Megaspore, die aber nicht vollkommen entwickelt ist, *Mgv* — 15 verkümmerte Megasporen, *tr* — eine Tetrade von verkümmerten Megasporen. Vergr. 3 ×.

Fig. 32. Megasporentetraden von *Triletes giganteus* Z e r n d t. *Mg* — ein Teil der grossen Megaspore. *Mgv* — drei verkümmerte Megasporen. Vergr. 15 ×.

Fig. 33. Schematischer Längsschnitt durch einen Teil des Zapfens. Nat. Grösse.

Lepidostrobus Bohdanowiczii n. sp.

Fig. 34. Megasporentetraden von *Sporites varius* W i c h e r. *Mg* — grosse Megaspore, *P* — pedikularer Teil des Sporophylls, *Mgv* — drei verkümmerte Megasporen. Vergr. 4 ×.

Fig. 35. Rekonstruktion eines Sporophylls mit dem Sporangium. *A* — Achse, *P* — Pedikulus, *L* — Spreite (lamina), *W* — Sporophyllwulst, *Spr* — Sporangium, *Mg* — vollentwickelte Megaspore, *Mgv* verkümmerte Megasporen. Vergr. 3 ×.

Fig. 36. Grosse, vollentwickelte Megaspore *„Sporites varius"* W i c h e r mit dreilappigem spongiösem Auswuchs am Pol, an Stelle von Y-Leisten. Vergr. 15 ×.

Fig. 37. Megasporentetrade (*Sporites varius* W i c h e r und *Triletes Typus* 30 Z e r n d t). Vergr. 15 ×.

Sigillariostrobus Czarnockii n. sp.

Fig. 38. Rekonstruktion eines löffelförmigen Sporophylls — *Sp*, der noch an die Zapfenachse — *A* angewachsen ist. *Spr* — achselständiges Sporangium, *Bln* — Blattspurnarben nach den Sporophyllen.

Fig. 39. Sporophylle mit langgestrecktem, spiessförmigen oberen Teil.

T a f e l VI.

Sigillariostrobus Czarnockii n. sp.

Fig. 40. Zapfen mit Megasporen *Triletes I.* K i d s t o n vollgestopft. Natürl. Grösse.

Fig. 41. Megaspore *Triletes I.* K i d s t o n, die den Y-Leisten entlang aufplatzte. Vergr. 25 ×.

Fig. 42. Megasporen aus dem Scheitel des Zapfens. Vergr. 25 ×.

Fig. 43. Megaspore, die vier Tetradenleisten besitzt. Vergr. 25 ×.

Fig. 44. Megaspore mit der, auf der Oberfläche des Exospors hervortretenden Zellstruktur des Sporangiums. Vergr. 25 ×.

Fig. 45. Megasporangien, welche Megasporen *Triletes I.* K i d s t o n zu zwölf einschliessen. Vergr. 3,5 ×.

Fig. 46. Verkümmerte Megasporen. Eine von ihnen besitzt vier Tetradenleisten. Vergr. 25 ×.

Fig. 47. Zapfenfragment, das mit verhältnismässig gut erhaltenen Sporophyllen bedeckt ist. Man sieht, dass die Sporophylle in vertikalen Reihen angeordnet sind. Nat. Grösse.

Fig. 48. Plattgedrückte Sporophylle. Nat. Grösse.

Fig. 49. Tetrade von vier verkümmerten Megasporen — isoliert. Vergrösserung 25 ×.

Tafel VII.
Sigillariostrobus Czarnockii n. sp.

Fig. 50. Ein anderer Zapfen derselben Art mit oberem Teil des Zapfenstiels — *St*, der oben mit sterilen Blättern — *Br* bedeckt ist. Nat. Grösse.
Fig. 51. Teil einer Zapfenachse. *Bln* — Blattspurnarben nach den Sporophyllen.
Fig. 52. Ein Teil des ersten Zapfens (Fig. 40) 4.5-mal vergrössert. *Mgv* — verkümmerte Megasporen.
Fig. 53. Eine Tetrade, deren alle vier Megasporen — *Mgv* (I, II, III und IV) verkümmert sind und die zwischen den normal entwickelten Megasporentetraden im Innern des Zapfens (Fig. 40) liegt. Vergröss. 25 ×.
Fig. 54. Megasporen in einer Reihe von den grössten (2.7 mm Durchmesser), bis zu den kleinsten (0.44 mm Durchmesser), zusammengestellt. Vergr. 4 ×.

LITERATURVERZEICHNIS.

Arber, E. A. N. 1922/24. Critical Studies of Coal-Measure Plant-Impressions. A Revision of the British Upper Carboniferous Species of the Genus *Lepidostrobus* Brongn. Preserved as Incrustations. Journ. Linn. Soc. Bot. 46.

Bassler H. 1919. A Sporangiophoric Lepidophyte from the Carboniferous. Bot. Gaz. 68.

Bennie J. and Kidston R. 1886. On the Occurrence of Spores in the Carboniferous Formation of Scotland. Proc. Roy. Phys. Soc. Edinburgh 9. Sess. 115.

Bode H., 1928. Ein neuer Sigillarienzapfen: *Sigillariostrobus Gothani* n. sp. Jahrb. Preuss. G. L. A. 49.

Bower F. O. 1893. On the Structure of the Axis of *Lepidostrobus Brownii* Schimper. Ann. Bot. 7.

Brongniart A. 1837. Histoire des Végétaux Fossiles. T. II. Lycopodiacées.

Campos J. D. 1925. A New Specimen of *Lepidostrobus foliaceus*. Bot. Gaz. 79.

Coulter J. M.—Land W. J. G. 1921. A Homosporus American *Lepidostrobus*. Bot. Gaz. 72.

Frey—Wyssling A. 1935. Die Stoffausscheidung der höheren Pflanzen. Berlin.

Goebel K. 1915. Organographie der Pflanzen, T. II. Spezielle Organographie.

Gürich G. 1923. Leitfossilien. Lief. 3. Karbon. Pflanzen von W. Gothan.

Hannig E. 1911. Über das Vorkommen von Perisporien bei den Filicinen nebst Bemerkungen über die systematische Bedeutung derselben. Flora, 103. H. 4.

Hartung W. 1933. Die Sporenverhältnisse der Calamariaceen. Arb. Inst. Paläob. G. L. A. 3, H. 1.

Hirmer M. 1925. Zur Kenntnis der Organstellung und der Zahlenverhältnisse in der Gattung *Calamostachys* Schimper. Flora 118—119.

Hirmer M. 1927. Handbuch der Paläobotanik 1. Bd.

Hirmer M. 1931. Zur Kenntnis der Schraubenstellungen im Pflanzenreich. Planta 14. H. 1.

Ibrahim A. 1933. Sporenformen des Aegirhorizonts des Ruhr-Reviers. Diss. Techn. Hochschule. Berlin.

Kainradl E. 1912. Über ein Makrosporangium mit mehreren Sporentetraden von *Selaginella helvetica* und entwicklungsgeschichtliche Untersuchungen über die Makrosporangien unserer einheimischen Selaginellen. Sitzber. Akad. der Wiss. in Wien. 121. Abt. 1.

Kidston R. 1896. Fossil Flora of the Yorkshire Coal Field. Transact. Roy. Soc. Edinburgh. 39, Part. 1.

Kowalewska-Maślankiewiczowa Z. 1932. Megaspory z pokładu Elżbieta (warstwy Łaziskie) w Sierszy. Acta Soc. Bot. Pol. 9.

Kräusel R. 1929. Die paläobotanischen Untersuchungsmethoden.

Lyon F. M. 1901. A Study of the Sporangia and Gametophytes of *Selaginella apus* and *Selaginella rupestris*. Bot. Gaz. 32.

Mitchell G. 1910. Contribution towards a Knowledge of the Anatomy of the Genus *Selaginella* Spr. Part. V. The Strobilus. Ann. Bot. 24.

Němejc F. 1931. A Study on the Systematical Position of the Fructification called *Sporangiostrobus* Bode. Bull. Acad. d. Sc. de Bohême.

Nowak J. und Zerndt J. 1936. Zur Tektonik des östlichen Teiles des Polnischen Steinkohlenbeckens. Bull. Acad. Pol. d. Sc. et d. Lettres, Cl. math.-nat., Sér. A. 1936.

Potonié H. 1921. Lehrbuch der Paläobotanik, II. Aufl. von Gothan W.

Potonié R.—Loose Fr.—Wicher C. 1934. Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. Arb. Inst. Paläob. G. L. A. 4.

Renault B. 1893—99. Flore fossile du Bassin houiller et permien d'Autum et d'Épinac.

Schwendener S. 1878. Mechanische Theorie der Blattstellungen.

Seckt H. 1901. Mechanische Theorie der Blattstellungen. Naturwiss. Wochenschr. B. 16. Nr. 27.

Seitz und Gothan. 1928. Paläontologisches Praktikum.

Stach E. u. Zerndt J. 1931. Die Sporen in den Flamm-Gasflamm- und Gaskohlen des Ruhrkarbons. „Glückauf". 35.

Wettstein R. 1933. Handbuch der systematischen Botanik, 1.

White D. 1899. Fossil Flora of the Lower Coal Measures of Missouri. Monogr. U. S. Geol. Survey 37.

Wicher C. A. 1934. Über die Abortiverscheinungen bei fossilen Sporen und ihre phylogenetische Bedeutung. Arb. Inst. Paläob. G. L. A. 5.

Zeiller M. R. 1884. Cones de fructification des Sigillaires. Ann. des Sc. Nat., Bot. Sér. VI. T. 19.

Zerndt J. 1930. Petrograficzne badania węgla z pokładu „Izabella" w Trzebini. Przegląd Górn.-Hutn. 1930.
Zerndt J. 1930. Megaspory z pokładu Izabella (warstwy Łaziskie) w Trzebini. Rocznik Pol. Tow. Geol. T. 6. 1929.
Zerndt J. 1930. Megasporen aus einem Flöz in Libiąż (Stephanien). Bull. Acad. Pol. Sc. et Lttrs. Sér. B. I. 1930.
Zerndt J. 1930. *Triletes giganteus* n. sp. eine riesige Megaspore aus dem Karbon. Bull. Acad. Pol. Sc. et Lttrs. Sér. B. I. 1930.
Zerndt J. 1931. Megasporen als Leitfossilien des produktiven Karbons. Bull. Acad. Pol. Sc. et Lttrs. Sér. A.
Zerndt J. 1932. Megasporen aus dem Zwickauer und Lugau-Oelsnitzer Karbon. Jahrb. für Berg- u. Hüttenwesen in Sachsen.
Zerndt J. 1932. Über das Alter einiger karpatischen Kohlengerölle auf Grund von Megasporenstudien. Bull. Acad. Pol. Sc. et Lttrs. Sér. A. 1932.
Zerndt J. 1934. Les Mégaspores du Bassin Houiller Polonais. I-re Partie. Acad. Pol., Comité des Public. Silésiennes, Trav. géol. Nr. 1.
Zimmermann W. 1930. Die Phylogenie der Pflanzen.

Streszczenie.

W pracy niniejszej podaję opis szyszek trzech gatunków lepidofytów karbońskich, a mianowicie: *Lepidostrobus major* Brongn., *Lepidostrobus Bohdanowiczii* n. sp. i *Sigillariostrobus Czarnockii* n. sp. zawierających największe znane dotąd zarodniki: *Triletes giganteus* Zerndt, *Sporites varius* Wicher i *Triletes I.* Kidston. Szyszki lepidofytów spotyka się na ogół w karbonie produktywnym dość pospolicie, rzadko jednak natrafia się na okazy zawierające zarodniki. Dojrzałe bowiem szyszki ulegały szybko rozpadowi, tak że zazwyczaj spotyka się osobno osi szyszek, osobno zaś sporofyle i zarodniki. Szyszki młode albo zarodników nie zawierają, albo też zarodniki z powodu słabo jeszcze rozwiniętego egzosporu uległy całkowicie owęgleniu i nie dadzą się wyodrębnić, a tym samym stwierdzić. Przy badaniu znalezionych szyszek stosowałem w pierwszym rzędzie preparowanie, aby móc poznać ich budowę bez użycia niszczących cenny materiał odczynników chemicznych. W wielu wypadkach udało mi się dzięki preparowaniu poznać szczegóły budowy, które przy maceracji znanymi metodami musiałyby ulec zniszczeniu. Przy maceracji poszczególnych fragmentów stosowałem metodę Schulzego. Posługiwałem się nią jednak

z największą ostrożnością i głównie w celu wyjaśnienia i uzyskania większej przeźroczystości preparatów. Przy sporządzaniu preparatów używałem żelatyny rozpuszczonej w glicerynie, na sucho zaś konserwowałem wymacerowany materiał, głównie megaspory, przez zanurzenie go w roztworze parafiny w ksylolu.

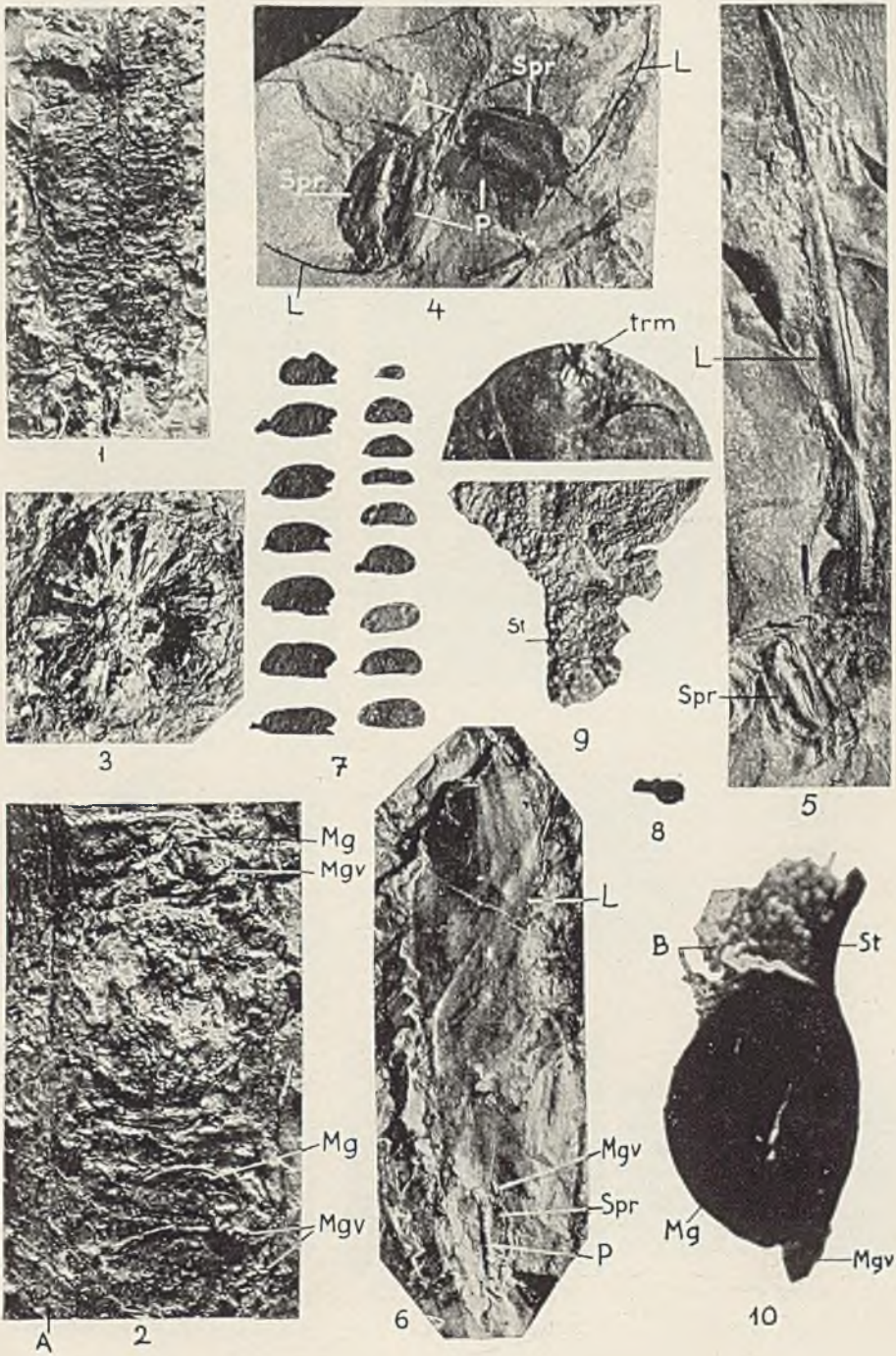
Lepidostrobus major B r o n g n. Szyszka ta posiada na osi spiralnie ustawione sporofyle, znane od dawna pod nazwą *Lepidophyllum majus* B r o n g n. Sporofyle te cechują się znaczną wielkością (do 11cm długości) i są wybitnie zróżnicowane na dwie części: zarodnionośną *(pediculus)* i blaszkę płoną *(lamina)*. Część pedikularna ustawiona jest do osi pod kątem prostym, blaszka zaś zagina się prawie prostopadle ku szczytowi szyszki. Blaszka jest zwykle około pięć razy dłuższa niż pedikulus. Powierzchnia blaszki pokryta jest delikatnymi włoskami, brzegi zaś ozdobione ma frędzelkami. Na części zarodnionośnej, przyczepione do niej wąskim paskiem, spoczywają wydłużone workowate zarodnie, zawierające normalnie tylko jedną tetradę megaspor, z których jedna ułożona wzdłuż osi zarodni rozwinięta jest do ogromnych rozmiarów, do 11.5 mm długości i 5.1 mm wysokości (w spłaszczeniu), trzy zaś pozostałe są zronione, kształtu okrągłego i osiągają zaledwie 0.4—0.6 mm średnicy. Megaspory te zostały opisane przez Z e r n d t a (1930) pod nazwą *Triletes giganteus*. Megaspory zronione leżą w zarodni po stronie zewnętrznej (abaksjalnej) szyszki, przy dojrzewaniu zaś dużej megaspory zwykle od niej odpadały i spotyka się je zwykle, leżące luźno w zarodni. Megaspory duże posiadają w części tylnej (przyosiowej) wyrost błony egzosporu ze stylikowatym zgrubieniem. Wyrostem tym przyczepia się megaspora duża do przyosiowej ściany zarodni. Megaspora duża *Triletes giganteus* Z e r n d t kiełkowała wewnątrz zarodni, co wielokrotnie udało mi się stwierdzić, i to prawdopodobnie jeszcze na sporofycie, jeśli weźmiemy pod uwagę doskonały zwykle stan zachowania sporofyli i zarodni je zawierających. U *Lepidostrobus major* B r o n g n. mielibyśmy więc do czynienia ze stadium przejściowym od rodzajów i gatunków rodniowców o megasporach luźno leżących w zarodni do form, u których megaspory złączone są fizjologicznie ze sporofylem. Byłby

to w rozwoju filogenetycznym człon pośredni od lepidodendronów do lepidospermów (*Lepidocarpon Lomaxi* S c o t t).

Lepidostrobus Bohdanowiczii n. sp. Na osi szyszki ustawione są spiralnie, podobnie jak u *L. major* B r o n g n., sporofyle długości do 3 cm, a szerokości do 11 mm. Sporofyle zróżnicowane są również na część pedikularną i blaszkę płoną (*lamina*), przy czym obie części są sobie równe. Sporofyle należą więc do grupy *Eulepidostrobus* według podziału A r b e r a (1922). Do części pedikularnej sporofyli ustawionych pod kątem prostym do osi szyszki, przyrastają wąskim pasem workowate wydłużone zarodnie, zawierające podobnie jak u *L. major* B r o n g n. tylko cztery megaspory, z których jedna, ustawiona wzdłuż osi zarodni, osiąga, tak jak u *L. major* B r o n g n. ogromną wielkość do 11.5 mm, trzy zaś zronione, złączone z dużą w tetradę, są kształtu okrągło-trójkątnego i osiągają wym. 0.85—1.4 mm. Duża megaspora leży jednak w zarodni luźno, trzy zaś zronione przyczepione są do dużej po stronie przyosiowej zarodni, a więc przeciwnie niż u *L. major* B r o n g n. Megaspory zronione zostały opisane przez Z e r n d t a jako *Triletes Typus 30* (1931), duża zaś jako *Sporites varius* przez W i c h e r a (1934). U *Lepidostrobus Bohdanowiczii* m. mamy do czynienia z wysoko posuniętym rozwojem heterosporii, cechującym się stałą redukcją megaspor w zarodni do czterech, złączonych w tetradę, z których następnie rozwija się w pełni tylko jedna megaspora, osiągająca wielkie rozmiary, trzy zaś pozostałe po osiągnięciu mniej więcej stałej wielkości, zostają zronione. Jest to początkowe stadium rozwoju w kierunku lepidofytów nasiennych typu *Lepidocarpon Lomaxi* S c o t t, którego członem pośrednim jest opisany powyżej typ owocowania *Lepidostrobus major* B r o n g n. o megasporze dużej, przyczepionej do ściany zarodni i o trzech megasporach zronionych, leżących w zarodni po stronie zewnętrznej szyszki. W sporangium na jednym luźno leżącym sporofylu zostały znalezione również mikrospory, co nasuwa przypuszczenie, że szyszka była heterosporowa.

Sigillariostrobus Czarnockii n. sp. Sporofyle łyżeczkowate o górnej części kształtu ostro zakończonego grotu, a dolnej rozszerzonej i wklęsłej, ustawione są na osi szyszki w okółkach po dziewięć. Sporofyle nie są tak ostro zróżnicowane na

dwie części jak u lepidostrobofyli, gdyż część górna przechodzi łagodnie w dolną bez żadnych krawędzi lub załamań. Górna część sporofyli jest delikatnie owłosiona, brzegi zaś ozdobione są frędzelkami. W kątach u nasady sporofyli przyrastają do osi szyszki zarodnie kształtu owalnego, zawierające zwykle po 12 megaspor *Triletes I.* K i d s t o n. Sposób przyczepienia zarodni zbliża się do spotykanego współcześnie u widliczki *(Selaginella).* W szyszkach dojrzałych nie spotyka się zazwyczaj zarodni, gdyż zostają one w miarę wzrostu i dojrzewania zarodników rozerwane i zniszczone. Wielkość megaspor *Triletes I.* K i d s t o n waha się w jednym okazie szyszki *Sigillariostrobus Czarnockii* od 2.7 mm u dołu szyszki do 0.44 mm przy szczycie, w drugim zaś okazie od 3—1.2 mm (brak szczytu). W sporangiach zachodzą zjawiska zronienia megaspor, przy czym zronieniu ulega 1, 2, 3 a nawet cała tetrada megaspor. Znalezione fragmenty szyszek, czasem znacznej długości, zawierają tylko megaspory, co nasuwa przypuszczenie, że szyszki były homosporowe, t. j. zawierające tylko zarodniki żeńskie, męskie zaś tworzyły się prawdopodobnie w osobnych szyszkach.



Bocheński phot.

11

12

18

13

14

19

17

15

16

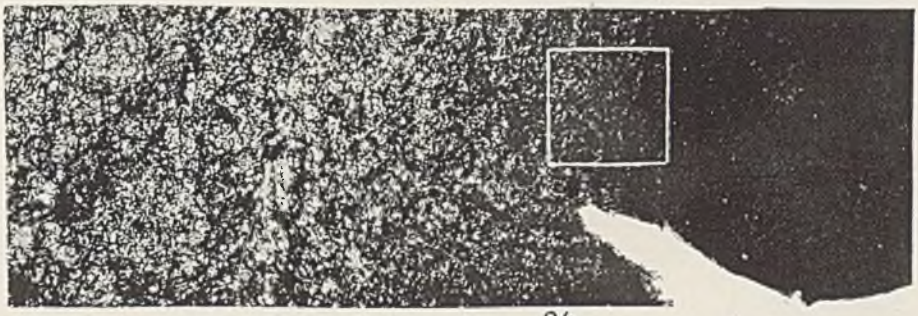
20

21

22

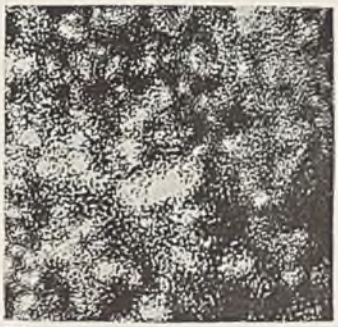
Bocheński phot.

23

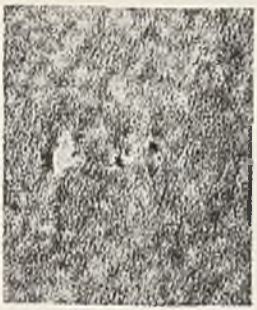


24

23a



24a



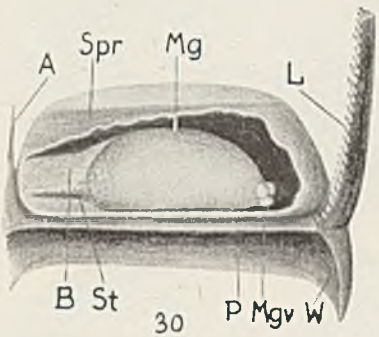
25

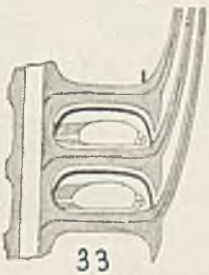
26

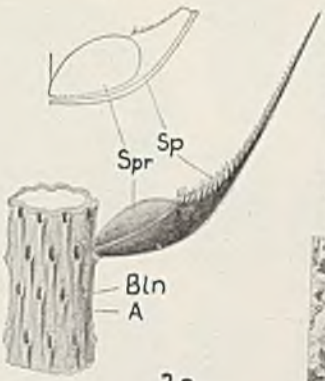
27

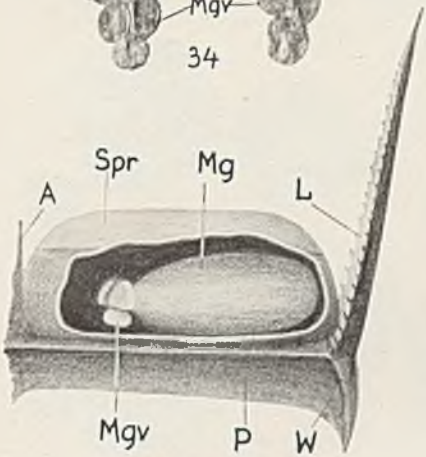
28

Bocheński phot.

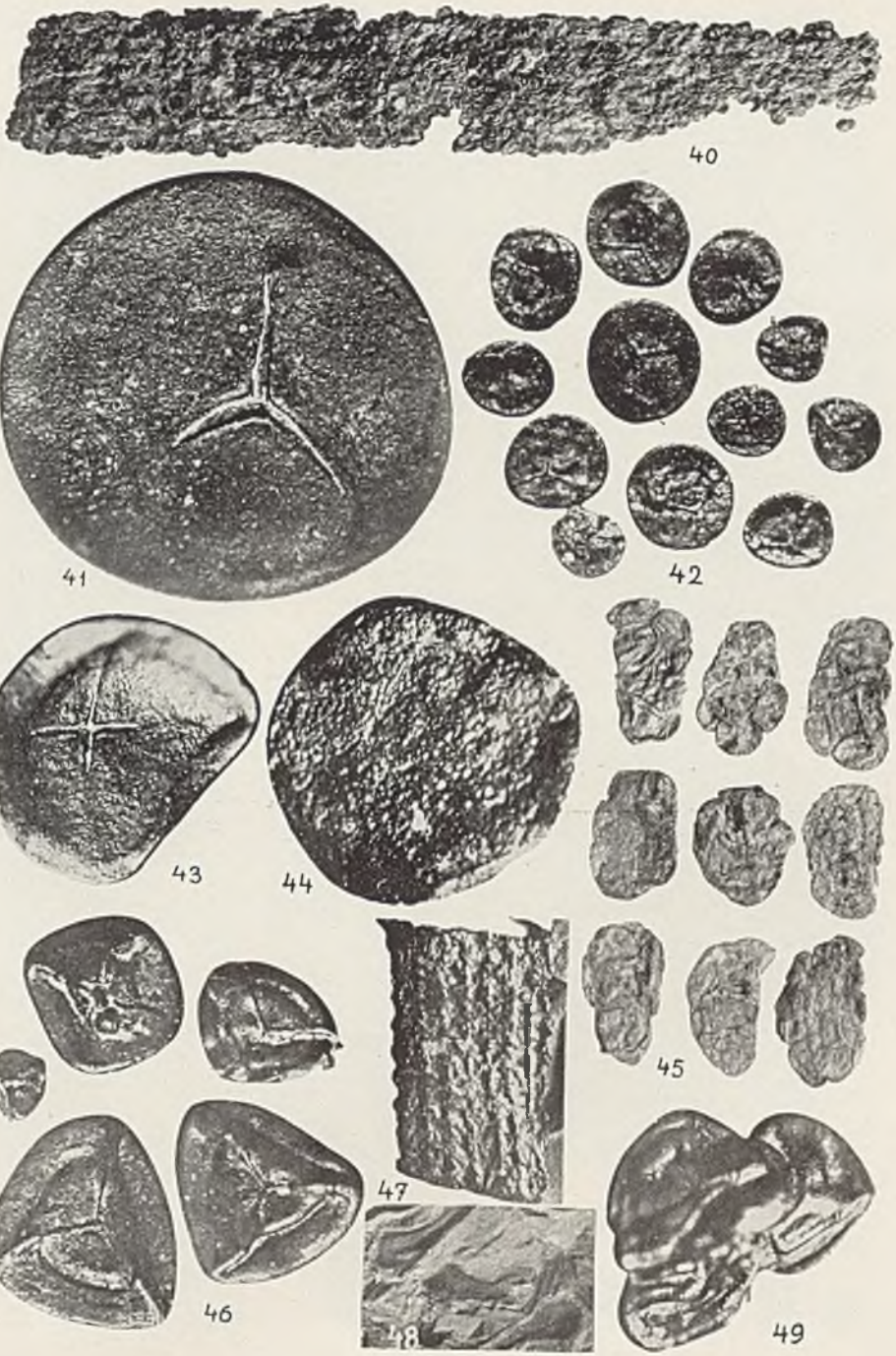




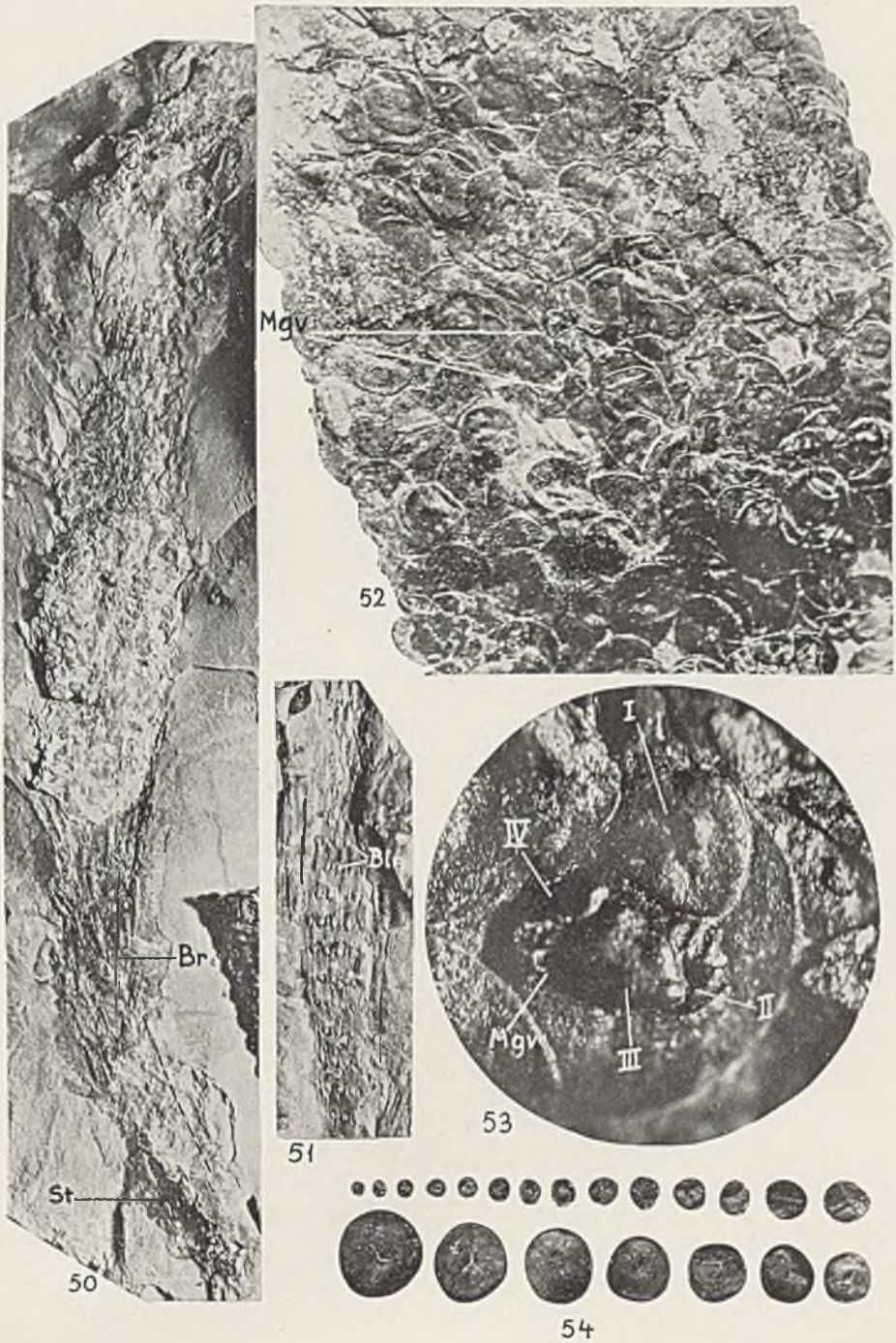




Bocheński gez.u.phot.



Bocheński phot.



Bocheński phot.

Jan Kuhl.

Tuf porfirowy z Filipowic (okolice Krzeszowic) jako tras.

(Porphyrtuff von Filipowice (Umgegend von Krzeszowice) als Trass).

Wstęp.

Tras jako artykuł budowlany używany z domieszką wapna gaszonego, albo cementu portlandzkiego (jako t. zw. cement trasowy) do zaprawy murarskiej, wyprawy ścian, oraz do konstrukcji betonowych, jest powszechnie znanym w Niemczech, Włoszech, Francji i Rumunii. Jako surowce do wyrobu trasu stosuje się tufy wulkaniczne. Przez dostatecznie miałkie zmielenie tufu uzyskuje się materiał — tras, który po zmieszaniu z wapnem gaszonym i zadaniu wodą, wykazuje podobnie jak cement portlandzki własności h y d r a u l i c z n e, t. zn. wiąże wodę, a następnie po stwardnieniu posiada wytrzymałości mechaniczne na ściskanie i ciągnienie. Jasną jest więc rzeczą, że w trasach podobnie jak w cemencie portlandzkim istnieć muszą takie krzemiany, które ulegają hydrolitycznemu rozkładowi, a zasady zawarte w tych krzemianach, mogą być wymieniane przez inne zasady. Jak wiadomo takimi krzemianami są zeolity, t. j. uwodnione glinokrzemiany alkaliczne, nad których własnościami fizycznymi i chemicznymi pracowali L e m b e r g i S t. T h u g u t t.

Proces wiązania wapna dodawanego do trasu z zawartymi w nim zeolitami, nie jest dotychczas dokładnie poznany. T a n n h ä u s e r [1] uważał, że proces ten polega na wymianie zasad, w myśl następującej reakcji:

glinokrzemian alkaliczny + wapno = glinokrzemian wapna + alkalia.

Pogląd T a n n h ä u s e r'a okazał się jednak niezupełnie słusznym, ponieważ nie udało się stwierdzić w stwardniałym wapnie trasowym, względnie cemencie trasowym, wolnych alkaliów.

H. H a r t [2] jest zdania, że w czasie omawianego procesu wiązania powstaje związek, który swym składem chemicznym odpowiada filipsytowi (Ca Na_2 K_2) Al_2 Si_2O_8 . 3 H_2O. Mineral ten jednak również optycznie stwierdzonym nie został.

Problem więc sposobu łączenia się wapna, względnie cementu portlandzkiego z trasem pozostaje otwarty i, może dopiero rentgenograficzne badania należycie go rozwiążą.

Dla celów technicznych nadają się, jak to wykazały badania w Niemczech [3] tufy, w których zawartość wody konstytucyjnej wynosi ponad 6% wag, a ilość części rozpuszczalnych w HCl przekracza 33% wag. (tuff z Nettetal).

Stwierdzić, czy i w jakim stopniu tuf porfirowy z Filipowic wykazuje własności trasu, było celem niniejszej pracy.

Tuf porfirowy z Filipowic.

a) Badania optyczne.

Tuf z Filipowic przedstawia skałę barwy plamistej (czerwono-białej), stosunkowo lekką i porowatą. Pod względem petrograficznym, w sposób nowoczesny, tuf z Filipowic został zbadany przez prof. R o z e n a [4]. Tuf badany w płytce cienkiej pod mikroskopem wykazuje zasadniczo budowę normalną porfirową. Odchylenia w tej budowie pochodzą tylko od porwaków skał obcych, typu osadowego (łupków piaszczystych). Dzięki obecności tych porwaków, cała skała przybiera wygląd brekcji. Badanie ciasta skalnego przy silniejszym powiększeniu stwierdza w niem obecność minerałów w postaci drobnych ziarn, trudnych do zdefiniowania. Szkliwa, któreby niereagowało na światło spolaryzowane, nie stwierdziłem. Objętościowo ciasto skalne stanowi około 60% skały. Na podstawie badań struktury, którą posiada tuf porfirowy z Filipowic musimy uważać tę skałę za produkt skrzepnięcia tylko silnie rozrzedzonej przez wydobywające się pary i gazy lawy płynnej. Pary i gazy wydobywając się w dużej ilości

z lawy, czyniły ją lekką i porowatą. Brak tekstury w tufach z Filipowic, którą zazwyczaj wykazują tufy, będące produktami osadzenia się fazy pylastej, potwierdza powyższy pogląd.

Z prakryształów, które tkwią w cieście skalnym wymienić należy przede wszystkim dający się określić nawet gołym okiem, biotyt. Występuje on przeważnie w postaci heksagonalnych blaszek, chociaż często także zdarzają się przekroje // Z. Bywa on przeważnie zresorbowany i przechodzi w chloryt. Skalenie i plagioklazy, które wedle przeliczenia podanej poniżej analizy chemicznej, stanowią blisko 60% wszystkich składników, nie nadają się do bliższego określenia. Zachowały się z nich tylko zewnętrzne kontury, wnętrze ich zaś wypełnia substancja, która jak to już wykazał prof. R o z e n, wykazuje przy skrzyżowanych nikolach sferolityczną budowę i agregatowe zciemnianie światła. Wśród zmienionych w powyżej opisany sposób skaleni, spotyka się czasami ortoklaz, w postaci drobnych ziarn, w stanie zupełnie świeżym, najprawdopodobniej wtórnego pochodzenia. Szczeliny i wolne przestrzenie skały wypełnia $CaCO_3$, zupełnie przekrystalizowany na kalcyt. Jest on tu minerałem wtórnym, podobnie jak substancja limonityczno-ilasta, rozsiana w porach skały. Jako minerały o charakterze akcesorycznym wymienić wypada: epidot, cyrkon, apatyt, rutyl i ilmenit.

b) Badania chemiczne.

Rozbioru chemicznego tufu z Filipowic dokonał prof. R o z e n i stwierdzić muszę, że materiał, który miałem do przeanalizowania nie wykazywał żadnych poważniejszych różnic, któreby można uważać za istotne, jak to zresztą wynika z poniżej podanych wyników analiz.

Skład chemiczny tufu z Filipowic.

Analiza I.		analizował prof. Z. Rozen — Stosunki molek. × 1000	Analiza II. (analizował autor
SiO_2	36,22%	9360	36,35%
TiO_2	0,47%	30	0,41%
P_2O_5	0,39%	23	0,40%
F_2	—	—	—

Al_2O_3	13,15%	1289		13,08%
Fe_2O_3	3,49%	211		3,60%
FeO	0,69%	96		0,60%
MnO	ślady	—		—
CaO	7,93%	1416		8,00%
MgO	1,52%	376		1,57%
K_2O	8,45%	897		8,58%
Na_2O	0,45%	72		0,48%
H_2O	1,19%	660	—110°	1,21%
H_2O	1,42%	788	+110°	1,40%
CO_2	4,30%	977		4,21%
	99,67%			99,89%

Przeliczając analizę I. na składniki mineralne otrzymujemy:

kalcytu	12,0%	objęt.
biotytu z chlorytem	15,4%	„
limonitu i substancji ilastej	4,0%	„
anortytu	10,8%	„
ortoklazu	44,3%	„
albitu	3,5%	„
kwarcu	9,5%	„
minerałów ciężkich	0,5%	„
	100,0%	objęt.

Dla orientacji dodaję, że ortoklaz obliczyłem z całej zawartości potasu, wodę konstytucyjną włączyłem do biotytu — chlorytu, zaś krystalizacyjną do limonitu i substancji ilastej.

c) Badanie hydraulicznych własności tufu.

Z podanych powyżej analiz chemicznych widzimy, że w tufie filipowickim zawartość wody konstytucyjnej jest znacznie mniejsza, niż w tufach, które uznaje się za odpowiednie do przeróbki na tras, jak o tym już wspominałem. Mimo to jednak, poddałem większą porcję tego tufu (150 kg) stosunkowo bardzo miałkiemu zmieleniu, tak że pozostałość na sicie o 4.900 oczek na 1 cm^2 wynosiła zaledwie 3,5%. Następnie mieszając (wedle norm niemieckich, gdyż polskich nie posiadamy) 1 część tufu z 0,8 częścią wapna oraz z 1,5 czę-

ścią piasku normalnego wraz z odpowiednią ilością wody, sporządziłem kształówki w formie sześcianów i ósemek, które wykazały następujące wytrzymałości na ciągnienie i ściskanie.

a) Ciągnienie:	po 7 dniach	6,13	kg/cm²
	po 28 „	9,06	„
b) Ściskanie:	po 7 „	32,6	„
	po 28 „	46,7	„

Podane wyżej wytrzymałości są znacznie niższe od przewidzianych normami dla trasu [1]), niemniej jednak dowodzą one w zupełności, że tuf z Filipowic posiada własności hydrauliczne, czyli że istnieć w nim muszą krzemiany zdolne do reagowania w obecności wody z wapnem i, że są rozpuszczalne w HCl.

d) Badanie rozpuszczalności tufu w HCl.

Dla wykazania stopnia rozpuszczalności, poddałem najprzód odważoną ilość tufu przez 1 godz. gotowaniu w 20% HCl. Następnie odfiltrowywałem od części nierozpuszczalnych, które po parokrotnym przemyciu zadawałem 5%-roztworem Na_2CO_3 i przez 15 minut utrzymywałem przy ciągłym mieszaniu w stanie wrzenia, po czym ponownie filtrowałem. Na otrzymanie alkaliów dokonywałem trawienia, rzecz zrozumiała, z osobnej porcji.

I-sza analiza przesączu po jednogodzinnym trawieniu HCl i 15 minutach 5%-roztworem Na_2CO_3:

		Stos. molek. × 1000
SiO_2	7,01%	1166
Al_2O_3	2,32%	226
Fe_2O_3	3,53%	221
CaO	5,33%	956
MgO	1,14%	282
Na_2O	0,07%	79
K_2O	0,75%	19
$+110^0$ H_2O	1,40%	777
-110^0 H_2O	1,21%	672

[1]) Normy niemieckie wymagają minimalnych wytrzymałości dla trasu po 28 dniach na ciągnienie 16 kg/cm², zaś na ściskanie 120 kg/cm².

CO_2	4,21%	955
Analiza części nierozpuszczalnych:		
SiO_2	49,32%	8211
Al_2O_3	11,77%	1154
Fe_2O_3	0,65%	41
CaO	2,70%	481
MgO	0,41%	101
K_2O	7,64%	811
Na_2O	0,40%	64
Suma:	99,86%	16216

Przeliczając powyższe analizy na składniki mineralne, otrzymujemy z części rozp. w HCl:

kalcytu	11,7% objęt.
biotytu	14,8% „
limonitu i substancji ilastej . .	6,2% „
z części nierozp. w HCl: albitu .	3,1% „
$MgSiO_3$	1,5% „
ortoklazu	40,0% „
anortytu	11,0% „
kwarcu	11,7% „
	100,0% objęt.

Dyskusja wyników przeliczenia pierwszej analizy racjonalnej.

Wyniki pierwszej analizy uwidaczniają, że po jednogodzinnym trawieniu t u f u w HCl przeszły do roztworu trzy minerały ulegające, jak wiadomo, z łatwością działaniu HCl i roztworu sody t. j. kalcyt, biotyt i limonityczno-ilasta substancja. Ilość kalcytu przy powyższym przeliczeniu utrzymała się w stosunku do przeliczenia analizy ryczałtowej prawie niezmieniona, nieznacznie zmalała także ilość biotytu, jedynie tylko wzrosła ilość substancji limonityczno-ilastej, a to skutkiem niemożności dokładniejszego odliczenia Al_2O_3, który pierwotnie wliczyć musiałem do skaleni.

W zespole minerałów wyliczonych z części nierozpuszczalnej w HCl uderza zmniejszenie się ilości ortoklazu. Pochodzi to stąd, że alkalia z części rozpuszczalnej związałem w biotyt, a pozostałe po jego związaniu, glinkę i żelazo prze-

liczyłem wraz z wodą krystalizacyjną na substancję ilastą. Magnezję z częścią nierozpuszczalnej przeliczyłem na krzemian. Ilość kwarcu z tego przeliczenia wzrosła jak widzimy o przeszło 2%, a to z powodu mniejszej ilości ortoklazu.

Należy zaznaczyć, że wykonana powyżej analiza racjonalna, nie daje nam odpowiedzi na pytanie, jakim składnikom należy przypisać hydrauliczne własności tufu. Rzecz tę postanowiłem rozwiązać, poddając tuf dłuższemu, niż poprzednio, działaniu HCl, t. j. przez 24 godzin i przez 15 minut trawieniu 5-cio procentowym roztworem Na_2CO_3.

e) II-ga analiza przesączu po 24 godz. trawienia HCl i 15 minutach 5%-roztworem Na_2CO_3.

		Stos. molek. × 1000
SiO_2	13,25%	2206
Al_2O_3	6,74%	661
Fe_2O_3	3,61%	226
CaO	7,10%	1444
MgO	1,35%	337
K_2O	1,67%	177
Na_2O	0,32%	51
$+H_2O$	1,40%	777
$-H_2O$	1,21%	672
CO_2	4,21%	955

Analiza części nierozpuszczalnych:

SiO_2	43,12%	7179
Al_2O_3	7,35%	721
Fe_2O_3	0,52%	32
CaO	0,91%	162
MgO	0,21%	52
K_2O	6,70%	711
Na_2O	0,16%	25
Suma:	99,83%	16388

Przeliczenie na składniki mineralne powyższych analiz, a zwłaszcza analizy części rozpuszczalnej w HCl nasuwa większe trudności. Jeżeli bowiem uwzględnimy minerały otrzymane już z wyciągu po jednogodzinnym trawieniu, to

widzimy, że otrzymana po 24-ro godzinnym trawieniu ilość krzemionki jest za mała, aby alkalia związać na ortoklaz, względnie albit. Z powodu tego braku krzemionki zmuszony byłem potas przeliczyć na $KAlSi_2O_6$ (leucyt), zaś sód na $NaAlSiO_4$. W części nierozpuszczalnej w HCl występuje niedobór glinki tak, że po związaniu potasu na ortoklaz, zaś sodu na albit, wapień musiałem już łączyć wprost na krzemian — $CaSiO_3$ (wolastonit). Ilość kwarcu przy przeliczeniu tej analizy otrzymałem znacznie większą niż poprzednio. Zaznaczyć jednak muszę, że ilość ta jest zgodna ze stanem faktycznym w skale. Analiza bowiem planimetryczna wykazuje kwarcu około 15 procent.

Wyliczony z drugiej racjonalnej analizy zespół mineralny przedstawia się następująco:

Część rozpuszczalna w HCl: Kalcyt . . .	11,7%	objęt.
biotyt	14,8%	„
$KAlSi_2O_6$ (leucyt?)	3,5%	„
$NaAlSiO_4$ (nefelin?)	0,7%	„
limonit i substancja ilasta	6,2%	„
anortyt	8,2%	„
$MgSiO_3$	0,7%	„
Część nierozpuszczalna w HCl: — albit . . .	1,2%	„
ortoklaz	34,7%	„
$CaSiO_3$ (wolastonit?)	1,9%	„
$MgSiO_3$	1,0%	„
kwarzec	15,4%	„
Suma:	100,0%	objęt.

Dyskusja wyników z przeliczenia drugiej analizy racjonalnej.

Wyniki z przeliczenia II-giej analizy racjonalnej, wykazują jeszcze większe odchylenia w stosunku do wyników z przeliczenia analizy ryczałtowej, niż otrzymane z I-szej. Znajduje to uzasadnienie jedynie w tym, że na podstawie analizy ryczałtowej, nie można dokładniej wyliczyć składniki rzeczywiste skały, lecz jedynie t. zw. standaryzowane. Są bowiem

w omawianych tufach z jednej strony składniki takie, jak kwarzec i substancja ilasta (kaolin), które mikroskop stwierdza wyraźnie w większej ilości, a które z przeliczenia analizy ryczałtowej wypadają znacznie niżej. Istnieją znowu z drugiej strony takie, których mikroskop nie może dokładniej stwierdzić, jak wyszczególnione powyżej hipotetyczne wolastonit, leucyt, nefelin, a które niewątpliwie istnieć muszą i to najprawdopodobniej pod postacią tychże sferolitów, które jak już wspominałem, wypełniające szkielety skaleni.

W każdym razie druga analiza racjonalna wykazuje w tufach z Filipowic istnienie krzemianów alkalicznych takich, które ze względu na swoją konstytucję ulegać muszą w połączeniu z wodą hydrolizie i co za tym idzie, zasady tych krzemianów winny być wymieniane przez inne zasady, podobnie jak w zeolitach. Istnieniu tych krzemianów przypisuję hydrauliczne własności tufów. Niżej podane badania wykazują w jakim stopniu tuf z Filipowic ulega hydrolizie.

Badanie rozpuszczalności tufu w wodzie.

Odważony 1 gramm subtelnie roztartego tufu wprowadzałem do kolby miarowej o objętości 500 cm^3 i zadawałem 400 cm^3 wody parokrotnie przedestylowanej. Woda nie wykazywała zupełnie własności kwaśnych. Kolba poddawana była stałym wstrząsom, tak że zawarte w niej cząsteczki tufu, pozostawały w zawieszeniu. Po upływie przeznaczonego z góry do doświadczenia czasu, odsączałem osad, a przesącz przeprowadzałem znowu do innej kolby miarowej na 500 cm^3, dopełniałem do marki, a po dokładnym wymieszaniu roztworu, odpipetowywałem jedną połowę na oznaczenie krzemionki, tlenków glinu i żelaza, wapnia i magnezu, drugą zaś na alkalia. Zaznaczyć muszę, że sączenia dokonywałem parokrotnie przez podwójny sączek twardy, aż przesącz był zupełnie wodno-przeźroczysty.

Poniżej podane tabelki I i II przedstawiają wyniki rozpuszczania t u f u w wodzie przy temperaturze 18°C i 97°C, które podaję w procentach wagowych.

Tabelka I.

Analiza wyciągu wodnego przy temp. 18°C.

Czas trwania wyciągu	SiO_2	R_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Stosunek $K_2O : R_2O_3 : SiO_2$
24 godz.	0,11	0,04	0,06	—	—	0,09	1 : 0.3 : 2.1
48 „	0,24	0,09	0,15	—	—	0,15	1 : 0.5 : 2.4
72 „	0,35	0,11	0,23	—	—	0,22	1 : 0.3 : 1.8
144 „	0,68	0,28	0,43	—	ślady	0,37	1 : 0.7 : 2.8

Tabelka II.

Analiza wyciągu wodnego przy temperaturze 97°C.

Czas trwania wyciągu	SiO_2	R_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Stosunek $K_2O : R_2O_3 : SiO_2$
24 godz.	0,28	0,07	0,14	—	—	0,17	1 : 0.3 : 2.5
48 „	0,62	0,12	0,25	—	ślady	0,33	1 : 0.5 : 3.0
72 „	0,71	0,18	0,32	—	—	0,55	1 : 0.3 : 2.0
144 „	1,13	0,31	1,02	—	—	0,89	1 : 0.3 : 2.0

Wyniki z podanych powyżej tabel dowodzą, że w czasie trwania hydrolizy t u f u do roztworu przechodzi wapń (z węglanu wapnia), oraz jakieś glinokrzemiany potasowe (sodowe zaś tylko w śladach), w których stosunek $K_2O:R_2O_3:SiO_2$, miałby się przeciętnie tak, jak 1:0,5:2. Podobnie jak to miało miejsce przy przeliczaniu drugiej analizy racjonalnej, kiedy wapń byłem zmuszony związać na $CaSiO_3$, uderza i w tym wypadku niedobór tlenku glinu i żelaza, w stosunku do potasu. Hydroliza tych krzemianów wzrasta, jak widzimy z podanych tabelek, z temperaturą. Byłoby interesujące wykonanie tego doświadczenia w temperaturze wyższej np. w około 200°C, w których prof. T h u g u t t [5] dokonał rozkładu leucytu, czego jednak z powodu braku odpowiednich urządzeń, wykonać nie mogłem.

Pod względem ilości uwolnionego potasu po 24 godzinach gotowania, tuf z Filipowic odpowiada tufowi z Brohl, który zbadali B i e h l i W i t t e k i n d t [6].

Próba wymiany zasad.

Zagadnieniu temu mogłem poświęcić niestety, z powodów ode mnie niezależnych, najmniej czasu. Doświadczenie wykonałem w sposób następujący. Odważony 1 gram utartego tufu mieszałem z 1 gramem NH_4Cl i wprowadzałem do kolby miarowej na 500 cm^3, zaś po dodaniu 400 cm^3 wody, przygotowanej jak poprzednio, wstrząsałem stale kolbą, aby nie dopuścić do osadzenia się zawiesiny, przez wyznaczony okres czasu. Po upływie odpowiedniego czasu, dokonywałem tak samo jak poprzednio odsączania osadu, a przesącz poddawałem analizie na potas. Otrzymałem następujące wyniki:

po 24 godz. przy temp. 18°C było w przesączu 0,38% K_2O
„ 48 „ „ „ 18°C „ „ 0,65% „
„ 24 „ „ „ 97°C „ „ 1,45% „
„ 48 „ „ „ 97°C „ „ 2,64% „

Porównywując otrzymane tym razem wyniki z wynikami poprzednimi, przy działaniu na tuf czystą wodą, stwierdzamy znaczne różnice, które dowodzą, że w tufie porfirowym z Filipowic istnieją obok skaleni potasowych pierwotnych, glinokrzemiany o konstytucji niestałej, w których potas zastąpić można przez inną zasadę.

Te bliżej nieokreślone glinokrzemiany potasu, miały powstać w tufach na drodze procesu, który prof. R o z e n [4] nazwał kalifikacją. Dyskusji jednak na czym polega istota tego procesu, który zachodzi nie tylko w tufach z Filipowic, lecz także we wszystkich zwietrzałych skałach wybuchowych okręgu krakowskiego, przeprowadzić nie mogę z powodu niedostatecznego jeszcze stanu materiału dowodowego, a przypuszczeń w dalszym ciągu snuć także nie zamierzam.

Zestawienie wyników.

Wyniki niniejszej pracy są następujące:

1. Tuf porfirowy z Filipowic posiada własności hydrauliczne, które ujawniają się po całkiem miałkim przemieleniu.

2. Własności hydrauliczne tufu pochodzą od zawartych w nim glinokrzemianów potasu, o nieustalonej konstytucji, ulegających hydrolizie. Potas w tych krzemianach, może być zastąpiony przez inną zasadę.

3. Te bliżej nieokreślone krzemiany potasu, powstały na drodze procesu k a l i f i k a c j i, którego przebieg nie jest dotychczas dostatecznie poznany.

Laboratorium S. A. Fabryki
Portland-Cementu „Szczakowa"
w Szczakowie.

Literatura.

1. T a n n h ä u s e r: Bautechnische Gesteinsuntersuchungen, 1911. cyt. wg. K. D o r s c h: Chemie der Zemente, Berlin, 1932, str. 205.
2. H. H a r t: Vom Chemismus der Masse des rheinischen Trasses. Tonindustrie-Zeitung, No. 6, str. 85, 1931.
3. W. W i t t e k i n d t: Ueber die Analyse der Trasse. Tonindustrie-Zeitung, No. 63, str. 732, 1933.
4. Z. R o z e n: Die alten Laven im Gebiete von Krakau. Bull. de l'Académie des Scien. de Cracovie, Novembre, 1909.
5. S t. J. T h u g u t t: O produktach przeobrażeń leucytu skałotwórczego. Archiwum Mineral. Tow. Nauk. Warsz. Tom XI, 1935, str. 144.
6. K. B i e h l & W i t t e k i n d t: Versuche zum Nachweis der zeolithischen Natur der Trasse. Tonindustrie-Zeitung No. 41/42, str. 500, 1934.

ZUSAMMENFASSUNG.

Es wurde Porphyrtuff von Filipowice in chemischer und technologischer Beziehung untersucht. Die chemische Zusammensetzung dieses Tuffes ist die folgende:

Bauschanalyse:

	SiO_2	56,35%
	TiO_2	0,41%
	P_2O_5	0,40%
	Al_2O_3	13,08%
	Fe_2O_3	3,60%
	FeO	0,60%
	CaO	8,00%
	MgO	1,57%
	K_2O	8,58%
	Na_2O	0,48%
-110^0	H_2O	1,21%
$+110^0$	H_2O	1,40%
	CO_2	4,21%
		99,89%

In Salzsäure löslich.		In Salzsäure unlöslich.	
SiO_2	13,25%		43,12%
Al_2O_3	6,74%		7,35%
Fe_2O_3	3,61%		0,52%
CaO	7,10%		0,91%
MgO	1,35%		0,21%
K_2O	1,67%		6,70%
Na_2O	0,32%		0,16%
	34,04%		58,97%

Die Umrechnung der in Salzsäure löslichen Teile ergibt folgende Mineralkomponente:

Calcit	11,7	Mol. %
Biotit	14,8	„ „
K Al Si_2O_6 (Leucit?)	3,5	„ „
Na Al SiO_4 (Nephelin?)	0,7	„ „
Limonit und Tonsubstanz	6,2	„ „
Anorthit	8,2	„ „
Mg SiO_3	0,7	„ „
	45,8	Mol. %

In Salzsäure unlösliche Teile:

Albit	1,2	Mol. %
Orthoklas	34,7	„ „
$CaSiO_3$ (Wollastonit?)	1,9	„ „
$MgSiO_3$	1,0	„ „
Quarz	15,4	„ „
	54,2	Mol. %

Nach Vermahlung mit 3,5% Rückstand auf 4900 Maschen/cm² nimmt der Tuff hydraulische Eigenschaften an. Eine Mischung von Tuff, Kalk und Normalsand im Verhältnis 1:0.8:1.5, gibt folgende Festigkeiten:

Zugfestigkeiten:	7 Tage	6,13	kg/cm²
	28 Tage	9,06	„
Druckfestigkeiten:	7 Tage	32,6	„
	28 Tage	46.7	„

Der Verfasser nimmt an, dass die im Tuffe vorhandenen Kalitonerdesilikate, die in Salzsäure löslich und hydrolytisch sind, hydraulisch wirken. Diese Kalitonerdesilikate sind im Tuffe infolge eines Prozesses, der von Prof. R o z e n als Kalifikation benannt wird, entstanden. Der Verlauf dieses Prozesses aber ist nicht näher bekannt.

In nachstehenden Tabellen I. u. II. sind die Analysen der Tuffbestandteile, die beim Schütteln mit Wasser freigemacht wurden.

T a b e l l e I. (Verfahren bei 18°C).

Schüttel-dauer	SiO_2	R_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Verhältnis $K_2O : R_2O_3 : SiO_2$
24 Std.	0,11	0,04	0,06	–	–	0,09	1 : 0.3 : 2.1
48 „	0,24	0,09	0,15	—	—	0,15	1 : 0.5 : 2.4
72 „	0,35	0,11	0,23	—	—	0,22	1 : 0.3 : 1.8
144 „	0,68	0,28	0,43	—	Spuren	0,37	1 : 0.7 : 2.8

T a b e l l e II. (Verfahren bei 97°C).

Schüttel dauer	SiO_2	R_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Verhältnis $K_2O : R_2O_3 : SiO_2$
24 Std.	0,28	0,07	0,14	—	—	0,17	1 : 0.3 : 2.5
48 „	0,62	0,12	0,25	—	Spuren	0,33	1 : 0.5 : 3.0
72 „	0,71	0,18	0,32	—	„	0,55	1 : 0.3 : 2.0
144 „	1,13	0,31	1,02	—	„	0,89	1 : 0.3 : 2.0

Es ist auch vom Verfasser festgestellt, dass das Kalium in obgenannten Kalitonerdesilikaten durch eine andere Base ausgetauscht werden kann und zwar durch Zusatz von NH_4Cl:

nach 24 Stund. bei 18°C ist 0.38% K_2O freigemacht
„ 48 „ „ „ „ „ 0,65% „ „
„ 24 „ „ 97°C „ 1,45% „ „
„ 48 „ „ „ „ „ 2,64% „ „

F. Bieda.

Miocen Brzozowej i Gromnika i jego fauna otwornicowa.

(Le Miocène de Brzozowa et de Gromnik et sa faune de Foraminifères).

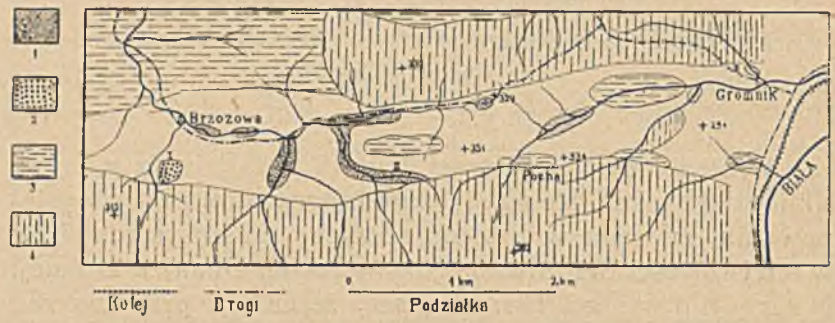
(Tabl. VIII. — planche VIII).

W literaturze geologicznej (Uhlig [21], Grzybowski [11], Friedberg [7]) znajdujemy wzmianki o występowaniu miocenu w postaci szarych, piaszczystych iłów w miejscowości Brzozowa między dolinami Dunajca a Białej. Grzybowski (str. 27) pisze, że należy przypuszczać obecność miocenu na obszarze między Siemiechowem a Brzozową, być może ciągnie się on aż po Gromnik. Przypuszczenie Grzybowskiego jest częściowo słuszne, mianowicie miocen ilasty występuje w odkrywkach znajdujących się w dnach i na brzegach potoków w pasie około 6 km długości mającym od kościoła w Brzozowej aż do kościoła w Gromniku. Pas ten jest dosyć wąski, gdyż ma ok. 3/4 km szerokości. Nie widać natomiast miocenu na północ od doliny Brzozowej, grzbiet między Brzozową a Siemiechowem zajęty jest przez dźwigającą się tu antyklinę fliszową, w jądrze której jest piaskowiec ciężkowicki.

Załączony szkic geologiczny okolicy Brzozowej i Gromnika przedstawia nam rozmieszczenie iłów mioceńskich. Charakterystyczną jest rzeczą, że iły te występują w obszarze zajętym głównie przez łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie, co na mapce zaznaczone jest ogólnie jako górny paleogen [1]).

[1]) Występowanie tego górnego paleogenu podane jest na mapce tylko w tych miejscach, gdzie on wyłania się z pod pokrywy miocenu względnie utworów dyluwialnych i aluwialnych.

W dwóch miejscach: jedno położone jest na płd.-zach., drugie zaś na płd.-wsch. od koty 351 widać na miocenie czerwone względnie pstre iły należące do eocenu. Ponieważ znaną jest rzeczą, że iły te łatwo tworzą suwy, przeto trudno jest wyciągać jakieś wnioski z tych dwóch występowań. Niemniej jednak nie jest wykluczonym, że po osadzeniu się miocenu na fliszu późniejsze ruchy mogły spowodować częściowe nasunięcie fliszu na miocen, za czym przemawia choćby fakt, że w niektórych miejscach widać w iłach te same biegi, jakie są w pobliskich utworach fliszowych.



Rys. 1. Szkic geologiczny okolicy Brzozowej i Gromnika.
1. Iły piaszczyste miocenu. 2. Piaskowce heterosteginowo-amfisteginowe miocenu. 3. Górny paleogen (łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie). 4. Kreda i dolny paleogen.
Esquisse géologique de la région de Brzozowa et de Gromnik.
1. Argiles sableuses du Miocène. 2. Grès à *Heterostegina* et *Amphistegina* du Miocène. 3. Paléogène supérieur. 4. Crétacé et Paléogène inférieur.

Na południe od kościoła w Brzozowej na stoku nie wielkiego pagórka widać na miedzach i w polach luźne bryły piaskowca szaro-brunatnego lub różowawo-szarego miejscami zlepieńcowatego, dosyć miękkiego, a nadto są tu także piaskowce stalowo-szare lub niebieskawe, znacznie twardsze. Widać na tych blokach, że te szare, zlepieńcowate piaskowce tworzą wkładki w owych twardszych i zawierają one faunę otwornicową, z której oznaczyłem [1]):

No. I.

Elphidium crispum (L.), r.
Heterostegina costata d'Orb., bc.

[1]) Cytuję w porządku systematycznym według dzieła C u s h m a n a: Foraminifera. Skróty: bc — bardzo częsta, c — częsta, r — rzadka, br — bardzo rzadka.

Alveolina melo (Fichtel et Moll.), r. [1])
„ *haueri* d'Orb., br.
Uvigerina costata n. sp., br.
Rotalia beccarii (L.), c.
Amphistegina lessonii d'Orb., c.
Amphistegina bohdanowiczi n. sp., bc.
Globigerina bulloides d'Orb., br.
„ „ var. *triloba* Reuss., br.
Globigerinella aequilateralis (H. B. Brady), br.
Cibicides pseudoungerianus Cushman, br.
Quinqueloculina sp., br.
Triloculina sp., br.

Obok tych piaskowców heterosteginowo-amfisteginowych, tak je bowiem ze względu na masowe występowanie heterostegin i amfistegin będziemy nazywać, znajduje się już *in situ* odkrywka w której widać jakieś jasno-szare względnie jasno-popielate utwory. Próbki tych skał zebrane stąd p. dr A. G a w e l [2]) podzielił na 2 typy: jeden to twarde margle krzemionkowe, drugi zaś typ nie zawiera węglanu wapniowego, natomiast widać tu krzemionkę bezpostaciową, chalcedon i drobnoziarnisty kwarzec terrygeniczny. Domieszkę w tym drugim typie stanowią drobne ilości substancji ilastej, blaszki serycytu, a gdzieniegdzie są ziarna glaukonitu. Z powodu porowatości i znacznych ilości krzemionki bezpostaciowej przypomina ten drugi typ utwory o charakterze gaize'ów.

B u k o w s k i [2] wyróżnia w miocenie okolicy Bochni dwa poziomy: starszy (warstwy chodenickie, formacja solonośna), który zalicza do helwetu i młodszy (warstwy grabo-

[1]) W ostatnich latach w nomenklaturze rodzajowej otwornic zaszły poważne zmiany, między innymi zaznacza się prąd przemianowywania wielu rodzajów według prawa starszeństwa nazw. Jestem zdania, że prawo starszeństwa nie może być bezwzględnie we wszystkich wypadkach stosowane, że nie należy zmieniać w takich wypadkach jak np. rodzaj *Nummulites* wzgl. *Numnulina* na nazwę *Camerina*, rodzaj *Alveolina* na *Borelis*. Mówi się w literaturze geologicznej o wapieniach numulitowych czy alweolinowych, wprowadzenie na to miejsce nazw wapieni kamerynowych względnie borelisowych byłoby zwyczajnym nonsensem.

[2]) Uprzejmie dziękuję p. dr Ant. G a w ł o w i za przeglądnięcie i rozpoznanie tych próbek.

wieckie, piaski bogucickie), który według tego autora jest tortonem. Otóż owe piaskowce heterosteginowo-amfisteginowe z Brzozowej i twarde margle krzemionkowe względnie łupki „gaize'owate" możnaby sparalelizować z niższym oddziałem miocenu bocheńskiego. Widzimy więc u Bukowskiego (str. 255) szare, jasno-brunatno lub żółtawo wietrzejące twarde krzemieniste margle łupkowe oraz szare i brunatne zwykle twarde, płyciaste albo też kruche piaskowce. Zagadkowo przedstawiają się jasne, białe lub żółtawe i szarawe łupki, ponieważ jednak nie zostały one petrograficznie zbadane, przeto nie znając ich składu nie możemy doszukiwać się odpowiedników dla nich w miocenie innych okolic. Natomiast jest możliwym, że w Brzozowej mamy odpowiednik iłów chodenickich, mianowicie w dopływie wpadającym z lewego brzegu do potoka brzozowskiego poniżej kościoła występują iły mające odmienny charakter od iłów mioceńskich ciągnących się na wschód od kościoła w Brzozowej. Gdy te ostatnie są piaszczyste, barwy jednostajnej sinawo-szarej, to iły występujące w zachodniej części Brzozowej od strony Faściszowej zawierają mniej piasku natomiast piasek ten jest drobniejszy, widać dużo łyszczyku, a barwa ich jest różna: mamy iły zielonkawe, niebieskawe, czarniawe, a nawet czerwone. Są także szaro-brunatne z żelazistym nalotem, dosyć twarde, te jednak prawdopodobnie należą do warstw krośnieńskich. Przepłukana jedna próbka tych iłów nie wykazała żadnych śladów skamielin.

Między południowym zboczem gór Świętokrzyskich a doliną Wisły w Krakowskiem w miejscowościach takich jak: Raków, Busko, Pińczów, Książ Wielki, Wielka Wieś występują (Friedberg [9], Czarnocki [6], Kowalewski [12]) piaski i margle heterosteginowe. Ze względu na masowe występowanie heterostegin w piaskowcach z Brzozowej możliwym jest, że mamy tu do czynienia z poziomem jednowiekowym.

Jeżeli zaś przyjmiemy na podstawie podobieństwa petrograficznego, że owe piaskowce heterosteginowo-amfisteginowe z Brzozowej i dolny oddział miocenu okolicy Bochni są osadami równowiekowymi, to w konsekwencji tego, tak te piaskowce brzozowskie jak i warstwy chodenickie odpowia-

dałyby warstwom heterosteginowym miocenu krakowsko-pińczowskiego, które jak podaje C z a r n o c k i [6] reprezentują serię spoczywającą normalnie pod wapieniem litotamniowym.

Nasuwa się oczywiście zapytanie, jaki jest wiek tego poziomu heterosteginowego. Według C z a r n o c k i e g o [6] i K o w a l e w s k i e g o [12] te warstwy jako odpowiadające warstwom podlitotamniowym należałyby do tortonu dolnego. B u k o w s k i warstwy chodenickie zalicza jak wiadomo do helwetu nie dając jednak na to dowodów paleontologicznych, opiera się ten autor na starszych poglądach.

Trzeba powiedzieć, że jeżeli chodzi o ową faunę otwornicową piaskowców z Brzozowej, to nie możemy się na niej oprzeć dla dokładnego sprecyzowania wieku tych osadów. Mamy tu bowiem do czynienia na ogół z formami długowiecznymi. *Amphistegina lessonii* występuje już od eocenu, *Heterostegina costata* od akwitanu. Możliwe, że w tym względzie więcej będą mogły powiedzieć fauny mięczaków, które aczkolwiek źle zachowane i skąpe, jednak znajdują się w niektórych blokach tych piaskowców heterosteginowo-amfisteginowych.

Pozostaje do omówienia sprawa szarych piaszczystych iłów mioceńskich, które na obszarze Brzozowa—Gromnik zajmują znacznie większą przestrzeń ciągnąc się pasem od kościoła w Brzozowej w kierunku wschodnim aż pod sam kościół w Gromniku, a więc sięgając aż do doliny Białej.

F r i e d b e r g [7] podaje z tych iłów z Brzozowej 17 form otwornic. Próbka zebrana z odkrywki oznaczonej na mapie liczbą II dała podwójną ilość form:

No II.

Textularia abbreviata d'Orb., c.
„ *carinata* d'Orb., br.
„ *pseudocarinata* Cushm., r.
Quinqueloculina cf. *agglutinans* d'Orb., br.
„ *buchiana* d'Orb., br.
Spiroloculina tenuissima Reuss, r.
Robulus calcar (L.), c.
„ *cultratus* Montfort, br.

Dentalina cf. *emaciata* Reuss, br.
„ cf. *filiformis* d'Orb., br.
Lagena striata (d'Orb.), br.
„ *hexagona* (Williamson), br.
Nonion boueanum (d'Orb), c.
„ *pompilioides* (Fichtel et Moll.), c.
Elphidium crispum (L.), br.
Plectofrondicularia striata (Hantken), c.
Amphimorphina haueriana Neugeb., r.
Bulimina affinis d'Orb., br.
„ *buchiana* d'Orb., r.
„ *aculeata* d'Orb., r.
Uvigerina costata n. sp., r.
Bolivina antiqua d'Orb., br.
„ *hirsuta* n. sp. r.
Ceratobulimina carpatica n. sp., r.
Discorbis orbicularis (Terq.), br.
Valvulineria friedbergi n. sp., r.
Gyroidina soldanii d'Orb., c.
Rotalia beccarii (L.), br.
Eponides pygmaeus (Hantken), c.
Pullenia sphaeroides d'Orb., r.
Globigerina bulloides d'Orb., c.
„ „ „ var. *triloba* Reuss, r.
„ *dutertrei* d'Orb., br.
Cibicides lobatulus (Walker et Jacob.), br.
„ *pseudoungerianus* Cushm., br.

Próbka iłów Nr. III wzięta z odkrywki w brzegu potoka w pobliżu kościoła w Gromniku zawiera materiał ilasty znacznie więcej zawierający części piaszczystych aniżeli iły z Brzozowej. Fauna otwornicowa w nich zawarta niewiele się różni od fauny z Brzozowej.

No III.

Textularia abbreviata d'Orb., br.
„ *carinata* d'Orb., br.
„ *pseudocarinata* Cushm., br.
Quinqueloculina cf. *agglutinans* d'Orb., br.
Spiroloculina tenuissima Reuss, br.
Triloculina consobrina d'Orb., br.

Robulus calcar (L.) r.
Dentalina cf. *emaciata* Reuss, br.
„ cf. *filiformis* d'Orb., br.
Lagena striata (d'Orb.), br.
Nonion boueanum (d'Orb.), r.
„ *pompilioides* (Fichtel et Moll.), c.
Elphidium crispum (L.), c.
Amphimorphina haueriana Neugeb., br.
Bulimina affinis d'Orb., br.
„ *buchiana* d'Orb., c.
„ *aculeata* d'Orb., c.
Bolivina dilatata Reuss, r.
„ *hirsuta* n. sp., r.
Ceratobulimina carpatica n. sp., r.
Discorbis orbicularis (Terq.), br.
Valvulineria friedbergi n. sp., r.
Gyroidina soldanii d'Orb., c.
Rotalia beccarii (L.), c.
Eponides pygmaeus (Hantken), c.
Pullenia sphaeroides d'Orb., r.
Globigerina bulloides d'Orb., r.
„ „ „ var. *triloba* Reuss, r.
„ *dutertrei* d'Orb., r.
Orbulina universa d'Orb., br.
Cibicides pseudoungerianus Cushm., r.
„ *refulgens* (Montfort), c.
„ sp., br.

Otwornice są organizmami, które w wielu wypadkach mogą nam dać pewne wyjaśnienia o stosunkach facjalnych danego morza, a przede wszystkim o jego głębokości i ciepłocie. Jak się zatem przedstawia ta sprawa odnośnie do miocenu Brzozowej i Gromnika.

Przy roztrząsaniu tego zagadnienia możemy się oprzeć na pracach B r a d y'e g o [1], G ö e s a [10] oraz nowszych C u s h m a n a [4], N o r t o n a [15] i N a t l a n d a [14] odnoszących się do rozmieszczenia głębokościowego dzisiejszych otwornic. Dodać trzeba, że praca N a t l a n d a porusza daną kwestię także na podstawie materiału kopalnego, mianowicie z Kalifornii.

Próba odtworzenia stosunków batymetrycznych i termicznych w morzu mioceńskim nas zajmującym przedstawia się następująco. Biorąc pod uwagę rodzaje jako całość, dla piaskowca mioceńskiego z Brzozowej [1]) otrzymujemy, że rodzaje: *Heterostegina, Amphistegina, Alveolina, Elphidium, Rotalia* (szczególnie gatunek *R. beccarii), Quinqueloculina* i *Triloculina* występują w morzach płytkich, ciepłych; rodzaj *Cibicides* ma szeroki zasięg batymetryczny, rodzaj *Uvigerina* występuje w wodach głębszych, chłodniejszych. Rodzaje: *Globigerina, Globigerinella* i *Orbulina* jako organizmy pelagiczne w tych rozważaniach pomijamy. Mielibyśmy tu zatem do czynienia z morzem płytkim, ciepłym. Że było to morze płytkie, to o tym świadczy także sam sedyment.

Natomiast piaszczyste iły mioceńskie z Brzozowej i Gromnika zawierają jakby mieszaninę rodzajów żyjących w płytkich, cieplejszych morzach *(Textularia, Quinqueloculina, Triloculina, Elphidium, Discorbis, Valvulineria, Rotalia),* oraz rodzajów występujących w wodach głębszych, chłodniejszych *(Spiroloculina, Lagena, Bulimina, Uvigerina, Ceratobulimina, Gyroidina, Pullenia, Plectofrondicularia).* Rodzaje: *Nonion, Cibicides* i *Eponides* są, jak mówimy, obojętne na stosunki batymetryczne. Trzeba jednak stwierdzić, że np. taki rodzaj *Lagena* zwyczajnie występujący w głębszej wodzie, znajduje się (N a t l a n d, C u s h m a n) w płytkim morzu w około wysp Wielkiej Brytanii. Potwierdzenie tego znajdujemy u G ö e s a, który podaje, że pewne buliminy, uwigeriny występują w morzu przy brzegach Skandynawii w głębokości od 20—100 m, *Gyroidina soldanii* w głębokości 140—180 m. Z drugiej strony niektóre formy z rodzaju *Elphidium, Textularia,* dalej *Nonion boueanum* zwykle żyjące w wodach ciepłych mogą też występować w Morzu Północnym. Możemy więc z powyższych danych wyciągnąć wniosek, że głębokość morza w których iły mioceńskie Brzozowej i Gromnika się osadzały, nie była zbyt wielka, ale i temperatura była niewysoka.

---

[1]) Pomijam tutaj sprawę innych osadów występujących w pobliżu piaskowców heterosteginowo-amfisteginowych, a mianowicie margli krzemionkowych i owych utworów „gaize'owatych", jak też łupków ilastych, ponieważ nie stwierdziłem w nich obecności otwornic.

W końcu pozostaje do omówienia pytanie jaki jest stosunek piaskowców heterosteginowo-amfisteginowych do iłów piaszczystych.

Otóż jeżeli chodzi o owe duże otwornice z rodzajów *Heterostegina, Amphistegina, Alveolina* to jeden okaz należący do gatunku *Heterostegina costata* znalazłem w iłach Brzozowej, w miejscu, gdzie występuje fauna mięczaków.

W literaturze napotykamy wzmianki o występowaniu amfistegin i alweolin w miocenie karpackim. F r i e d b e r g [7] cytuje z iłów mioceńskich Rzegociny *Amph. lessonii*, ze Zgłobic ten sam gatunek ze znakiem zapytania, z Niskowej *Alveolina melo*, o czym mówi już U h l i g. Na podstawie tych nielicznych występowań większych otwornic trudno jest uznać, że piaskowce heterosteginowo-amfisteginowe z Brzozowej są utworem równowiekowym iłom piaszczystym, tym bardziej, że wobec długowieczności tych form występowanie ich w kilku różnych poziomach miocenu nie może nas dziwić.

Czy iły piaszczyste są młodsze czy starsze od piaskowców?

Podobne do naszych iłów utwory są iły grabowieckie, poziom należący według F r i e d b e r g a [9] do dolnego tortonu. B u k o w s k i [2] mówi o nich ogólnie jako o tortonie. Poszukując odpowiedników dla iłów z Brzozowej w bliższych jeszcze okolicach znajdujemy takowe w iłach ze Zgłobic oraz z Iwkowej, które nie zostały w nowszych czasach opracowane oraz w iłach kotliny sądeckiej, których faunę mięczaków ostatnio opracowała S k o c z y l a s ó w n a [20]. W tej ostatniej pracy znajdujemy stwierdzenie dwóch poziomów w miocenie okolic N. Sącza. Również K s i ą ż k i e w i c z [13] stwierdza istnienie dwóch poziomów w miocenie między Lgotą a Marcyporębą, dolnego ilastego i niezgodnie na nim położonego wyższego zlepieńcowo-piaszczystego. Jeżeli chodzi o Zgłobice i Błonie, to występujące tam iły F r i e d b e r g uważa za wyżej położone od niższych warstw siwych iłów łupkowych, piaskowców słabo spójnych i piasków. Gdybyśmy zatem przyjęli dla miocenu brzozowskiego takie następstwo jak dla Zgłobic, to iły piaszczyste byłyby młodsze. Mam wrażenie, że ze względu na przytoczoną poprzednio stratygrafię miocenu okolic Bochni podaną przez B u k o w s k i e g o, oraz na to, że Zgłobice i Błonie leżą najbliżej Brzo-

zowej, jako najbardziej prawdopodobne przypuszczenie można przyjąć, że iły piaszczyste są utworem młodszym od piaskowców heterosteginowo-amfisteginowych. Wobec tego odpowiadałyby iły może miocenowi nowosądeckiemu, a zatem, idąc za S k o c z y l a s ó w n ą może byłby to górny torton.

Na razie w sprawie stosunku iłów piaszczystych do piaskowców heterosteginowo-amfisteginowych ani badania terenowe, ani fauny otwornicowe decydującego wyjaśnienia dać nam nie mogą. Rozstrzygnięcie tego pytania zależeć będzie od przeprowadzenia dalszych badań stratygraficzno-paleontologicznych w miocenie karpackim i przykarpackim, a przede wszystkim opracowanie fauny mięczaków będzie mogło rzucić pewne światło na tę kwestię.

CZĘŚĆ PALEONTOLOGICZNA.

Opis nowych gatunków.

Bolivina hirsuta n. sp.
(Tabl. VIII, fig. 1 a—b, 2 a—b).

Wielkość okazów 0.55—0.55 mm. Liczba komór w jednym szeregu 8—10. Kształt na przekroju poprzecznym owalny, brzegi skorupki szerokie, zaokrąglone. Pod słabym powiększeniem skorupka wydaje się szorstka, jak gdyby aglutynująca, natomiast pod silniejszym powiększeniem widać jakby delikatną siatkę, oczka tej siatki stanowią otwory skorupki. Powierzchnia starszej części skorupki pokryta jest jakąś niewyraźną siatką o większych oczkach, które są nieregularne. Szwy oddzielające ostatnie komory wysyłają wypustki, tak iż granice komór w tych miejscach są powyginane.

Tym ostatnim znamieniem forma ta przypomina *Bol. robusta* Brady, gatunek dzisiaj żyjący, a który P r o c h á z k a [17] cytuje z miocenu wschodnio-czeskiego. Siatka natomiast występująca w starszej części skorupki przypomina *Bol. reticulata* Hantken, u której to formy jednak siatka ta jest wyraźna i znajduje się na całej powierzchni. Znowuż przekrój naszych okazów podobny jest do kształtu przekroju u *Bol. punctata* d'Orb., jednak ogólny zarys tych 2 gatunków jest różny.

Bol. hirsuta występuje w iłach piaszczystych miocenu Brzozowej i Gromnika.

Uvigerina costata n. sp.

(Tabl. VIII, fig. 3 a—b).

Wielkość okazów 0.55—0.85 mm. Kształt skorupek dosyć zmienny, są okazy prawie walcowate o szerokości prawie jednakowej, inne mają część najstarszą zwężoną i dosyć ostro zakończoną, zaś środkowa część jest wydęta. Na wszystkich okazach ostatnia komora jest tępo zakończona, ścięta. Granice pomiędzy komorami są niezbyt wyraźnie zaznaczone, ponieważ biegną poprzez nie silne żebra, które przechodzą zwyczajnie nieprzerwanie z komory na komorę. Ostatnia i przedostatnia komora mają żebra zanikające. Ku dołowi żebra już to zaginają się, już to urywają się i wówczas tworzą jakby kolce.

W gatunku tym znajdujemy — podobnie jak w poprzednim — znamiona występujące u różnych gatunków uwigeryn. I tak żeberkowanie jest podobne jak u *Uv. pygmaea* d'Orb., ujście i ostatnia komora wykształcone mniej więcej tak jak u *Uv. tenuistriata* Reuss, z tą różnicą, że ujście na naszych okazach jest mniejsze [1]). Ogólny pokrój i część dolna jak u *Uv. peregrina* C u s h m a n [4]. Jednakowoż ten ostatni gatunek ma żebra rozpadające się ku jednemu i drugiemu końcowi skorupki na szeregi kolców, następnie żebra jednej komory zwyczajnie nie łączą się z żebrami następujących komór, wreszcie ściana między żebrami i same żebra są pokryte brodaweczkami [2]).

Zdaje się, że podobne do naszych formy były opisywane jako *Uv. pygmaea*, C u s h m a n stwierdza jednak, że pod tą nazwą obejmowano różne, odrębne gatunki.

S c h u b e r t [19] opisał z miocenu morawskiego *Uv. laubeana* o bardzo delikatnym żeberkowaniu, kształt jednak formy S c h u b e r t a i naszej jest podobny, spotykamy u tych dwóch gatunków tę samą różnorodność postaci.

---

[1]) Distalna część rurki tworzącej ujście skorupki jest na okazach zniszczona.

[2]) Ryciny *Uv. peregrina* podane przez C u s h m a n a są nader niewyraźne, tak że właściwie nie wiele można na nich widzieć.

Uv. costata występuje rzadko w iłach piaszczystych Brzozowej oraz 1 okaz znalazłem w piaskowcach heterosteginowo-amfisteginowych.

Amphistegina bohdanowiczi n. sp.

(Tabl. VIII, fig. 4 a—c).

Średnica okazów wynosi 1—1.5 mm, grubość przeciętnie równa się połowie średnicy, niektóre okazy są grubsze, np. okaz o średnicy 1.4 mm ma grubość 0.9 mm.

Charakterystycznym znamieniem tego gatunku jest różne wykształcenie powierzchni obu połówek czyli asymetria boków. Z jednej strony dorsalnej, bardziej płaskiej, widać w środku małą odmiennej barwy plamkę, z niej wychodzą przedłużenia przegrodowe, które zwykle są faliste. Obecność tej centralnej plamki uwarunkowana jest występowaniem t. zw. substancji międzyszkieletowej. W drugiej połówce skorupki czyli wentralnej ta substancja międzyszkieletowa jest znacznie silniej rozwinięta, tak iż tworzy ona w środku dużą brodawkę, która po stronie płaskiej zazwyczaj zaledwie się zaznacza. Na tej połówce wypukłej widać poza ową brodawką drobniutkie brodaweczki rozsiane po całej powierzchni tej połówki dosyć regularnie.

Badając bliżej taśmę skrętów, widzimy, że składa się ona z delikatnych blaszek względnie warstewek i gdy zdejmie się zewnętrzną warstewkę, to widać wyraźnie na niej owe brodaweczki, natomiast warstewki głębsze są gładkie. Nieraz widać okazy o gładkiej powierzchni, ponieważ ta zewnętrzna warstewka odpadła. Również na skrętach głębszych widzimy to samo zjawisko, a więc zewnętrzna powierzchnia jest ziarenkowata, pod nią są warstewki gładkie.

Na przekroju równikowym widać 3—4 skręty, komora embrionalna jest maleńka, druga komora podobna do tej pierwszej. Przegrody są silnie zgięte.

Na przekroju osiowym zaznacza się szczególnie wyraźnie ta różnorodność obu połówek, na bardziej wypukłej widać w środku tę substancję międzyszkieletową, oraz na niektórych okazach widać na tej połówce dodatkowe skręty. Zaznaczyć trzeba, że są także okazy mające obydwie połówki

prawie jednakowo wypukłe, zawsze jednak na tej stronie ziarenkowatej zaznacza się w środku brodawka.

Nie znajduję w literaturze formy odpowiadającej powyżej opisanym okazom. Wprawdzie *Amph. lessonii* ma boki asymetrycznie wykształcone, a C u s h m a n [4] rysuje na niektórych okazach skupienia brodawek obok przedłużeń przegrodowych, tymczasem na naszych okazach na tej stronie z brodaweczkami niema ani śladu przedłużeń przegrodowych.

Amph. bohdanowiczi występuje masowo w piaskowcu heterosteginowo-amfisteginowym miocenu z Brzozowej, jest ona obok gatunku *Heterostegina costata* najpospolitszą tutaj formą.

Ceratobulimina carpatica n. sp.

(Tabl. VIII, fig. 5 a—c).

Wielkość okazów 0.25—0.5 mm.

Charakterystycznym znamieniem rodzaju *Ceratobulimina* zaliczanego przez C u s h m a n a [5] do rodziny *Cassidulinidae*, a przez C h a p m a n a [3] do rodziny *Buliminidae*, jest obok kształtu skorupki wygląd ujścia, które jest wydłużone i zgięte i uchodzi do pępka, ten zaś jest położony ekscentrycznie t. zn. znajduje się na brzegu ostatniego skrętu.

Takie wykształcenie ujścia widać na naszych okazach, które poza tym różnią się od innych gatunków tego rodzaju. Ostatnia komora jest szeroka, zakończenie jej jest płaskie, równo ucięte. Środkiem skrętów biegnie krawędź wyraźnie zaznaczona. Skręty starsze są niewielkie i słabo zarysowane, tworzą one równą płaszczyznę ze skrętem ostatnim.

Ostatnio wspomnianą cechę widać u *Ceratobulimina contraria* (Reuss), gatunku opisanego przez R e u s s a z iłów septariowych okolicy Berlina [18], a który to gatunek według C u s h m a n a [5] stanowi genoholotyp rodzaju *Ceratobulimina*.

Cer. carpatica występuje w piaszczystych iłach Brzozowej i Gromnika.

Valvulineria friedbergi n. sp.
(Tabl. VIII, fig. 6 a—c).

Wielkość okazów 0.3—0.4 mm.

Rodzaj *Valvulineria* został opisany stosunkowo niedawno, bo w r. 1926 przez C u s h m a n a. Jest on zbliżony do rodzajów *Discorbis* i *Lamarckina*, te trzy rodzaje należą do rodziny *Rotaliidae*, podrodzina *Discorbisinae*, która to podrodzina odznacza się tym, że pępek jest zazwyczaj otwarty, chociaż u niektórych form może go przykrywać charakterystyczne sutkowate przedłużenie ostatniej komory.

Okazy nasze zaliczone do rodzaju *Valvulineria* należą do nowego gatunku. Skorupka jest delikatnie porowata. Strona wentralna jest silniej wypukła niż dorsalna, ta ostatnia na niektórych okazach jest prawie płaska. Na stronie wentralnej widać tylko ostatni skręt, który ma 7—8 komór, ostatnia komora jest wyciągnięta sutkowato w kierunku pępka i łączy się z utworem w kształcie delikatnej blaszki, tak iż pępek jest na okazach nieuszkodzonych zakryty przez tę blaszkę. Ujście w kształcie szparki znajduje się na stronie wentralnej, częściowo jest zamaskowane ową blaszką pępkową. Na stronie dorsalnej widać zazwyczaj 2—3 skręty, przegrody biegną łukowato.

P r o c h á z k a [17] podaje na str. 168 rysunek *Anomalina badensis* d'Orb., który podobny jest do naszych okazów. Jeżeli jednak chodzi o ten ostatni gatunek to on u d'O r b i g n y'e g o [16] wygląda jednak inaczej, o czym się łatwo przekonać porównywując ryciny u P r o c h á z k i i d'O r b i g n y'e g o, opisu bowiem ten pierwszy autor nie podaje. B r a d y [1] uważa np. *An. badensis* za odmianę gatunku *An. grosserugosa*.

Tą sprawą nie mamy potrzeby bliżej się zajmować, natomiast trzeba zaznaczyć, że strona wentralna okazu oznaczonego przez d'O r b i g n y'e g o jako *Rosalina complanata* podobna jest do tejże strony naszych okazów, ale strona dorsalna wygląda inaczej. Ważnym jest stwierdzenie, że C u s h m a n [5] zalicza do rodzaju *Valvulineria* część form opisanych przez innych autorów jako *Rosalina*.

Valvulineria friedbergi występuje w iłach piaszczystych Brzozowej i Gromnika.

Z Zakładu Paleontologicznego U. J. w Krakowie.

RÉSUMÉ.

Plusieurs auteurs (Uhlig [21], Grzybowski [11], Friedberg [7]) ont signalé dans la localité de Brzozowa, située entre le Dunajec et la Biała la présence d'argiles sableuses grises, appartenant au Miocène. L'auteur a trouvé également ces argiles dans la localité appelée Gromnik, située dans la vallée de la Biała; elles s'étendent par conséquent sur un espace long de 6 km et large d'environ 750 m.

On trouve en outre dans la partie occidentale de la région étudiée (voir la carte dans le texte polonais) des grès d'une couleur gris-brun ou gris-bleuâtre, des marnes siliceuses et des roches rappelant les „gaizes“ [1]).

Les Foraminifères étudiées par l'auteur se trouvent aussi bien dans les argiles sableuses que dans les grès. Ces derniers contiennent en grand nombre *Heterostegina costata* d'Orb. et deux espèces d'*Amphistegina*, aussi l'auteur les nomme-t-il grès à *Heterostegina* et *Amphistegina*.

Les Foraminifères incluses dans ces grès (voir la liste détaillée no I. dans le texte polonais) [2]) indiquent, d'après les travaux de Brady [1], Göes [10], Cushman [4], Natland [14], Norton [15]), que la mer était à cette époque chaude et peu profonde.

Les Foraminifères provenant des argiles sableuses de Brzozowa sont citées dans le texte polonais dans la liste no II., tandis que celles qu'on trouve énumérées dans la liste no III. proviennent de Gromnik. Elles permettent de supposer que la mer a été un peu plus profonde et que sa température était moins élevée.

L'auteur compare les grès à *Heterostegina* et *Amphistegina*, les marnes siliceuses et les roches rappelent les „gaizes“, avec les couches de Chodenice connues aux environs de Boch-

---

[1]) D'après la détermination de M. le Docteur A. Gawel, auquel je m'empresse d'exprimer ma sincère gratitude.

[2]) Explication des abbréviations: bc.: espèce très fréquente; c.: esp. fréquente; r.: esp. rare; br.: esp. très rare.

L'auteur est d'avis qu'il faut garder les noms génériques *Nummulites* ou *Nummulina* aussi qu'*Alveolina*, parce qu'on est habitué à l'usage de ces noms. On parle p. ex. de calcaires à Nummulites ou de calcaires à Alveolines, de Nummulitique etc.

nia. B u k o w s k i [2] est d'avis que ces couches appartiennent à l'Helvétien.

D'autre part la présence d'*Heterostegina costata* d'Orb. dans les grès de Brzozowa nous fait supposer que ces roches correspondent au niveau des marnes et des sables à *Heterostegina*, qui apparait dans le Miocène situé entre les versants méridionaux du Massif de la Ste Croix et la vallée de la Vistule aux environs de Cracovie. C z a r n o c k i [6] et K o w a l e w s k i [12] admettent que ces marnes et sables à *Heterostegina* représentent une partie du Tortonien inférieur.

Quant aux argiles sableuses, elles ressemblent aux argiles connues des localités suivantes: Grabowice, Zgłobice, Iwkowa et Niskowa. Il est possible que ces argiles représentent un niveau supérieur des grès à *Heterostegina* et *Amphistegina*.

Description des espèces nouvelles.

Bolivina hirsuta n. sp.
(Pl. VIII, fig. 1 a—b, 2 a—b).

Grandeur des échantillons: 0.55—0.55 mm.

De chaque côté de l'axe longitudinale de la coquille on compte 8—10 loges, dont le dos est arrondi et large. A un faible grossissement la surface de la coquille est d'un aspect rugueux, tandis qu'à un grossissement plus fort elle montre un réseau fin, dont les mailles constituent les perforations de la coquille.

En outre la surface de la partie inférieure de la coquille est couverte d'un réseau aux mailles plus grandes, mais celui-ci est indistinct et irrégulier. La dernière cloison est onduleuse.

Cette espèce présente quelques caractères communs à: *Bol. robusta* Brady, *B. reticulata* Hantken et *B. punctata* d'Orb.

Bol. hirsuta se trouve rarement dans les argiles sableuses du Miocène de Brzozowa et de Gromnik.

Uvigerina costata n. sp.
(Pl. VIII, fig. 3 a—b).

Grandeur des échantillons: 0.55—0.85 mm.

La forme de la coquille est assez variable; chez certains échantillons elle ressemble à un cylindre et la largeur de la

coquille est presque égale sur toute sa longueur. Chez d'autres la partie inférieure de la coquille est rétrécie et pointue, tandis que la partie moyenne est bombée.

Uvigerina laubeana Schubert [19] affecte la même forme, mais, contrairement à l'espèce de Schubert, la nôtre se distingue par de fortes côtes qui s'étendent sans interruption à travers toutes les chambres. Les côtes s'effacent à la surface de la dernière chambre et quelquefois sur celle de l'avant-dernière. Sur les premières loges les côtes se recourbent ou finissent en formant de petites pointes obtuses.

Chez tous les échantillons la dernière chambre est coupée à plat, c'est-à-dire le sommet de la coquille est plat, voire même une partie de celui-ci peut être légèrement enfoncée. L'ouverture qui se prolonge en forme de tube est alors placée dans cet enfoncement. Il est vrai que les coquilles étant endommagées, ce tube n'est que fragmentaire.

Uv. costata ressemble à *Uv. pygmaea* d'Orb., *U. tenuistriata* Reuss, *U. laubeana* Schub. et *U. peregrina* Cush. Elle représente pour ainsi dire un mélange des caractères que nous rencontrons chez ces espèces.

Uv. costata se trouve rarement dans les argiles sableuses de Brzozowa et l'unique spécimen a été trouvé dans les grès à *Heterostegina* et *Amphistegina.*

Amphistegina bohdanowiczi n. sp.

(Pl. VIII, fig. 4 a—c).

Le diamètre des échantillons mesure 1—1.5 mm. Chez la plupart des coquilles l'épaisseur est égale à la moitié du diamètre. Quelques échantillons sont plus bombés: aussi chez un individu mesurant 1.4 mm de diamètre l'épaisseur est de 0.9 mm.

Les faces dorsale et ventrale de la coquille ont un aspect différent. La face dorsale est plus plate et possède au centre une tache de couleur différente, d'où partent des filets cloisonnaires flexueux. La face ventrale a l'intersquelette beaucoup plus développé, aussi trouve-t-on un bombement au centre de cette face. Ce granule central et le reste de la face ventrale sont couverts de petites granulations, assez régulièrement disposées.

La lame spirale est composée de feuilles minces et ces granulations ne se trouvent que sur la feuille externe, tandis que les feuilles situées plus bas sont lisses.

On observe nettement sur la coupe axiale la différence dans la construction des deux faces. On aperçoit l'intersquelette au milieu de la face ventrale plus bombée. Elle possède des tours supplémentaires. Chez plusieurs échantillons les deux faces sont bombées de la même manière et la face granulée est toujours garnie d'un grand granule central.

Sur la coupe équatoriale on aperçoit 3—4 tours. La chambre embryonnaire est petite et la seconde est semblable à la première. Les cloisons sont fortement courbées.

Aucune des espèces jusqu'à présent décrites d'*Amphistegina* ne ressemble à la nôtre. Il est vrai qu'on constate une certaine asymétrie des faces chez *Amph. lessonii* d'Orb. C u s h m a n [4] reproduit quelques échantillons de cette dernière espèce pourvus de petits granules placés à côté des filets cloisonnaires, mais, comme il résulte de notre description et de la figure que nous en donnons, notre espèce ne possède pas des filets cloisonnaires sur la face granulée.

Amph. bohdanowiczi est l'espèce la plus répandue à côté d'*Heterostegina costata* dans les grès du Miocène de Brzozowa.

Ceratobulimina carpatica n. sp.

(Pl. VIII, fig. 5 a—c).

Grandeur des échantillons: 0.25—0.5 mm.

Nos échantillons se distinguent des autres espèces de ce genre par une autre forme de la dernière loge, qui est large et se termine par une lame plane, où se trouve l'ouverture qui a la forme d'une fente recourbée.

Au milieu des tours se trouve une carène. Les premiers tours sont petits et à peine visibles; ils constituent avec le dernier une surface à peu près plane. Ce dernier caractère se retrouve chez l'espèce *Cer. contraria*, provenant des argiles à Septaria décrites par R e u s s [18].

On trouve rarement *Cer. carpatica* dans les argiles sableuses de Brzozowa et de Gromnik.

Valvulineria friedbergi n. sp.

(Pl. VIII, fig. 6 a—c).

Grandeur des échantillons: 0.3—0.4 mm.

La coquille est finement poreuse. La face ventrale est plus bombée que la dorsale et cette dernière est presque plate chez plusieurs échantillons.

On ne voit sur la face ventrale que le dernier tour avec 7—8 chambres, dont la dernière émet un prolongement vers l'ombilic. On peut voir sur des échantillons bien conservés que l'ombilic est caché par une fine lame ombilicale.

L'ouverture placée sur la face ventrale a la forme d'une fente; elle peut être partiellement masquée par la lame ombilicale. Sur la face dorsale on voit 3—4 tours. Les cloisons sont courbées.

P r o c h á z k a [17] reproduit un échantillon semblable qu'il nomme *Anomalina badensis* d'Orb., cependant *An. badensis* décrite par d'O r b i g n y [16] a un autre aspect.

Il faut souligner que la face ventrale de l'échantillon figuré par d'O r b i g n y [16] comme *Rosalina complanata*, ressemble à la même face de *Valv. friedbergi*, mais la face dorsale est différente. C u s h m a n [5] est d'avis qu'il faut ranger dans le genre *Valvulineria* une partie des espèces considérées par d'anciens auteurs comme appartenant au genre *Rosalina*.

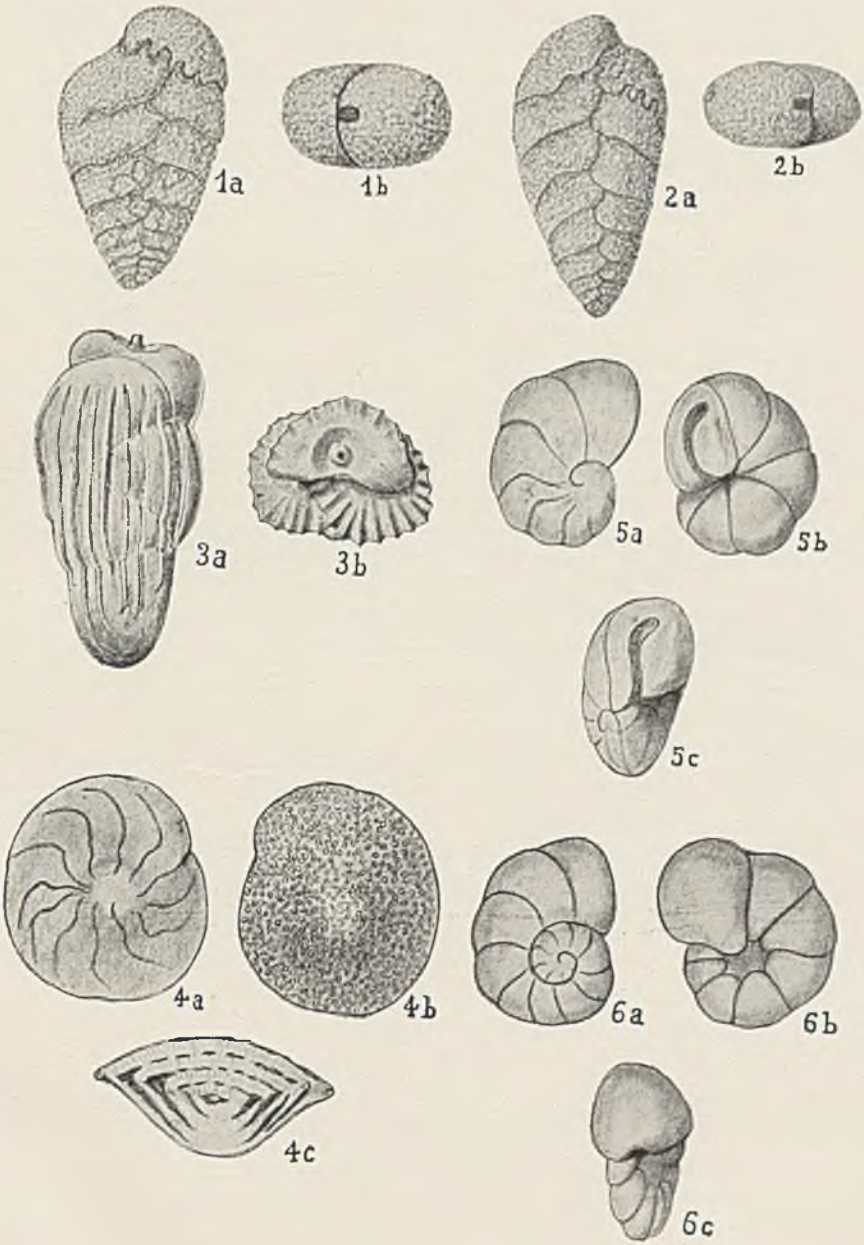
Valv. friedbergi se rencontre rarement dans les argiles sableuses de Brzozowa et de Gromnik.

Institut de Paléontologie de l'Université des Jagellons à Cracovie.

Literatura — Bibliographie.

1. B r a d y H. B.: Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. „Challenger". Reports of the Scient. Res. of Voyage of H. M. S. „Challenger" IX. (Zool.), London, 1884.
2. B u k o w s k i G.: Objaśnienie szczegółowej mapy geologicznej Podkarpacia w okolicach Bochni (Erläuterung zur geol. Detailkarte der subkarpathischen Zone von Bochnia). Sprawozd. Pol. Inst. Geol. t. VII, Warszawa, 1932—1933.

3. Chapman F.-Parr W. J.-Collins A. C.: Tertiary Foraminifera of Victoria, Australia. — The Balcombian Deposits of Port Phillip. Part. III. Linnean Society's Journal—Zoology, vol. XXXVIII, London, 1934.
4. Cushman J. A.: The Foraminifera of the Atlantic Ocean. Smith. Inst. U. S. N. Museum, Bull. 104, Part 1—VIII. Washington 1918—1931.
5. Cushman J. A.: Foraminifera, Their Classification and Economic Use, Cushman Labor. for For. Res. Spec. Publ. Nr. 1, Sharon 1928.
6. Czarnocki J.: O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu (Die wichtigsten stratigraphischen und paläogeographischen Probleme des polnischen Tortons). Sprawozd. P. Inst. Geol. t. VIII. Warszawa, 1935.
7. Friedberg W.: Młodszy miocen Galicyi zachodniej i jego fauna. Sprawozd. Kom. Fizjogr. Akad. Um. w Krakowie, t. XL., Kraków, 1906.
8. Friedberg W.: Uwagi nad nowszemi próbami podziału naszego miocenu. (Bemerkungen über neue Versuche der Stratigraphie des Miocäns von Polen). Rocznik Pol. Tow. Geol. t. VII. Kraków, 1931.
9. Friedberg W.: Przyczynki do znajomości miocenu Polski, Cz. I i II. (Beiträge zur Kenntnis de Miocäns von Polen, I—II Teil). Rocznik Pol. Tow. Geol. t. IX, Kraków, 1933.
10. Göes A.: A Synopsis of the arctic and scandinavian recent marine Foraminifera hitherto discovered. Kongl. Svens. Vet.-Akad. Handlingar, B. 25. Stockholm, 1892.
11. Grzybowski J.: Tekst do zeszytu czternastego Atlasu Geologicznego Galicyi. Kraków, 1903.
12. Kowalewski K.: Stratygrafja miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów gór Świętokrzyskich. (Stratigraphie du Miocène des env. de Korytnica en comp. avec le Tertiaire des autres territoires du Massif de Ste-Croix). Sprawozd. Pol. Inst. Geol. t. VI. Warszawa, 1931.
13. Książkiewicz M.: Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. (Der Bau der randlichen Wadowicer Beskiden und ihr Verhältnis zum Vorlande). Rocznik Pol. Tow. Geol. t. VIII, Kraków, 1932.
14. Natland M. L.: The Temperature- and Depth-Distribution of Some Recent and Fossil Foraminifera in the Southern California Region. Bull. of the Scripps Institution of Oceanography of the University of California, Techn. Ser. Vor. 3. No. 10. Berkeley, California, 1933.
15. Norton R. D.: Ecologic Relations of Some Foraminifera. Bull. of the Scripps Inst. of Oceanography, Techn. Ser. Vol. 3, No 9. Berkeley, California, 1930.
16. d'Orbigny A.: Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche). Paris, 1846.
17. Procházka V. J.: Das Ostböhmische Miocaen. Arch. für die Naturwiss. Durchforschung Böhmens, X Band No. 2. Prag, 1900.
18. Reuss A. E.: Ueber die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen der Septarienthone der Umg. v. Berlin. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. III. Band, Berlin, 1851.


1a
1b
2a
2b
3a
3b
5a
5b
5c
4a
4b
4c
6a
6b
6c

19. Schubert R. J.: Die miocäne Foraminiferenfauna von Karwin (Oesterr. Schlesien). Sitz-Ber. d. Deutsch. naturw.-medicin. Ver. für Böhmen „Lotos" vol. 19 (47), Prag, 1899.
20. Skoczylasówna K.: Przyczynek do znajomości miocenu kotliny sądeckiej. (Beitrag zur Kenntnis der Miozänablagerungen in d. Umg. v. Nowy Sącz). Roczn. Pol. Tow. Geol., t. VI, Kraków, 1929.
21. Uhlig V.: Ergebnisse d. geol. Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. Jahrb. d. geol. Reichsanst. Band 38, Wien, 1888.

Objaśnienie tablicy VIII [1]) — Explication de la planche VIII.

Fig. 1—2. *Bolivina hirsuta* n. sp. iły piaszczyste miocenu z Brzozowej. (Argiles sableuses du Miocène de Brzozowa), pow. (gr.) 120×.
Fig. 3. *Uvigerina costata* n. sp. Iły piaszczyste miocenu z Brzozowej. (Argiles sableuses du Miocène de Brzozowa), pow. (gr.) 60×.
Fig. 4. *Amphistegina bohdanowiczi* n. sp. Piaskowce heterosteginowo-amfisteginowe miocenu z Brzozowej. (Grès à *Heterostegina* et *Amphistegina* du Miocène de Brzozowa), pow. (gr.) 25×.
Fig. 5. *Ceratobulimina carpatica* n. sp. Iły piaszczyste miocenu z Brzozowej. (Argiles sableuses du Miocène de Brzozowa), pow. (gr.) 60×.
Fig. 6. *Valvulineria friedbergi* n. sp. Iły piaszczyste miocenu z Gromnika. (Argiles sableuses du Miocène de Gromnik), pow. (gr.) 60×.

[1]) Rysunki wykonali pp. dr W. Krach i S. Liszka za co im uprzejmie dziękuję.

Piwowar Adam i Ciuk Edward.

Przyczynek do znajomości rud manganowych w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego.

(Beitrag zur Kenntnis der Manganerze des nördlichen Teiles des Beckens von Dąbrowa Górnicza).

Wstęp.

Na terenie wapieni, rzadziej dolomitów kruszconośnych dolnego wapienia muszlowego oraz wapieni i dolomitów röth'u w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego i Śląska, występują w całej masie zagłębień, o cechach krasowych, złoża glinek ogniotrwałych, rud żelaznych limonitowych (czasem galmanów), iłów, piasków drobnoziarnistych lub żwirków, których budowa niekiedy bywa bardzo złożoną. Złoża te w stosunku do wapieni i dolomitów posiadają charakter wybitnie epigenetyczny, a wiek ich osadzenia odnosi się do miocenu. Kształty i formy tych zagłębień są najrozmaitsze, uzależnione od warunków i siły cyrkulacyjnej wody, oraz od chemicznych i fizycznych własności skał tu występujących, w mniejszym lub większym stopniu ulegających erozyjnej działalności wody. Spotykamy więc tu potężne leje, kanały, kominy ponad 30 m głębokości mające, wąskie korytarze lub cały system podobnych wyżłobień wspólnie połączonych lub tworzących sieć drobnych szczelinek, w całości wypełnionych wyżej wspomnianymi osadami. Rudy żelazne limonitowe występują zwykle w głębszych częściach zagłębień, przykryte są różnobarwnymi glinkami ogniotrwałymi lub iłami, na których zalegają drobnoziarniste piaski lub żwirki kwarcowe.

Złoża wymienionych wyżej glinek ogniotrwałych i limonitowych rud żelaznych występują na terenie południowo-zachodniej części powiatu zawierciańskiego we wsiach: Bo-

guchwałowice, Mierzęcice, Niwiska, Łubne, Zawada, Nowa Wieś, Najdziszów, Targoszyce, Toporowice, oraz w północnej części powiatu będzińskiego we wsiach Siemonia, Myszkowice, Sączów, Rogożnik, Twardowice, Góra Siewierska, Goląsza i innych, i przesuwają się w kierunku zachodnim na teren północnej części Górnego Śląska.

W małych ilościach, aczkolwiek dość często spotykają się ślady rud manganowych w Toporowicach, Goląszy, Najdzi-

Fig. 1.

szowie i Sadowiu, występując bądź samodzielnie, jako warstwy o niestałej miąższości, szybko wykliniające się wśród naprzemianległych warstw różnych innych osadów, bądź też jako cieniuteńkie powłoki wewnętrznych powierzchni jam, por i próżni w limonitach. Rudzie tej specjalnie nie poświęcono dotąd większej uwagi, ze względu na nieliczne dotychczasowe jej występowanie, aczkolwiek wiadomym było i jest, zwłaszcza zakładom hutniczym, które chętnie rudy żelaza tych złóż nabywają, że zawartość Mn w limonitach powyższych, niekiedy jest stosunkowo dość znaczną.

Budowa wewnętrzna oraz cechy i własności fizyczne powyższych rud manganowych.

Wśród tutejszej rudy manganowej dają się wyróżnić dwie jej odmiany, mianowicie: psylomelan i wad.

P s y l o m e l a n y występują tutaj jako utwory nerkowate, groniaste, soplowate, maczugowate lub inne o zaokrąglonej lub wogóle nieokreślonej formie powierzchni (Fig. 1 i szkic 1), podobne tamtejszym limonitom. Bardzo często tworzą nacieki skorupowate lub nawarstwienia naciekowe w próżniach limonitu, które pod mikroskopem wykazują piękną, współśrodkowo-naciekową budowę (fig. 2, 3, 4 [1]). Wewnętrzne powierzchnie próżni limonitów, powleczone cieniuteńką warstewką psylomelanu, stanowią matową lub czarną, połyskującą glazurę (Nowa Wieś, Boguchwałowice). Przełom rudy psylomelanowej jest muszlowy, nierówny (Najdziszów) lub ziemisty (Goląsza, Toporowice). Tworzy skupienia bardziej zbite (zbita ruda manganowa) lub miękkie, kruche, które przy słabym uderzeniu rozsypują się na drobne kawałeczki nieprawidłowego kształtu. Barwa psylomelanu — szara, matowa, ciemno-brunatna lub czarna z odcieniem niebieskawym i w tym wypadku znana jest, zwłaszcza w złożach niepolskich, jako czarne ciało szkliste (schwarzer Glaskopf). Rysa ciemno-brunatna do czarnej. Twardość według skali Mohs'a — dość rozpięta od ziemistej (podobieństwo do wadu) do 3,5. Nie spotkaliśmy okazów na powyższym terenie, któreby posiadały twardość 5,5 do 6, jaką spotyka się na ogół w innych psylomelanach. Połysk na świeżych przełomach — metaliczny, ciężar właściwy do 4,002. W kwasach na ogół nie-

Szkic 1.

[1]) Zdjęcia wykonane w Zakładzie Metalografii Państwowej Szkoły Górniczej i Hutniczej im. Stanisława Staszica w Dąbrowie Górniczej.

rozpuszczalny; w stężonym HCl, zwłaszcza na gorąco, rozpuszcza się łatwo wydzielając chlor. Stężony H_2SO_4 w zetknięciu ze sproszkowaną rudą manganową z Najdziszowa przybiera zabarwienie różowawe.

Psylomelan ten uważać należy za rudę manganową, podobnie jak piroluzyt i manganit.

Fig. 2.

Drugą odmianą, która zbliża się do psylomelanu jest tutaj w a d.

Na terenie północnej części Zagłębia Dąbrowskiego występuje on bardzo rzadko. Spotkaliśmy go tylko na zachód od Toporowic, w szybiku, wśród glin piaszczystych czerwonych wraz z psylomelanem, którego jest prawdopodobnie produktem rozkładu. Jest to masa niekrystaliczna, ziemista, porowata, tak lekka, że pływa po wodzie, przy bardzo słabym dotknięciu silnie brudząca palce. Połysk posiada matowy, barwę ciemno-brunatną i takąż samą rysę.

Skład chemiczny rudy manganowej.

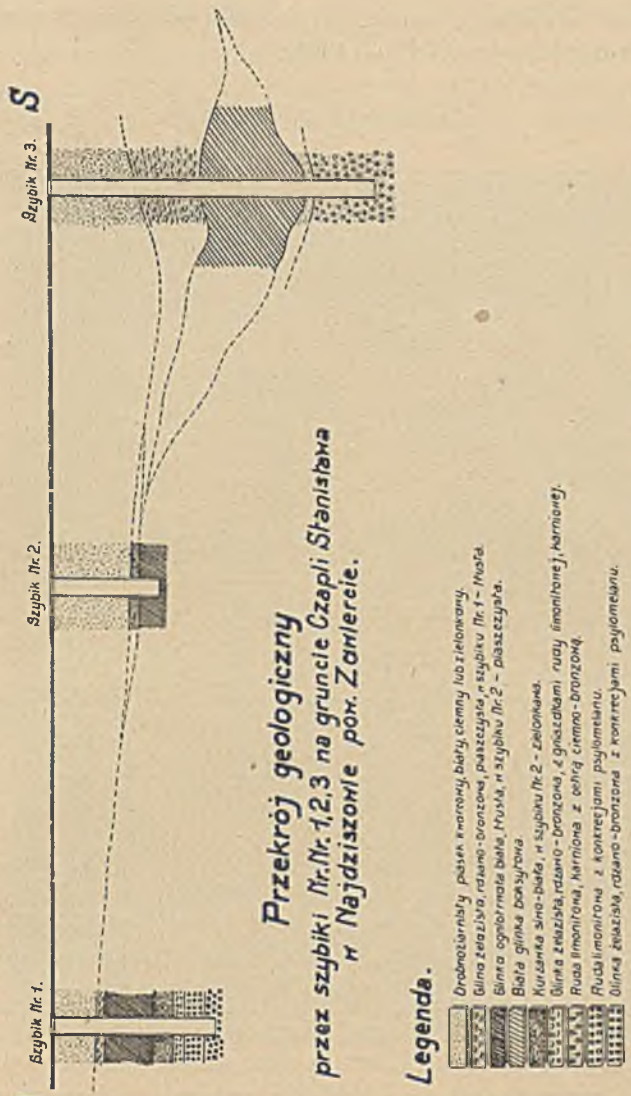
Całkowitą analizę chemiczną rudy manganowej z Najdziszowa wykonał asystent Szkoły E. Ciuk w Pracowni chemicznej Państw. Szkoły Górniczej i Hutniczej w Dąbrowie Górniczej. Do analizowania użyto rudy manganowej odpowiednio oczyszczonej, eliminując obce domieszki, wśród których dominującą rolę odgrywała glina żółto-bronzowa, wypełniająca próżnie i wgłębienia pomiędzy naciekami.

Szczegółowy rozbiór chemiczny tej rudy wykazuje następujący skład:

Analiza Nr. 1.

Ruda manganowa z Najdziszowa, z szybiku na gruncie Czapli Stanisława, warstwa 8-ma.

Analiza ryczałtowa	% wag	Przeliczona na 100%	Stosunki cząsteczkowe
SiO_2	26,88	28,40	0,4709
MnO_2	4,64	4,90	0,0563
MnO	29,80	31,48	0,4438
Fe_2O_3	5,52	5,83	0,0365
Al_2O_3	5,67	5,99	0,0586
CaO	1,35	1,43	0,0254
MgO	0,99	1,05	0,0260
BaO	0,41	0,43	0,0021
ZnO	4,01	4,24	0,0521
PbO	2,43	2,56	0,0114
K_2O, Na_2O	1,73	1,83	—
CO_2	0,13	0,14	0,0030
SO_3	0,07	0,07	0,0008
S	0,11	0,12	0,0037
P_2O_5	ślady	—	—
$+H_2O$	10,91	11,53	0,6405
$-H_2O$	3,16	—	—
Suma	97,81	100,00	—



Pierwiastki ważne metalurgicznie:

Mn = 26,01%
Fe = 3,86%
Zn = 3,22%
Pb = 2,16%
S = 0,11%

Ciężar właściwy, oznaczony metodą piknometryczną wynosi w temperaturze 18°C — 4,002.

Analiza Nr. 2.

Ruda manganowa z Goląszy, z szybiku na gruncie Nowaka Ludwika, warstwa 4-ta.

W rudzie tej zawartość pierwiastków ważnych metalurgicznie jest następująca:

Mn = 32,45%
Fe = 18,30%
Pb = 8,18%
Zn = 0,35%
S = 0,08%
P = 0,0016%

Skład chemiczny rud manganowych północnej części Zagłębia Dąbrowskiego, dla celów technicznych oznaczony [1] wykazuje:

Tablica I.

Miejscowość	Na gruncie	Mn %	Fe %	Zn %	Nazwa zakładu w którym wykonano analizę
Goląsza . . .	Barańskiego L.	33,46	15,00	0,003	Szkoła Górnicza
Najdziszów .	Czapli Stanisława	25,90	nie okr.	nie okr.	Huta Bankowa
Brzękowice .	Kozła Stanisława	16,45	30,65	6,60	Szkoła Górnicza
Brzękowice .	Kozła Stanisława	13,99	48,69	0,218	Szkoła Górnicza
Góra Siewierska	Kańtocha	11,39	33,2	nie okr.	Huta Bankowa
Goląsza . . .	Białasa Józefa	10,76	17,70	5,02	Huta Bankowa
Nowa Wieś .	Faliszewskiego S.	5,55	30,58	nie okr.	Huta Bankowa

Z powyższych analiz wynika, że skład chemiczny tutejszych rud manganowych wykazuje wahania w bardzo znacznych granicach, pospolite zresztą u minerałów pozbawionych wyraźnej postaci krystalicznej. Mianowicie Mn, na podstawie dotychczasowego materiału, występuje w maksymalnej ilości do 33,46%. Jego minimalna zawartość jest nieuchwytną, przechodząc zwykle jako domieszka do rud żelaznych limo-

[1] Analizy otrzymane od p. J. Rudolfa, Przedsiębiorstwo Górniczo-Przemysłowe, Psary k/Będzina.

nitowych, w których waha się w granicach od 3,72% do 0.23%. Tak samo przedstawia się zawartość Fe, przy czym zwykle ubytkowi zawartości Mn, odpowiada mniej więcej przyrost zawartości Fe. Z pośród innych składników, ważnymi gene-

Fig. 3.

tycznie są Zn i Pb, które niewątpliwie posiadają pewną łączność z obecnością tychże pierwiastków w skałach macierzystych (jak np. w dolomitach kruszconośnych). Z dużą dozą pewności można przypuszczać, że związki cynku i ołowiu, łącznie z innymi, ulegając wyługowaniu podczas erozyjnej działalności wód na skały macierzyste, skoncentrowane zo-

stały w rudach manganowych podczas ich tworzenia się, co wyraźnie widzimy, odnośnie zawartości cynku, w zestawieniu analiz technicznych.

Budowa geologiczna złóż rud manganowych i geneza ich powstawania.

W znaczniejszych ilościach rudę manganową napotkano w Najdziszowie, Goląszy Górnej i przy drodze z Niwisk do Mierzęcic oraz dalej ku południowi między 97—98 km, a 31—30 km mapy 1:25.000, pod wzgórzem po wschodniej stronie drogi.

W Najdziszowie na gruncie Czapli Stanisława, po południowej stronie wsi, w szybiku głębokim 8,30 m, przebito:

1.	ziemi ornej z podglebiem	0,30 m
2.	piasku siwego, pyłkowego z głazikami	2,00 „
3.	iłu żółto-bronzowego	0,50 „
4.	gliny białej tłustej	2,50 „
5.	kurzawki siwej, piaszczystej	1.00 „
6.	gliny żółto-bronzowej, żelazistej, podobnej do ochry, z gniazdkami rudy karniowej do 20 cm średnicy	0,50 „
7.	rudy żelaznej sypkiej z ochrą, kawałkami rudy karniowej i małymi karniakami rudy manganowej	1.00 „
8.	gliny żółto-bronzowej, miejscami zielonkawej z gniazdami karniowej, czarnej rudy manganowej, wielkości do 20 cm średnicy, przebito	0,50 „
	Razem	8,30 m

Upad warstw ku południowi.

W Goląszy Górnej na gruncie Nowaka Ludwika, w odległości 80 m na północ wsi, w szybiku 5,05 m głębokim, przebito:

1.	ziemi ornej z podglebiem	0,30 m
2.	rumoszu wapiennego	1,00 „
3.	glinki zielonkawej	3,00 „
4.	ziemistej rudy manganowej przebito	0,75 „
	Razem	5,05 m

Po zachodniej stronie południowego końca wsi Toporowice, między wzgórzami 352 i 365 (mapy 1:25.000), na gruncie Kyrcza Tomasza, w szybiku 4,85 m głębokim, przebito:

1.	ziemi ornej z podglebiem	0,25 m
2.	białego piasku drobnoziarnistego	0,45 „
3.	piasku gliniastego różowego, miejscami popielato-zielonkawego, żółtego lub szarego, przechodzącego ku dołowi w różową glinkę piaszczystą z ziarenkami żelaziaka czerwonego oraz z czarnymi kłaczkami (manganowymi?)	2,00 „
4.	brunatno-żółtej glinki ogniotrwałej z konkrecjami limonitu, żelaziaka czerwonego, oraz rudy manganowej, wielkości od paru milimetrów do kilkunastu centymetrów średnicy	1,60 „
5.	limonitowej rudy żelaznej karniowej z glinką brunatno-bronzową	0,20 „
6.	glinki żółto-brunatnej, jasnej, miejscami wapnistej (burzy się z HCl)	0,15 „
7.	wapienia (jako spągu) z licznymi Lima sp. przebito	0,20 „
	Razem	4,85 m

Upad warstwy 5-ej, wynoszący 45° — ku północy.

Rozporządzając bogatym materiałem zebranym podczas badań terenowych północnej części Zagłębia Dąbrowskiego w roku 1934 i 1935, dotyczących złoży rud żelaza, a z nimi związanych rud manganu, częściowo galmanu i glinek ogniotrwałych [1]), jesteśmy w stanie wyciągnąć pewne wnioski wspólne wyżej wymienionym złożom, a które w odniesieniu do rud manganowych rzucają pewne światło na genezę ich powstawania.

Złoża wyżej wymienione zlokalizowane są na wapieniach lub dolomitach dolnego wapienia muszlowego pomiędzy wzgórzami lub na ich zboczach. Charakterystyka składu petro-

[1]) Materiał ten w dalszym ciągu z powyższego terenu uzupełniany, znajduje się obecnie w opracowaniu, zarówno mikroskopowo jak i chemicznie, w Pracowni Mineralogiczno-Geologicznej Państwowej Szkoły Górniczej i Hutniczej w Dąbrowie Górniczej i użyty zostanie do opracowania monografii geologicznej wyżej wymienionych złoży.

graficznego, a nawet chemicznego osadów tu występujących wykazuje pewne podobieństwo do podobnych złoży Węgier, Rumunii, Szwajcarii (Bohnerzformation Heim'a), Istrii, Rosji Sowieckiej (Tichiwińskie złoża boksytowe). Jako rezultat erozji i wyługowania skał macierzystych, osadzone zostały w postaci jednej serii utworów lądowych, na granicy dwóch geologicznie różnych okresów, mianowicie wapienia muszlowego z jednej, a prawdopodobnie kajpru (a może i jury) z drugiej strony, na co słusznie zwraca uwagę prof. K. B o h d a n o w i c z. Związek bowiem obecnego ich podłoża występowania na terenie wapienia muszlowego, z bliskim sąsiedztwem bezpośrednio młodszych geologicznie skał nie jest wykluczonym, tem bardziej, że strzępy tych ostatnich, jako pozostałość większego ich w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim rozprzestrzenienia, dają się zauważyć na terenie całej zachodniej strony pasma Krakowsko-Wieluńskiego, a częściowo i Wyżyny Śląskiej.

Wynikiem erozyjnej działalności wody w sprzyjających warunkach zarówno klimatycznych jak i petrograficznych (własności skał) była chemiczna i mechaniczna koncentracja związków chemicznych i zawiesin, która przy współpracy cyrkulacyjnej wody, osadziła je w formie obecnie występującej. Są to więc złoża związków rudy żelaznej, manganowej i glinek ogniotrwałych wybitnie epigenetyczne, nie wykazujące dalekiego przemieszczenia podczas spławiania, osadzone prawie na miejscu skał macierzystych.

Związki metaliczne manganu, żelaza, glinu, cynku i t. p. wypłukane podczas wietrzenia skał macierzystych, uniesione zostały spłukującymi je wodami w miejsca niżej położone, gdzie nadmiar niesionego materiału ulegał osadzeniu, zachowując charakter harmonijnie odpowiadający składowi pseudoroztworów w danej chwili. Nie jest wykluczonym, że związki manganu i żelaza, stanowiąc z wodą pseudoroztwory zwane hydrosolami, ulegały koagulacji na hydrożele, zachowując formy im właściwe, a więc nacieków, skupień groniastych, nerkowatych i t. p., dziś w rudach tych tak jasno widoczne (Fig. 1, 2, 3, 4). Ten sposób powstawania rud manganu, żelaza i innych dałby się prawdopodobnie wytłumaczyć teorią sekrecji lateralnej, przy czym koncentracja ich związków występowałaby w formie wypełnień, istniejących już przed

tym, najrozmaitszych wyżłobień o cechach krasowych, czyli sekrecyj.

Zwykle, aczkolwiek nie ściśle prawidłowo — co zresztą uzależnione było od warunków — istnieje pewna prawidłowość w petrograficznym ułożeniu osadów tych w powyższym terenie. Mianowicie w niższych partiach zagłębień występują zwykle rudy żelaza (limonity), a z nimi i manganu, rzadko bezpośrednio na spągu skały macierzystej lub odgrodzone od

Fig. 4.

niej kompleksem glin; wyżej wszelakiego rodzaju glinki ogniotrwałe, czasem boksytowe i wreszcie najwyżej drobnoziarniste piaski lub żwirki kwarcowe. Segregacja ta uzależniona była zapewne mniejszą lub większą rozpuszczalnością związków tych w wodzie lub stanem zawieszenia części mechanicznych, siłą spływających i spłukujących wód oraz stanem zaopatrzenia tych wód w odpowiednio świeży materiał produktów wietrzenia.

Roztwory i pseudoroztwory wodne różnych wyługowanych związków wydzielały ze siebie nadmiar substancyj

o różnym składzie chemicznym równocześnie, albo w bliskich po sobie okresach. Tym się tłumaczy bardzo złożona nieraz wewnętrzna budowa osadów. Decydującą tu była obecność substancji gliniastych, co w obecnie zestalonych złożach tych utworów jest wyraźnie widocznym. Skupienia rudy żelaznej i manganowej w różnej postaci swego występowania, posiadają różny stopień rozmieszczenia w osadach gliniastych lub ilastych, jako konkrecje (karnie), skupienia groniaste, soczewkowate, gniazdowe lub jako żyły i nieprawidłowe ławice.

W występowaniu rud żelaza i manganu, pierwsze jako trudniej w wodzie rozpuszczalne strącają się wcześniej. Rudy więc manganu na ogół zalegać by winny ponad rudami żelaza. Prawo to w złożach tutaj badanych nie całkowicie się uwidacznia. Wyraźnie rud manganowych powyżej rud żelaznych w znanych nam szybikach nie spotykamy. Raczej konkrecje limonitowe w glinkach żelazistych lub ochrze wspólnie z konkrecjami manganowymi są rozmieszczone lub stanowią oddzielne warstwy poniżej warstw rudy żelaznej (szybik Nr. 1 przekroju geologicznego — w skali 1:4000, str. 281). Być może, że w tym wypadku prawidłowość osadzania się rudy manganowej i żelaznej odpowiadać mogła pewnym po sobie następującym cyklom sedymentacyjnym, a więc pod warstwą glinki żelazistej z konkrecjami psylomelanu w szybiku Nr. 1 prawdopodobnie należałoby się spodziewać jeszcze rudy żelaznej.

Natomiast w wewnętrznej budowie samych konkrecyj rudy żelaznej, późniejsze wydzielanie się związków manganu, jest stałym zjawiskiem tu spotykanym. Mianowicie przy makro- i mikroskopowych badaniach tych konkrecyj, widocznym jest, że związki manganu powlekają wewnętrzne powierzchnie próżni i por w limonitach, jako cieniuteńkie, czarne nawarstwienia naciekowe o bardzo pięknych i prawidłowych współśrodkowych formach (Fig. 2 i 3), a więc powstałe już po utworzeniu się limonitu.

Praktycznie, znaczniejsza ilość przymieszek manganowych w tych rudach żelaznych, zwiększa tych ostatnich przemysłowe znaczenie.

BIBLIOTEKA POLITECHNIKI KRAKOWSKIEJ

Zakończenie.

Ważną rzeczą podczas badań nad złożami minerałów użytecznych, zwłaszcza tych, które mogą posiadać praktyczne zastosowanie, jest obliczenie ich zasobów. Odnośnie wyżej opisanych rud manganowych zasobów tych niestety obliczyć nie jesteśmy w stanie, ponieważ nieprawidłowość zalegania tutejszych złóż, poważnie komplikuje wysiłki w tym kierunku.

Dotychczasowy stan badań nie daje na tyle materiału, na podstawie którego możnaby obliczyć zasoby rud manganowych. Sporadycznie występujące tu i ówdzie ślady tych rud, zdają się raczej wskazywać na szczupłość ich występowania, aczkolwiek niewykluczonym jest, że dalsze poszukiwania wykazać mogą poważniejsze ich zasoby.

Kończąc powyższy przyczynek pragniemy na tym miejscu złożyć serdeczne podziękowania Panu Dr. A. Bałczewskiemu, kierownikowi Zakładu do badań materiałów przemysłowych przy Państwowej Szkole Górniczej i Hutniczej, im. St. Staszica w Dąbrowie Górniczej, za stałą pomoc i fachowe wskazówki, udzielane nam podczas wykonywania analiz chemicznych rud manganowych.

Pracownia Mineralogiczno-Geologiczna
Państwowej Szkoły Górniczej i Hutniczej
im. St. Staszica w Dąbrowie Górniczej.

Fotografie.

Fig. 1. Psylomelan — nacieki groniaste (26,00% Mn), 1/3 wielkości nat. Najdziszów pow. Zawiercie. Na gruncie Czapli Stanisława.

Fig. 2. Nacieki współśrodkowe rudy manganowej (psylomelanu) w próżniach limonitu gąbczastego. Z lewej strony u dołu — limonit gąbczasty, z prawej u góry — próżnia (czarna plama). Sadowie II, pow. Zawiercie. Nadanie „Kajetan II 148". Szybik na gruncie Jakubczyka Piotra. Pow. 25×. Światło odbite. Przekrój poprzeczny.

Fig. 3. Nacieki współśrodkowo-koncentryczne rudy manganowej (psylomelanu) w próżniach limonitu gąbczastego. Czarne plamy nazewnątrz — próżnie. Sadowie II, pow. Zawiercie. Nadanie „Kajetan II 148". Szybik na gruncie Jakubczyka Piotra. Pow. 35×. Światło odbite. Przekrój poprzeczny.

Fig. 4. Ruda manganowa (psylomelan). Z prawej strony i z lewej u dołu widoczne nawarstwienia naciekowe rudy manganowej. Część środkowa obrazu — limonit gąbczasty. Najdziszów pow. Zawiercie. Szybik na gruncie Czapli Stanisława. Pow. 40×. Światło odbite. Przekroj poprzeczny.

Literatura.

1. Beck R. Die Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin, 1909.
2. Bohdanowicz K. Geologja stosowana. Zeszyt I. Kraków, 1934. Zeszyt II. Kraków, 1935.
3. Bohdanowicz K. Wapień muszlowy w Zagłębiu Dąbrowskiem. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 1910.
4. Brauns R. Das Mineralreich. Stuttgart, 1903.
5. Ciuk E. Płody mineralne Zagłębia Dąbrowskiego i okolic. Technik Polski. Warszawa, 1936.
6. Doborzyński St. Złoża minerałów na wapieniu podstawowym w północno-zachodniej części powiatu będzińskiego. Pamiętnik Fizjograficzny. T. XVI. 1900.
7. Doborzyński St. Złoża rud żelaznych majątku Klucze. Pamiętnik Fizjograficzny. T. XVI. 1900.
8. Doktorowicz-Hrebnicki St. Sprawozdanie z badań złóż glinek ogniotrwałych okolic Mierzęcic. Posiedzenia Naukowe P. I. G., Nr. 38, 1934.
9. Doktorowicz-Hrebnicki St. Szczegółowa mapa geologiczna Polskiego Zagłębia Węglowego. Arkusz „Grodziec". P. I. G. Warszawa, 1934.
10. Heim A. Geologie der Schweiz. Leipzig. B. I. 1919.
11. Hempel J. Karta geognostyczna Zagłębia Węglowego w Królestwie Polskiem. 1856.
12. Kosmann B. Oberschlesien, sein Land und seine Industrie. Gleiwitz. 1888.
13. Klockmann F. Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart. 1892.
14. Krusch P. Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. Stuttgart. 1907.
15. Kuźniar Cz. i Ozięblowski W. Erzbergbau in Polen. Zeitschrift d. O. B. u. H. V. Katowice, 1929. Z. 9, 10, 11, 12.
16. Kuźniar Cz. Rudy manganu w Trepczy i w Gliniacach (pod Sanokiem). Posiedzenia Naukowe P. I. G. Nr. 32. 1932.
17. Kuhl J. Gliniki boksytowe z Najdziszowa i złoża haloizytu z Mierzęcic. Archiwum Min. Tow. Nauk. Warszawskie. T. IX. 1933.
18. Kuhl J. Gliniki boksytowe i haloizytowe Zagłębia Dąbrowskiego jako surowce aluminium. Przegląd Górniczo-Hutniczy. Nr. 12. 1935.
19. Michael R. Handbuch von Polen. III. Geologischer Aufbau. XII. Bergbau und Hüttenwesen. Berlin, 1917.

20. P i w o w a r A. Bogactwa mineralne Zagłębia Dąbrowskiego. Przegląd Krajoznawczy. Warszawa, 1934.
21. P r z e s m y c k i P. Mapa geologiczna północno-wschodniej części Zagłębia Śląskiego. 1923.
22. R o e m e r F. Geologie von Oberschlesien. 1870.
23. T o k a r s k i J. Sprawozdanie z badań petrograficzno-geologicznych na obszarze Karpat krystalicznych w dorzeczu górnego Czeremosza. Posiedzenia Naukowe P. I. G. Nr. 30. 1931.
24. T s c h e r m a r k G. i B e c k e F. Podręcznik mineralogii. Warszawa.

Zusammenfassung.

Auf obenerwähntem Gebiete und zwar im nördlichen Teil des Dąbrowa'er Beckens und Oberschlesiens, auf Kalk steingrund, seltener erzhaltiger Dolomiten des unteren triassischen Muschelkalkes — befinden sich Lager von feuerfestem Ton, Eisenerz (Limoniten), hie und da Galmeien, Schlamm und feinkörnige Sande sowie Schutter von manchmal ziemlich komplizierter, epigenetischer Beschaffenheit. Sie befinden sich hier im Miozän.

In kleinen Mengen, doch ziemlich häufig trifft man hier Spuren von Manganerzen, welche teils selbständig auftreten, teils als Schichten von ungleicher Stärke, die sich schnell zwischen den wechselständigen Schichten verschiedener anderer Ablagerungen auskeilen, teils als dünner, innerer Ueberzug in Höhlen, Poren und verschiedenen leeren Räumen in Limoniten.

Man kann hier unter diesen Manganerze—Psilomelan und Wad, von verschiedenem Bau und Struktur unterscheiden, und zwar:

Psilomelane treten hier als Nieren, Trauben, Zapfen und keilförmige und andere Gebilde von rundlicher oder unbestimmter Form auf (Fig. 1. Skizze 1.), ähnlich wie die dortigen Limonite. Sehr häufig bilden sie krustige Infiltrate (Tropfsteine), oder Infiltrations-Schichtungen in Hohlräumen des Limonits, welche unter dem Mikroskop einen schönen konzentrischen Tropfbau aufweisen (Fig. 2, 3, 4). Die innere Oberfläche der Limonithohlräume, welche mit einer dünnen Schicht von Psilomelan überzogen ist, bildet eine matte oder schwarze schimmernde Glasur. Der Bruch dieses Psilomelans

ist muschelig, ungleich, oder erdig. Er bildet entweder einige dichte — oder eine weiche und mürbe Masse. Die Farbe des Psilomelans ist grau, matt oder schwarz mit bläulicher Schattierung. Die Härte, nach der Skala von Mohs ist sehr verschieden — von erdig bis 3,5. Der Schimmer an frischen Bruchstellen ist metallisch, spezifisches Gewicht bis 4,002. In Säuren ist er im allgemeinen nicht löslich, in verdichtetem HCl besonders heiss, löst er sich leicht auf, indem er Chlor ausscheidet. Verdichtetes H_2SO_4 in Berührung mit pulverisiertem Manganerz aus Najdziszów nimmt eine rosa Färbung an.

Die zweite hiesige Abart von Wad tritt sehr selten zusammen mit Psilomelan auf, und ist wahrscheinlich sein Zerfallprodukt. Sie stellt eine nichtkristallinische, erdige und poröse Masse vor. Sie ist so leicht, dass sie im Wasser schwimmt und schon bei leichter Berührung die Finger stark beschmiert. Der Schimmer ist matt, die Farbe dunkelbraun. Einen solchen braunen Strich ergibt sie auch auf einer Porzellanplatte. Die chemische Zusammensetzung einer Gattung, die sich in der Gegend von Najdziszów vorfindet, ist folgende:

Pauschalanalyse	% Wag.	Abrechnen auf 100%	Molekular-Verhältnis
SiO_2	26,88	28,40	0,4709
MnO_2	4,64	4,90	0,0563
MnO	29,80	31,48	0,4438
Fe_2O_3	5,52	5,83	0,0365
Al_2O_3	5,67	5,99	0,0586
CaO	1,35	1,42	0,0254
MgO	0,99	1,05	0,0260
BaO	0,41	0,43	0,0021
ZnO	4,01	4,24	0,0521
PbO	2,43	2,56	0,0114
K_2O, Na_2O	1,73	1,83	—
CO_2	0,13	0,14	0,0030
SO_3	0,07	0,07	0,0008
S	0,11	0,12	0,0037
P_2O_5	Spuren	—	—
$+H_2O$	10,91	11,53	0,6405
$-H_2O$	3,16	—	—
Summe	97,81	100,00	—

Darunter wichtige metallurgische Elemente:

Mn.	26,01%
Fe.	3,86%
Zn.	3,22%
Pb.	2,16%
S.	0,11%

Der höchste bisher entdeckte Maximalgehalt an Mn. in den Erzen beträgt bis . . . . . 33,46%.

Die Abfallrichtung der, diese Erze enthaltenden Schichten in Najdziszów ist südlich. Die Abfallrichtung der Schichten der V-ten Gruppe an der Westseite des Südendes von Toporowice beträgt 45° gegen Norden.

Eine Berechnung der erwähnten Manganerzmassen zur praktischen Ausbeutung ist gegenwärtig infolge ihrer unregelmässigen Zusammenhänge noch nicht am Platze.

Stanisław Zbigniew Stopa.

O zmianie flory karbońskiej wśród pokładów węgla w Jaworznie i o jej znaczeniu stratygraficznym.

(Die Änderung der Karbonflora und ihre stratigraphische Bedeutung in den Kohlenflözen von Jaworzno im Polnischen Steinkohlenbecken).

W lecie r. 1935 miałem możność zbierania flory kopalnej pokładów węglowych, odbudowywanych na kop. „Sobieski" w Borach pod Jaworznem. Poszukiwania rozszerzyłem następnie na kopalnie „Piłsudski" i „Kościuszko" w Jaworznie, które eksploatują te same pokłady. Nie mając jednak dostępu do najwyższego z odbudowywanych tu kiedykolwiek — pokładu „Sacher", od lat zarzuconego, ograniczyłem swoje prace poszukiwawcze do czterech niższych pokładów. Są to, od najmłodszego poczynając, kolejno, pokłady:

1) „Fryderyk - August",
2) „Franciszka" (= „Nadzieja" w Borach),
3) „Jacek" (= „Henryk" w Borach),
4) „Hruzik" (= „Edmund" w Borach).

(Następstwo pokładów w Jaworznie podał G a e b l e r [22], 69).

Zebraną przeze mnie florę wyżej wymienionych pokładów, wzbogaconą o parę gatunków, oznaczonych na okazach ze zbiorów kop. „Piłsudski" [1]), przedstawia tabela 1., w której uwzględniłem ponadto jeszcze cztery gatunki z pokładu „Fryderyk-August" w Jaworznie, wymienione przez B o-

[1]) Zbiory te poczyniono z inicjatywy i pod kierunkiem p. inż. K. D z i u n i k o w s k i e g o, któremu pozwalam sobie wyrazić wdzięczność za łaskawe oddanie mi tych zbiorów do dyspozycji.

cheńskiego [78] i Petrascheck'a ([42], 467, 578). Znany Rydzewskiemu ([28], 547) z Jaworzna przewodni chełmski gatunek *Sphenophyllum emarginatum* Brgt. podałem z pytajnikiem w przypuszczeniu, że jest nim wzmiankowany przez Petrascheck'a gatunek stefański *S. verticillatum* Schloth, podobny do tamtego zwłaszcza w mniej typowych okazach. Również rudzki gatunek *Sphenopteris hoeninghausi* Brgt., podany z pokł. „Fryderyk-August" przez Petrascheck'a, jest przypuszczalnie źle oznaczony. Rozchodzi się tu prawdopodobnie o inny gatunek, *Sphenopteris sp.*, znany mi z tegoż pokładu. Gatunek ten zewnętrznie przypomina *S. hoeninghausi*, jednak różni się od tej formy ogonkiem gładkim, pozbawionym guzków i włosków, a tylko podłużnie prążkowanym; ogonek listka nie dochodzi do ogonka wyższego rzędu pod kątem zbliżonym do 90°, jak u *S. hoeninghausi*, tylko zagina się i, zbiegając ku dołowi, łączy się z nim pod bardzo małym kątem: listeczki [1]) gat. *Sphenopteris sp.* są nieco mniej delikatne, niż u *S. hoeninghausi*, i nigdy nie dzielą się na trzy odcinki, co u tej ostatniej jest najczęstsze, tylko na dwa, lub są niepodzielone [2]).

Rozpatrując zebrany materiał florystyczny, zajmę się najpierw porównaniem flor pokładów „Hruzik" i „Jacek". Z pomocą tabeli 1. zestawić można następujące dane:

1) W obu pokładach występuje szereg gatunków wspólnych, a mianowicie:

Sphenopteris obtusiloba, S. andreana, S. bäumleri, Pecopteris miltoni, Neuropteris heterophylla, N. tenuifolia, N. nikolausi, Sphenophyllum cuneifolium, Calamites suckowi, C. cisti, C. undulatus, Annularia radiata, Lepidodendron aculeatum, L. obovatum, Sigillaria rugosa, Cordaites principalis.

2) Szereg gatunków, jak:

Sphenopteris nummularia, S. striata, S. flexuosissima, S. schatzlarensis, S. vüllersi, S. sp., Mariopteris grandepinnata, Alethopteris serli, Neuropteris obliqua, Cyclopteris orbicularis, Sphenophyllum majus, Lepidophloios laricinus, Stigmaria ficoides,

[1]) Blättchen = Fiedern letzt. Ordn. = Pinnules.

[2]) Okaz tej samej *Sphenopteris* sp. znany mi jest z warstw łaziskich G. Śląska ze zbiorów Zakładu Paleontologii A. G.

posiadam z pokł. „Hruzik“ i z pokł. „Franciszka“ wzgl. z pokł. „Fryderyk-August“: można się więc spodziewać ich również i w pokł. „Jacek“.

3) Są w pokł. „Jacek“ gatunki, nieznane mi z pokł. „Hruzik“, mające przecież swe główne rozprzestrzenienie niewątpliwie w warstwach starszych, wzgl. wśród starszych warstw naszego Zagłębia występujące. Można więc spodziewać się obecności tych gatunków w pokł. „Hruzik“. Są to:

Alloiopteris coralloides, Mariopteris muricata, Pecopteris plumosa, Neuropteris gigantea.

4) Następujące gatunki, znane mi w Jaworznie tylko z pokł. „Hruzik“:

Calamites goepperti, C. carinatus, Lepidodendron rimosum, Sigillaria voltzi, S. scutellata,

mają wszystkie bardzo duże rozprzestrzenienie pionowe ([34], 183) i w żadnym razie stanowić nie mogą o przypisaniu florom tych obu pokładów różnego wieku. Przy pomyślniejszych warunkach eksploatacji możnaby je znaleźć zapewne i w pokł. „Jacek“.

5) Cztery gatunki, znane mi z pokł. „Jacek“, a których nie znalazłem w pokł. „Hruzik“, mianowicie:

Sphenopteris neuropteroides (podali ją: B o c h e ń s k i z Libiąża, Sierszy i Niedzielisk; R y d z e w s k i z Jaworzna), *S. bella* (podali ją: G o t h a n i B o c h e ń s k i z kop. „Brada“, R y d z e w s k i z Brzeszcz), *Neuropteris flexuosa* (R y d z e w s k i podał ją z kop. „Silesia“ i z Brzeszcz) i *Sphenophyllum myriophyllum* (wg. R y d z e w s k i e g o: w Sierszy) określają florę pokł. „Jacek“ jako nieco młodszą od flory pokl. „Hruzik“.

Widzimy z tych danych, jak dwie flory z pokładów nadległych, tak bardzo do siebie podobne w znakomitej większości gatunków, pozwalają przecież odkryć pewną różnicę stratygraficzną. Różnica ta jednak jest niewielka, i w dalszych badaniach będę ujmował flory pokładów „Jacek“ i „Hruzik“ razem pod nazwą „flory III“, nadając florze pokł. „Franciszka“ nazwę „flory II“, a florze pokł. „Fryderyk-August“ — „flory I“.

Rozmieszczenie pojedynczych gatunków, tudzież poszczególnych grup roślinnych, pozwala odczytać tabela 1. Spostrzegamy, co następuje:

1) *Sphenopterides* są mniej więcej równomiernie rozdzielone między wszystkie flory.

2) *Mariopterides, Palmatopterides* i *Alloiopterides,* podgrupy wśród *Sphenopterides,* wyróżniane zwykle osobno, są bardziej zróżnicowane co do zasięgu pionowego:

a) *Mariopterides,* częste we florach II i III, zwłaszcza we florze III, są we florze I zupełnie nieobecne [1]).

b) *Palmatopterides,* nienapotkane we florze III, są bardzo rzadkie we florze II, natomiast we florze I jest ich dość dużo.

c) *Alloiopterides,* podobnie jak *Palmatopterides,* rzadkie we florze II i we florze III, występują często we florze I.

3) *Pecopterides,* reprezentowane we florze II i we florze III przez dwa tylko najpospolitsze gatunki *(P. miltoni* wyraźnie rzadsza), wzbogacają się we florze I o dwa gatunki, z których *P. pseudovestita* jest bardzo licznie reprezentowana.

4) *Alethopterides* są słabo reprezentowane.

5) *Lonchopterides* nie wychodzą powyżej pokł. „Franciszka" (flora II).

6) *Neuropterides,* licznie reprezentowane we florze II i we florze III, zarówno co do ilości gatunków (6), jak i co do ilości okazów, we florze I mają dwóch tylko przedstawicieli, przy czym *N. rarinervis* jest bardzo rzadka.

7) We florze I pojawia się bardzo licznie gatunek *Noeggerathia foliosa,* nieznany mi z niższych poziomów.

8) Wśród *Sphenophyllales* zwraca uwagę we florze I zanik gatunku średniowestfalskiego *(S. myriophyllum)* i pojawienie się (niestwierdzone pewnie) gatunku górno-westfalskiego *S. emarginatum.*

9) *Calamariaceae* wydają się rozmieszczone dość równomiernie we wszystkich florach; ciekawe jest, że bardzo pospolity we florze II *Calamites undulatus* został przeze mnie znaleziony we florze I tylko w jednym ułamkowym okazie.

10) *Annulariae,* reprezentowane przez jeden tylko gatunek, są znajdowane we wszystkich trzech florach.

11) Formy z gr. *Asterophyllites,* znane mi z niższych po-

[1]) Gatunek *Diplotmema beyrichii,* znaleziony we florze I, ma w sobie coś mariopterydycznego, jednak H u t h ([20], VIII, 142) uznał jego przynależność do gr. *Mariopteris* za wątpliwą.

ziomów tylko z jednego dobrze zachowanego okazu, są dość liczne we florze I.

12) *Lepidodendraceae* zostały przeze mnie stwierdzone tylko we florze II i we florze III (przy czym we florze III znacznie obficiej). Natomiast we florze I z grupy *Lycopodiales* pokazuje się *Lycopodites sp.* i *Lepidophloios macrolepidotus*, nie jest mi zaś znany ani jeden gatunek z rodz. *Lepidodendron*.

13) *Sigillariaceae* wreszcie są rozdzielone dość równomiernie między wszystkie poziomy.

Powyższe zestawienie świadczy o wybitnej zmianie w składzie grupowym między florą I z jednej strony, a florami II i III (bardzo słabo się różniącymi — jak widzimy — w zestawieniu grupowym) z drugiej. Istnieje więc zaznaczona wyraźnie wśród pokładów jaworznickich zmiana flory między pokładem „Franciszka", mającym florę o charakterze bardzo zbliżonym do flory niższych pokładów, a pokładem „Fryderyk-August". Jakie jest stratygraficzne zabarwienie powyższej zmiany flory, pokazać może tylko rozpatrzenie poszczególnych gatunków co do ich zasięgu stratygraficznego.

Z tabeli 1. widzimy, że dla wszystkich flor wspólne są następujące gatunki:

(Zespół 1.) *Sphenopteris nummularia, S. striata, S. flexuosissima, S. neuropteroides, S. schatzlarensis, S. sp., Alloiopteris coralloides. Pecopteris plumosa, P. miltoni, Alethopteris serli, Neuropteris tenuifolia, Cyclopteris orbicularis, Sphenophyllum cuneifolium, S. majus, Calamites suckowi, C. cisti, C. undulatus, Annularia radiata, Lepidophloios laricinus, Cordaites principalis,* oraz ponadto *Neuropteris heterophylla, Stigmaria ficoides,* które znam z pokł. „Hruzik" na podstawie własnych zbiorów, zaś z pokł. „Sacher" powyżej pokł. „Fryderyk-August" ze zbiorów Rydzewskiego (w Zakładzie Geologii U. J. i w Muzeum Fizjograficznym Pol. Ak. Um.).

Powyższy zespół, w pierwszym zaś rzędzie gatunki *Sphe-*

nopteris neuropteroides, S. striata, Neuropteris tenuifolia, Cyclopteris orbicularis, Sphenophyllum majus, wskazują, że pokłady jaworznickie, w których one zostały znalezione, są wieku młodszego Westphalien, t. zn. górnołękowego. Jest to widoczne z tabeli 2.[1]), podającej na podstawie literatury występowanie pionowe poszczególnych gatunków w karbonie zagłębia Polsko-Śląsko-Morawskiego oraz kilku innych zagłębi europejskich (Płn. Francji, Nadrenii, Dolnego Śląska, Anglii). Wynik ten potwierdza zdanie Rydzewskiego ([28], 338), który przydzielił warstwy węglowe z Jaworzna do najwyższego poziomu warstw westfalskich, jako przynależne do podstawy Zone supérieure Zeillera.

Lista gatunków, wspólnych florom II i III, jest następująca:

(Zespół 2.) *Sphenopteris obtusiloba, S. andreana, S. bäumleri, S. büllersi, Mariopteris muricata, M. grandepinnata, Neuropteris nikolausi, N. flexuosa, N. obliqua, N. gigantea, Sphenophyllum myriophyllum, Lepidodendron aculeatum, L. obovatum, Sigillaria rugosa, Sigillariostrobus sp.*

Obfitość tego zespołu świadczy o podobieństwie omawianych dwu flor.

Flora III wyróżnia się obecnością następujących gatunków, których nie znalazłem w innych florach:

(Zespół 3.) *Sphenopteris bella, Calamites goepperti, C. carinatus, Lepidodendron obovatum, L. rimosum, Sigillaria voltzi, S. scutellata.*

We florze II pokładu „Franciszka" występują gatunki:

(Zespół 4.) *Sphenopteris trifoliolata, Mariopteris rotundata, Alethopteris decurrens, A. davreuxi, Lonchopteris rugosa, L. conjugata, Asterophyllites longifolius, Lepidodendron dichotomum*, których nie napotkałem w innych florach, oraz jeszcze gatunki, wspólne florom II i I:

---

[1]) Tabela 2. jest zestawiona według następujących prac: Gothan (27), Rydzewski (28, 29), Weber (38), Šusta (41), Jarosz i Bocheński (60), Bocheński (64, 73, 78, 81, 85, 88), Gropp (80), Knopp (76), Gürich i Gothan (34), Zeiller (8), Cremer (14), Kukuk (31), Kidston (35), Gothan i Haack (36), Gothan (37), Bode (39), Crookall (58), Gothan (56. 65), Crookall (70), Gothan i Gropp (75), Gothan (86).

(Z e s p ó ł 5.) *Sphenopteris schwerini, S. rotundifolia, S. frenzli, Palmatopteris furcata, Diplotmema beyrichii, Alloiopteris essinghi, A. sternbergi, Sigillaria elongata,* nieznane mi jednak we florze III.

Powyższe zespoły (3., 4. i 5.) pozwalają stwierdzić, że flora III, bogata w lepidodendrony, charakteryzuje się ubóstwem roślin paprociowatych [1]) w przeciwieństwie do flory II, obfitującej w paprociowate, a ubogiej w lepidodendrony. Wskaźnikiem nieco wyższej pozycji stratygraficznej flory II jest przede wszystkim obecność w niej gatunku *Diplotmema beyrichii* z warstw młodszych.

Flora I pokładu „Fryderyk-August" wyróżnia się obecnością następujących gatunków, których nie napotkałem w poziomach niższych:

(Z e s p ó ł 6.) *Sphenopteris sauveuri, S. schillingsi, S. stipulataeformis, S. gracilis, S. goldenbergi, Palmatopteris alata, P. potoniéi, Pecopteris pseudovestita, P. volkmanni, P. cf. schwerini, Neuropteris rarinervis, Noegerrathia foliosa, Sphenophyllum emarginatum (?), Asterophyllites equisetiformis, A. grandis, Lycopodites sp., Lepidophloios macrolepidotus, Sigillaria sp.*

Pojawiają się tu formy typowe chełmskie, jak *Neuropteris rarinervis, Pecopteris pseudovestita* i *Sphenophyllum emarginatum (?).*

W szczegółowej dyskusji stratygraficznej, wobec stwierdzonej wyżej zmiany flory między pokł. „Franciszka" a pokł. „Fryderyk-August", rozpatrzę wśród znalezionych gatunków następujące dwa zespoły: 1) gatunki flory I, których nie napotkałem poniżej pokł. „Fryderyk-August" (= Zespół 6.) i 2) gatunki flor starszych, nieznane mi z pokładów powyżej pokł. „Franciszka", tworzące

Z e s p ó ł 7: *Sphenopteris obtusiloba, S. trifoliolata, S. andreana, S. bäumleri, S. bella, S. büllersi, Mariopteris muricata, M. rotundata, M. grandepinnata, Alethopteris decurrens, A. davreuxi, Lonchopteris rugosa, L. conjugata, Neuropteris nikolausi, N. flexuosa, N. obliqua, N. gigantea, Sphenophyllum myriophyllum, Calamites goepperti, C. carinatus, Aste-*

[1]) Pod nazwą „rośliny paprociowate" rozumiem *Pteridophylla* N a t h o r s t (=*Filicales* + *Pteridospermae*).

rophyllites longifolius, Lepidodendron aculeatum, L. obovatum, L. rimosum, L. dichotomum, Sigillaria rugosa, S. voltzi, S. scutellata, Sigillariostrobus sp.

Za najcharakterystyczniejsze z tych obu zespołów należy uznać: *Pecopteris pseudovestita* W h i t e, *Neuropteris rarinervis* (? B u n b) Z e i l l, *N. nikolausi* G o t h., *Lonchopteris rugosa* B r g t., *L. conjugata* A n d r.

Gatunku *Sphenophyllum emarginatum* B r g t., również znakomitej skamieliny przewodniej, mianowicie dla warstw chełmskich, nie mogę tu wliczyć wobec tego, że osobiście nie zdołałem stwierdzić jej obecności w pokładzie „Fryderyk-August", chociaż — jak wyżej napisałem przy omówieniu flory P e t r a s c h e c k'a z Borów — gatunek ten prawdopodobnie już się pojawia w tym pokładzie.

N. rarinervis jest według G o t h a n a [27] skamieliną przewodnią dla warstw chełmskich. Jest to forma małolisteczkowa rodzaju *Neuropteris*, o nerwacji grubej, rzadkiej: nerwy boczne prawie zawsze rozwidlają się u niej raz do trzech razy. G o t h a n [27] podał z kop. Brada inną formę małolisteczkową rodz. *Neuropteris*, nadając jej nazwę *N. nikolausi*. Zaznaczył pewne jej podobieństwo do *N. rarinervis* w budowie liścia, w kształcie listeczków i w charakterze nerwacji, przecież podał następujące różnice, wystarczająco wyraźnie oddzielające obie te formy:

1) *N. nikolausi* posiada niesymetryczne międzylistki, podczas gdy u *N. rarinervis* nigdy G o t h a n międzylistków nie obserwował, z wyjątkiem okazu podanego przez Z e i l l e r a ([8], tabl. XLV).

W zbiorach Zakładu Paleontologii A. G. istnieje jeden piękny okaz *N. rarinervis* z pokładu „Wiktor" w Libiążu, wykazujący między listkami przedostatniego rzędu międzylistki w ten sam sposób umieszczone jak u Z e i l l e r a. Okaz ten pozwala nadto zaobserwować, że liść *N. rarinervis* najprawdopodobniej posiada u podstawy rozwidlenie i że każde rozgałęzienie wykazuje międzylistki po jednej tylko, mianowicie wewnętrznej, stronie. Nie jest więc dla *N. nikolausi* charakterystyczna sama obecność międzylistków w przeciwieństwie do *N. rarinervis*, co najwyżej tylko niesymetryczność tych międzylistków ([27], tabl. 48).

2) Listeczki końcowe w listku u *N. nikolausi* są mniej lub więcej długie, typowo trójkątne, spiczaste, gdy u *N. rarinervis* jest listeczek końcowy zawsze zaokrąglony u szczytu i raczej tępy.

3) Wreszcie nerwacja jest u *N. nikolausi* mniej rzadka, delikatniejsza i bardziej skośna, niż u *N. rarinervis*.

Do tych różnic morfologicznych dołącza się jeszcze wyraźnie różne występowanie, w całkiem odmiennych zespołach roślinnych.

Formę *N. nikolausi* podał w monografii flory z zagłębia Saar i Lorraine P. B e r t r a n d ([61], 21—22), zastanawiając się przy tym nad związkiem form *N. nikolausi* i *N. rarinervis*. Doszedł on do wniosku, że nie jest możliwe przyjęcie identyczności okazów europejskich z formą *N. rarinervis* B u n b u r y'ego, pochodzącą z Cap Breton, ponieważ rycina B u n b u r y'ego jest niewystarczająca i nie pozwala scharakteryzować gatunku amerykańskiego. Jego zdaniem należy poniechać nazwy *N. rarinervis* B u n b. i zastąpić ją nazwą *N. nikolausi* G o t h a n. Stwierdził dalej B e r t r a n d, że istnieje bardzo wielkie podobieństwo między okazami *N. rarinervis* z zagłębi Valenciennes i Saar, a okazami *N. nikolausi* z G. Śląska; co do kształtu listeczków nie widział on nawet żadnej różnicy między okazami z Saar, a okazami *N. nikolausi* G o t h. z G. Śląska. Inaczej z nerwacją. Na okazach *N. rarinervis* (?B u n b.) Z e i l l. z zagłębia Valenciennes nerwy — zauważył B e r t r a n d — wydają się na ogół mniej zagęszczone, niż na okazach z Saar. Uznał przeto B e r t r a n d za możliwe rozróżnienie regionalnych odmian („variétés") *N. nikolausi: f. nordfrancia i f. sarana*.

Jak widać z tego, P. B e r t r a n d dostrzegł różnicę między *N. nikolausi* G o t h. a *N. rarinervis* (? B u n b.) Z e i l l., traktując ją jednak nie jako różnicę gatunkową, tylko jako cechę odmian regionalnych.

Kwestia wzajemnego stosunku tych dwóch gatunków rodz. *Neuropteris* jest niezmiernie ważna dla stratygrafii pogranicza warstw chełmskich i łaziskich. Jest bowiem *N. rarinervis* według definicji G o t h a n a [27] cechująca dla warstw chełmskich, natomiast *N. nikolausi* w rozróżnieniu G o t h a n a występuje w warstwach łaziskich. Gdyby więc *N. nikolausi* była identyczna z *N. rarinervis*, musiałaby dolna

granica warstw chełmskich ulec obniżeniu. To rozumowanie spotykamy u Czarnockiego ([83], 71—74) w jego próbie ujęcia stratygrafii warstw chełmskich.

Czarnocki przyjął za stwierdzoną według P. Bertranda [61] identyczność form *N. rarinervis* i *N. nikolausi*. Powołując się dalej na znalezienie wg. Bocheńskiego *N. rarinervis* w stropie pokładu „Augusta" na kop. „Brada", a brak tej formy w pokładach niższych, uznając wreszcie za Gothanem formę *N. rarinervis* za skamielinę przewodnią dla warstw chełmskich, nazwał Czarnocki pokład „Augusta" pokładem chełmskim. Paralelizując pokł. „Augusta" z pokł. „Henryk IV" z kop. „Szyby Piast", stwierdził Czarnocki, że wobec tego pokłady kop. „Sz. Piast", stanowiące górnolaziską „grupę a" w podziale Webera [38], są już chełmskie. Potwierdzeniem tego jest, zdaniem Czarnockiego, obecność *N. bohemica* Ettings. podanej przez Bocheńskiego [73] ze znakiem zapytania z pokł. kop. „Sz. Piast".

Z powyższą koncepcją Czarnockiego pozostają w sprzeczności następujące dane:

1) O braku formy *N. rarinervis (?=N. nikolausi)* w pokładach niższych od pokł. „Augusta" Bocheński nie pisał. Znany mu jest natomiast jako b. asystentowi Zakładu Paleontologii A. G. fakt, że w zbiorach tego Zakładu znajduje się jeden piękny okaz formy *N. nikolausi* z najniższego na kop. „Brada" pokładu „Albert", oznaczony przez Gothana. Również Knopp [76] podał *N. nikolausi* z pokł. „Albert", co stwierdził sam Czarnocki w tej samej swej monografii ([83], 73).

2) Co do formy *N. bohemica* jedyne jej występowanie podał Gothan ([27], 212) z Niedzielisk, a więc z warstw orzeskich.

3) Spis flory, podanej przez Bocheńskiego z kop. „Sz. Piast" [73], nie wykazuje ani jednej formy chełmskiej, natomiast są w nim formy wyraźnie niechełmskie: *Pecopt. pennaeformis, Neuropt. obliqua, N. gigantea.*

4) W stropie pokł. „Augusta" obficie występuje forma *Lonch. silesiaca* [76].

5) W kop. „Sz. Piast" znajdują się formy: *L. silesiaca* (często) i *L. rugosa* (Weber, [38]).

Powyższe okoliczności wyraźnie sprzeciwiają się zaliczeniu pokładów z kop. „Brada“ i „Sz. Piast“ do warstw chełmskich, stwierdzając przeciwnie ich wiek niewątpliwie łaziski. zgodnie z wynikami badań G o t h a n a [27], W e b e r a [38] i K n o p p a [76].

Zaznaczyć należy, że C z a r n o c k i sam nie uważał sprawy identyfikacji form *N. rarinervis* i *N. nikolausi* za rozstrzygniętą definitywnie, wobec czego pogląd swój, dążący do wprowadzenia na podstawie tej identyfikacji dużych zmian w stratygrafii pogranicza warstw chełmskich i łaziskich, pozostawił do sprawdzenia dalszym badaniom w tej dziedzinie.

Otóż na sprawę stosunku *N. nikolausi* do *N. rarinervis* pozwalają nieco światła rzucić moje badania w Borach i w Jaworznie. W pokładach „Franciszka“, „Jacek“ i „Hruzik“, w znacznej ilości napotykałem formę *N. nikolausi* G o t h., o listeczkach nieco równoległobrzegich, nerwacji delikatniejszej, gęstszej i bardziej skośnej, tudzież posiadającą niezmiennie listeczki końcowe dość wydłużone i wąskie, trójkątne i dosyć ostro zakończone, jak u G o t h a n a ([27], tabl. 48 i 49) i P. B e r t r a n d a ([61], tabl. VIII). Natomiast w pokł. „Fryderyk-August“ nie spotkałem ani jednego, choćby ułamkowego i problematycznego okazu tego gatunku. B o c h e ń s k i [78] podał z pokł. „Fryderyk-August“ *N. rarinervis* (?B u n b.) Z e i l l. z partii tego pokładu na kop. „Kościuszko“, obecnie niedostępnej wobec zupełnego wyeksploatowania. Okazy tej *N. rarinervis* z pokł. „Fryderyk-August“ w Jaworznie, znalezione przez B o c h e ń s k i e g o, mogłem oglądać w zbiorach Zakładu Paleontologii A. G. Otóż wykazują one bardzo wyraźne podobieństwo do okazów *N. rarinervis* z pokł. „Wiktor“ w Libiążu i przedstawiają typ Z e i l l e r a z nerwami grubszymi, rzadszymi i zaginającymi się, wychodzącymi od nerwu środkowego w listeczku mniej skośnie: są zaopatrzone w międzylistki i zawsze mają szerokie, okrągłe i tępo kończące się listeczki końcowe.

W wyniku swych badań doszedłem do następujących spostrzeżeń:

1) Istnieją stwierdzone przeze mnie powyżej za G o t h a n e m [27] wyraźne różnice między *N. nikolausi* a *N. rariner-*

vis, niezaprzeczone przez P. B e r t r a n d a [61], który obie te formy złączył w jeden gatunek.

2) Nie obserwowałem wśród dostępnych mi okazów *N. rarinervis* i *N. nikolausi* okazów wątpliwych co do przynależności, których nie mógłbym odrazu wyróżnić.

3) Bardzo liczna w pokł. „Franciszka" i w pokładach niższych, *N. nikolausi* nie występuje zupełnie w wyższym pokł. „Fryderyk-August" i jest zastąpiona przez bardzo rzadką jeszcze *N. rarinervis*.

4) *N. nikolausi* z kop. Brada (znana mi z okazu z pokł. „Albert", oznaczonego przez G o t h a n a) jest napotykana w pokładach Jaworzna od pokładu „Franciszka" w dół, a *N. rarinervis* z Libiąża (znana stąd G o t h a n o w i [27]) jest napotykana rzadko dopiero w pokł. „Fryderyk-August" w Jaworznie. Jest więc stwierdzona ostra różnica zasięgu stratygraficznego obu form, podkreślona już przez G o t h a n a [27]; obie formy występują wśród zupełnie odmiennych zespołów florystycznych.

5) Przyjęcie identyczności *N. rarinervis* i *N. nikolausi* prowadzi do tak niedopuszczalnych wniosków, jak przypuszczenie chełmskiego wieku pokładu „Augusta" na kop. Brada i pokładów z kop. „Szyby Piast", gdzie w znacznej ilości występują formy *Lonchopteris rugosa* i *L. silesiaca* przy braku choćby jednej formy chełmskiej.

Na podstawie powyższych okoliczności uważam za rzecz konieczną pozostawienie, mimo niezaprzeczonego podobieństwa obu form, rozróżnienia między *N. rarinervis* (? B u n b.) Z e i l l. i *N. nikolausi* G o t h., które należy uważać za dwa różne gatunki (zgodnie z zapatrywaniem G o t h a n a), wzgl. za dwie różne formy. Znana więc u nas (poza wierceniami) tylko z Libiąża *N. rarinervis*, charakterystyczna skamielina chełmska, występuje w Jaworznie po raz pierwszy w stropie pokładu „Fryderyk-August", podczas gdy *N. nikolausi*, znana z laziskich pokładów z okolic Łazisk i kop. „Szyby Piast", w pokł. „Fryderyk-August" już nie występuje, natomiast jest jeszcze częsta w pokł. „Franciszka". Co się tyczy stratygraficznej wartości *N. nikolausi* to — rzecz bardzo ważna — wg. P. B e r t r a n d a [61] górna granica jej zasięgu w zagłębiu Saar zbiega się z górną granicą zasięgu gatunków rodzaju *Lonchopteris* (mianowicie z t. zw. „Ton-

stein 3" w górnej części „Charbons Gras"). Jest więc — jak się zdaje — *N. nikolausi* związana z najmłodszymi wystąpieniami gatunków rodzaju *Lonchopteris* (u nas warstwy łaziskie), zarówno w naszym Zagłębiu, jak i w zagłębiu Saar.

Pecopteris pseudovestita W h i t e, której nie znalazłem zupełnie w pokł. „Franciszka", pojawia się w pokł. „Fryderyk-August" w znacznej ilości. Charakterystyczna ta forma odróżnia się wg. G o t h a n a od podobnej *P. miltoni* przez:

a) delikatniejszy charakter zbróżdżenia górnej powierzchni listeczka, pochodzącego od uwłosienia,

b) węższe i delikatniejsze, niż u *P. miltoni,* listeczki w stadium karbowania i przez

c) bardzo typowe zaokrąglenie końca listeczków.

Jaką ważną cechę formy *P. pseudovestita* muszę podkreślić tu za W h i t e'm ([16], 83) częste zbieganie w dół zatoczki, oddzielającej poszczególne listeczki od siebie. Powoduje to, że listeczki mają bardzo często jakby neuropterydyczne przewężenie w swej części odosiowej, podczas gdy część przyosiowa jest osadzona normalnie, pekopterydycznie, nawet z lekką tendencją zbiegania w dół po ogonku.

P. pseudovestita jest wg. G o t h a n a bardzo wysoka stratygraficznie, i uznał on ją za typową skamielinę chełmską, znajdowaną przezeń tylko w Libiążu.

Lonchopteris rugosa B r g t. jest w Jaworznie bardzo rzadka; mam ją tylko w jednym okazie z pokł. „Franciszka". Jednak już sama obecność w tym pokładzie gatunku *L. rugosa* świadczy na podstawie dotychczasowego doświadczenia o tym, że należy on do warstw starszych, niż chełmskie; nie były bowiem gatunki rodzaju *Lonchopteris* spotykane dotychczas nigdy w warstwach chełmskich.

Lonchopteris conjugata A n d r. znana mi jest dość licznie z pokł. „Franciszka" w okazach typowych. Gatunek ten był opisany przez G o t h a n a ([20], VII, 131), jako lokalny gatunek zagłębia dolnośląskiego. Zewnętrznie przypomina on *Alethopteris valida* B o u l. i *Lonchopteris bricei* B r g t. (= *L. rugosa* wg. G o t h a n a [34]), jednak od pierwszej różni się wytworzeniem nerwacji siatkowej, od drugiej zaś tym, że oczka sieci ma bardzo wydłużone, bądź nawet niektóre nerwy boczne nie stykają się zupełnie ze sobą. Jest to forma rodzaju

Lonchopteris z grupy *Lonchopteridium*, stanowiącej co do charakteru nerwacji przejście od *Alethopterides* do *Lonchopterides*. G o t h a n ([20], VII) podał *L. conjugata* jako gatunek na Dolnym Śląsku charakterystyczny dla warstw szaclarskich, „podobnie jak charakterystyczna jest *L. silesiaca* dla odpowiadających warstw G. Śląska" (wg. G o t h a n a [20]). G o t h a n i G r o p p [75] podali szczegółowiej zasięg gatunku *L. conjugata*, znajdując go w poziomie „Unt. Hangendzug" i „Ob. Hangendzug". W zestawieniu stratygrafii Dolnego i Górnego Śląska umieścili G o t h a n i G r o p p [75] „Unt. Hangendzug" jako odpowiednik warstw rudzkich, zaś „Ob. Hangendzug" jako równoważnik warstw dolnych mikołowskich (w rozumieniu: warstwy mikołowskie = w. orzeskie + w. łaziskie).

Obecność *L. conjugata* w pokładzie „Franciszka" obok *L. rugosa* świadczy wyraźnie o przynależności tego pokładu do warstw z *Lonchopteris*, a więc co najwyżej do warstw łaziskich. Zaznaczę tu, że formy z grupy *Lonchopteridium* występują na ogół niżej od właściwych *Lonchopterides* (u nas G r o p p ([80], 63) podał z najwyższych warstw rudzkich niemieckiej części G. Śląska, z pokł. „Xaver", formę *L. aff. eschweileriana*).

Przeprowadzona powyżej dyskusja wykazała, że już formy *N. rarinervis* i *P. pseudovestita* z jednej, zaś *N. nikolausi*, *L. rugosa* i *L. conjugata* z drugiej strony, wyraźnie definiują chełmski wiek flory pokł. „Fryderyk-August", łaziski zaś — pokł. „Franciszka" i pokładów niższych. Zostaje to potwierdzone jeszcze i przez charakter stratygraficzny zespołów towarzyszących, co niżej wykażę.

Forma *Asterophyllites equisetifornis* S c h l o t h. znana jest z naszego Zagłębia podług literatury tylko z pokł. „Wiktor" w Libiążu. Co się tyczy wiadomości Š u s t y [41] o obecności *A. equiset.* w Zagłębiu Ostrawsko-Karwińskim (v. tabela 2.) już w warstwach suszskich [1]), zaznaczę, że podane w jego atlasie (tabl. L1) okazy *A. equiset.* są tak ułamkowe, że stawiają pod znakiem zapytania trafność ich oznaczenia. Również G o t h a n [34] (v. tabela 2.) podał w wątpliwość

[1]) Odpowiadających naszym warstwom rudzkim.

znajdowanie *A. equiset.* poniżej warstw chełmskich ([34], 182). W zagłębiach Ruhr, Płn. Francji, a zwłaszcza Anglii, zstępuje *A. equiset.* niżej; u nas przecież — jak dotąd — nie została stwierdzona pewnie poza warstwami chełmskimi (R y d z e w s k i [28] podał tę formę z Jaworzna i Sierszy).

Sphenopteris goldenbergi A n d r., wg. G o t h a n a [34] endemiczna forma zagłębia Saar, nie była dotąd podawana z naszego Zagłębia. G o t h a n ([34], 45) nadał jej wiek górnołękowy. P. B e r t r a n d ([61], 10) podał tę formę jako charakterystyczą dla warstw „Flambants inférieurs", leżących powyżej pasa z *Lonchopterides* i powyżej warstw z formą *N. nikolausi.* „Flambants inférieurs" w najnowszym zestawieniu K u k u k a po kongresie w Heerlen w r. 1935 są przyrównane do górnych warstw chełmskich naszego Zagłębia. Jest więc *S. goldenbergi* formą stratygraficznie wysoką i zapewne okaże się u nas cenną skamieliną przewodnią dla warstw chełmskich.

Diplotmema alatum S t u r. (= *Palmatopteris alata* S c h i m p e r = *Sphenopteris alata* B r g t.), charakterystyczna szerokimi i grubymi listeczkami palmatopterydycznymi, wyraźnie załamującym się ogonkiem i niezmiernie silnie wzdłuż ogonka wyciśniętą brózdą, została przez P o t o n i é'go [20], połączona w jeden gatunek z formą *P. furcata* B r g t. Jednak G o t h a n [27] w rozważaniach nad formą *P. furcata* stwierdził, że jakkolwiek mogłoby się to połączenie obu gatunków okazać słusznym, to jednak niema na to żadnych pozytywnych dowodów, i w konkluzji skłonił się do pozostawienia rozdziału między tymi dwoma formami. W świetle posiadanych przeze mnie okazów *P. alata,* niezmiernie wyraźnie odbiegających od delikatniejszej *P. furcata,* wydaje się słusznym stanowisko G o t h a n a. W naszym Zagłębiu znana jest *P. alata* tylko z Libiąża (pokł. „na 100 m" wg. B o c h e ń s k i e g o [64]). K i d s t o n [35] opisał ten gatunek pod nazwą *S. alata* B r g t., podając go tylko z Radstockian Series. Jest to więc forma bardzo wysoka stratygraficznie, niestwierdzona poniżej warstw chełmskich, być może w naszym Zagłębiu dla Westphalien C charakterystyczna.

Diplotmema beyrichii S t u r, znajdowana przeze mnie w niewielkiej ilości już w pokł. „Franciszka", jest bardzo czę-

sta w pokł „Fryderyk-August“ i w pokładzie „Sacher“, jak świadczą o tym liczne okazy tego gatunku z pokładu „Sacher“ w zbiorach Zakładu Geologii U. J. Formę tę podał z Jaworzna R y d z e w s k i [28]. *Diplotmema beyrichii*, która często bywała łączona z *Pecopteris pluckeneti* S c h l o t h (np. przez P o t o n i é g o [15], K i d s t o n a [35], i in.), jest w każdym razie bardzo wysoka stratygraficznie, jednak wymaga dokładnego zbadania w związku ze znaną z Libiąża formą *P. pluckeneti*.

Sphenopteris gracilis B r g t. jest u nas poza Libiążem nieznana; w zagłębiach Ruhr, Pln. Francji i Anglii — jak widać z tabeli 2. — jest ona stratygraficznie niższa, u nas jednak poniżej warstw chełmskich nie była stwierdzona.

Noegerrathia foliosa S t b g. nie była dotąd w literaturze poza P e t r a s c h e c k'iem [42] z naszego Zagłębia podawana. W zbiorach Zakładu Paleontologii A. G. znajduje się jeden jej okaz z kop. „Jan Kanty“ w Niedzieliskach. Obecność tej formy stanowi jednak bardzo charakterystyczną cechę pokładu „Fryderyk-August“, gdzie się ją spotyka często, rozsianą w gniazdach bardzo niedużej rozciągłości. Poniżej pokładu „Fryderyk-August“ nie napotkałem żadnego nawet okruchu tej formy. *N. foliosa*, bardzo rzadka w Europie, występuje nieco częściej w Czechach Śr., skąd N ě m e j c [57] podał ją w towarzystwie m. in. następujących form:

Odontopteris coemansi A n d r.,
Linopteris obliqua B u n b.,
L. neuropteroides G u t b.,
L. subbrongniarti Z e i l l.,
Neuropteris bohemica E t t i n g s.,
Annularia stellata S c h l o t h.,

a więc w zespole wyraźnie górnołękowym (Westphalien C).

Palmatopteris potoniéi G o t h., formę, znaną G o t h a n o w i [27] tylko z Orzesza, mam jedynie z pokł. „Fryderyk-August“ w okazach bardzo pięknych.

Sphenopteris schillingsi A n d r., podana przez R y d z e w s k i e g o [28] tylko z Jaworzna i z Sierszy, wg. Z e i l l e r a [8] charakterystyczna wyłącznie tylko dla Zone supérieure, zdaje się przecież u nas zstępować niżej, jak świadczy znalezienie jej przez G r o p p a [80] już w warstwach rudz-

kich. Również na Dolnym Śląsku i w zagłębiu Ruhr jest ona formą znaną już i z niższych warstw westfalskich.

Sphenopteris stipulataeformis S t u r, podana z pokł. „Fryderyk-August" w Borach przez P e t r a s c h e c k'a [42], była G o t h a n o w i [27] znana z G. Śląska tylko jako rzadka w górnych warstwach łękowych.

Pecopteris volkmanni S a u v., znana G o t h a n o w i [27] także jako rzadka forma górnołękowa, — jak świadczą dane R y d z e w s k i e g o [28], W e b e r a [38] i K n o p p a [76], jest w warstwach zarówno jeszcze łaziskich jak i już w orzeskich (być może tylko w górnych).

Formy *Asterophyllites grandis* S t b g. (wątpliwe oznaczenia tej formy podali — jak pokazuje tabela 2. — z Zagłębia Polsko-Śląskiego R y d z e w s k i [28] i G r o p p [80]) i *Lepidophloios macrolepidotus* G o l d e n b. nie były dotąd podawane pewnie z naszego Zagłębia. Š u s t a [41] znał je jedynie z wyższych warstw Zagłębia Ostrawsko-Karwińskiego. Zwłaszcza *L. macrolepidotus* zdaje się być formą głównie górnołękową.

Pecopteris schwerini S t u r, jak widać z tabeli 2., występuje u nas w całej grupie łękowej.

Sphenopteris sauveuri C r é p., forma westfalska o dużym rozprzestrzenieniu pionowym, wg. G o t h a n a [34] jest częstsza w wyższych warstwach łękowych.

Wyniki powyższych rozważań dają się ująć następująco:

1) Zespół form, towarzyszących w pokł. „Fryderyk-August" formom *Neuropteris rarinervis* i *Pecopteris pseudovestita*, i nieschodzących w Jaworznie poniżej pokładu „Fryderyk-August", we wszystkich przedstawicielach ma charakter górnołękowy.

2) Niektóre formy powyższego zespołu, jak *Asterophyllites equisetiformis, Sphenopteris goldenbergi, S. gracilis, Diplotmema alatum*, poniżej warstw chełmskich w naszym Zagłębiu nie są znane i zwłaszcza dwie pierwsze wydają się charakterystyczne dla pasa ponadlonchoptorysowego t. zn. dla warstw chełmskich.

3) Żadna z form zespołu nie sprzeciwia się przyznaniu pokładowi „Fryderyk-August" wieku chełmskiego.

4) Obecność zaś w tym zespole dwóch form tak typowo

chełmskich, jak *Neuropteris rarinervis* i *Pecopteris pseudovestita*, przesądza o chełmskim charakterze flory z pokł. „Fryderyk-August".

Z kolei rozpatrzę zespół, towarzyszący w pokładach poniżej pokł. „Fryderyk-August" formom *Neuropteris nikolausi*, *Lonchopteris rugosa* i *L. conjugata*, które — jak widzieliśmy — powyżej warstw łaziskich nie występują.

Asterophyllites longifolius B r g t. — jak pokazuje tabela 2. — podany był w literaturze z naszego Zagłębia tylko z pokładu „Wiktor" w Libiążu. Jednak w zbiorach Zakładu Paleontologii A. C. istnieją dwa bardzo piękne ok. *A. longifolius* z warstw rudzkich, jeden z pokładu „Edwin" na kopalni „Carmer", drugi z 627 m wiercenia „Wujek I". Również porównanie według tabeli 2. występowania tej formy w innych zagłębiach wyjaśnia, że jest to forma spotykana w całym Westphalien.

Sphenopteris bella S t u r.: G o t h a n podał ją pod nazwą *S. schilleri jako* gatunek specjalny warstw łaziskich ([27], 148 i 232). Jak widać z tabeli 2., podał ją również z okolicy Łazisk (kop. Brada) B o c h e ń s k i. R y d z e w s k i [28] znalazł ją w Brzeszczach, gdzie — jak podał P e t r a s c h e c k [42]: od pokł. VIII, i C z a r n o c k i [83]: od pokł. II — warstwy łaziskie istnieją u szczytu przekroju. W świetle powyższego widać, że forma ta poza warstwami łaziskimi nie została u nas pewnie stwierdzona. Podobne jest występowanie tej formy w innych zagłębiach: tak np. w zagłębiu Ruhr występuje ona tylko w gr. Gasflammkohlen (odpowiadającej naszym w. łaziskim), w zagłębiach angielskich nie wychodzi powyżej Yorkian.

Sphenopteris andreana R o e h l. — jak widać z tabeli 2. — bardzo częsta u nas w warstwach orzeskich (kop. „J. Kanty") i jeszcze w warstwach łaziskich starszych z kop. „Brada", nie jest spotykana (podkreślił to specjalnie K n o p p [76]) w najwyższym na kop. Brada pokładzie „Augusta" ani też w wyższych warstwach łaziskich kop. „Szyby Piast", gdzie jej nie znalazł ani W e b e r [38] ani B o c h e ń s k i [75]. W w. chełmskich nigdzie tej formy nie znaleziono i — jak się zdaje — nie przeżywa ona wieku w. łaziskich. W zagłębiu Ruhr — jak widać z tabeli 2. — forma ta nie prze-

żywa warstw Gaskohlen (odpowiadających warstwom orzeskim naszego Zagłębia), będąc już w Gasflammkohlen tylko problematyczną.

Neuropteris gigantea S t b g. — jak widać z tabeli 2. — bardzo obficie znajdowana w warstwach rudzkich i następnie orzeskich, w warstwach łaziskich jest wybitnie rzadsza. Podkreślają to obserwacje W e b e r a [38], który w swoich poziomach c i d znajdował ją bardzo często, na kop. Brada już rzadziej, a na kop. „Szyby Piast" znalazł tylko jeden okaz. Również K n o p p [76] podkreślił bardzo rzadkie występowanie *N. gigantea* w warstwach łaziskich kopalń okolic Łazisk. W warstwach chełmskich nigdy obecności *N. gigantea* nie stwierdzono. Podobny zanik *N. gigantea* ku górze warstw westfalskich wykazują zagłębia Ruhr i angielskie.

Neuropteris obliqua B r g t. nie jest znana wogóle z warstw chełmskich ([34], 81). w warstwach zaś łaziskich jest rzadka, co podkreślił w swych obserwacjach W e b e r [38], zaznaczający jej ilościowy wzrost w warstwach orzeskich. K n o p p [76] nie znalazł ani jednego okazu tej formy w pokładach „Albert" i „Augusta" kopalń okolic Łazisk. Formę tę jednak G o t h a n [27] i B o c h e ń s k i [73] podali z warstw łaziskich kopalń okolic Łazisk i kop. „Szyby Piast". W zagłębiu Valenciennes forma ta nie wychodzi ponad Zone moyenne, w zagłębiu Ruhr powyżej Gasflammkohlen, zaś w Anglii rzadko tylko wychodzi powyżej Yorkian. Jest to typowa forma poziomu Westphalien B wg. podziału ustalonego w Heerlen, 1927.

Sphenophyllum trichomatosum S t u r .. formę, wg. G o t h a n a [34] nieznaną z warstw chełmskich, z naszego Zagłębia podał tylko R y d z e w s k i [28] z Jaworzna i Sierszy z warstw górnołękowych, znajdując ją także w pokładzie „Sacher" w Jaworznie, a więc w warstwach chełmskich.

Forma *Sphenophyllum myriophyllum* C r é p i n nie była u nas znaleziona z warstw niewątpliwie chełmskich (R y d z e w s k i [28] podał ją z Sierszy). Forma ta jest w zagłębiu Saar typowa dla warstw dolnych „*Charbons gras*" (P. B e r t r a n d [61]) t. zn. dla warstw z *Lonchopterides*. Wobec danych Z e i l l e r a [8] i C r o o k a l l a [70] forma ta nie wychodzi — jak się zdaje — powyżej Westphalien B.

Sphenopteris bäumleri A n d r. wg. G o t h a n a [34]

nie występuje w warstwach chełmskich. W naszym Zagłębiu — jak wskazuje tabela 2. — znana jest głównie z warstw łękowych niższych. Formę tę podawano z kop. „Brada" (G o t h a n [27], W e b e r [38], B o c h e ń s k i [73], K n o p p [76]), jednak już w kop. „Szyby Piast" nie znalazł jej ani W e b e r [38], ani B o c h e ń s k i [73]. W innych zagłębiach (v. tabela 2.), zwłaszcza w zagłębiach Ruhr i angielskich, jest ona formą wyraźnie niższego Westphalien.

Jak widać z tabeli 2., formy takie jak *Sphenopteris (Discopteris) büllersi* S t u r., *Mariopteris muricata* S c h l o t h., *M. grandepinnata* H u t h, w warstwach chełmskich naszego Zagłębia również nie zostały stwierdzone. Formy *M. muricata* można się jednak spodziewać również i w warstwach chełmskich wobec jej zasięgu stratygraficznego w innych zagłębiach (wg. tabeli 2.).

Wg. G o t h a n a ([34], 82) wszystkie cztery *Sigillariae*, znane z rozpatrywanego zespołu, bądź są rzadkie w warstwach chełmskich, bądź znajdowane tylko problematycznie.

Żadnej formy typowo chełmskiej zespół powyższy nie wykazuje, jakkolwiek *Diplotmema beyrichii* jest formą — jak widzieliśmy — bardzo wysoką stratygraficznie, formy zaś takie jak *Sphenopteris neuropteroides* i *Neuropteris flexuosa* są również młode (jednak — jak wskazuje tabela 2. — znane są u nas również nawet z warstw orzeskich).

Pozostałe formy zespołu, jak *Sphenopteris obtusiloba* B r g t., *Alethopteris decurrens* A r t., *Neuropteris heterophylla* B r g t., *Annularia radiata* B r g t., gatunki rodz. *Calamites* i *Lepidodendron*, są — jak wskazuje tabela 2. — u nas spotykane prawie w całej grupie łękowej, a w innych zagłębiach na ogół nie stanowią cenniejszych skamielin przewodnich, bądź też, jak *Sphenopteris rotundifolia* A n d r.[1]), *Mariopteris rotundata* H u t h., *Alethopteris davreuxi* B r g t., nieopisane bliżej z naszego Zagłębia, mają w innych zagłębiach duży zasięg pionowy.

Powyższy zespół wykazuje więc w większości gatunków wiek warstw mikołowskich G o t h a n a i G r o p p a, zaś

[1]) Wg. G o t h a n a [56] forma *S. rotundifolia* A n d. jest identyczna z formą *S. laurenti* A n d r.: miałaby więc ta forma znaczny zasięg stratygraficzny.

gatunki jak *Sphenopteris bella, S. neuropteroides, Neuropteris flexuosa,* i zwłaszcza *Diplotmema beyrichii,* wskazują na warstwy górne mikołowskie, co jako charakterystyczna potwierdzał wyżej omówiona *Neuropteris nikolausi* obok form *Lonchopteris rugosa* i *L. conjugata.*

Zestawienie wyników stratygraficznej analizy zespołów 6 i 7, wykazuje więc — jak widzieliśmy powyżej — że stwierdzona między pokładem „Franciszka" a pokładem „Fryderyk-August" w Jaworznie wyraźna zmiana flory posiada równie wyraźne oblicze stratygraficzne, stanowiąc granicę warstw łaziskich, kończących się w Jaworznie pokładem „Franciszka", i warstw chełmskich, rozpoczynających się pokładem „Fryderyk-August".

Wynik ten modyfikuje istniejące dotąd w literaturze poglądy na sprawę rozdziału pokładów jaworznickich między warstwy chełmskie i łaziskie, Zerndta [68] i S. Czarnockiego [83].

Zerndt [68] próbował ustalić granicę między warstwami chełmskimi i łaziskimi w Jaworznie na podstawie pionowego zasięgu niektórych typów spor w najwyższych trzech eksploatowanych pokładach jaworznickich. W pokł. „Sacher" znalazł on ostatnich przedstawicieli spory typu 24. uważanej przez niego za typową łaziską, nie znalazł zaś w nim spory typu 16 *(Triletes tuberculatus),* znanej z pokł. „Elżbieta" w Sierszy i z pokładów młodszych. Na tej podstawie uznał Zerndt badane pokłady Jaworzna jako przynależne do warstw górnych laziskich. Konsekwencją tego byłoby, że zespół florystyczny zebrany z powyższych pokładów i opisany przez Rydzewskiego [28] z formami: *Sphen. crépini, Neur. scheuchzeri, N. ovata, N. rarinervis, Sphl. emarginatum, Asterophl. equisetiformis,* zespół — jak widzimy — niezaprzeczenie i typowo chełmski, pochodzi z warstw laziskich, i że chełmski zespół flory pokł. „Fryderyk-August" opisany wyżej przeze mnie z formami *N. rarinervis* i *P. pseudovestita,* pozbawiony natomiast gatunków rodz. *Lonchopteris,* pochodzi również z pokładów łaziskich.

Wniosku takiego nie można przyjąć wobec definicji florystycznej warstw chełmskich, danej przez G o t h a n a [27], gdzie właśnie formy *S. emarginatum, N. rarinervis, P. pseudovestita* jako cechujące posłużyły do wyróżnienia warstw chełmskich.

C z a r n o c k i ([83], 73) przyjął pokład „Artur" w Sierszy za dolną granicę warstw chełmskich. Identyfikując dalej jaworznicki pokład „Jacek" z pokł. „Artur", uznał pokł. „Jacek" i pokłady wyżej leżące za chełmskie. Ten pogląd C z a r n o c k i e g o trudno pogodzić z okolicznością, że już R y d z e w s k i [28], a następnie B o c h e ń s k i [73], podał gatunek *Lonch. bricei* wśród flory kopalni „Artur" w Sierszy, gdzie pokład „Artur" jest najniższym z eksploatowanych pokładów. Okazy, zebrane przez B o c h e ń s k i e g o, a pozostające w Zakładzie Paleontologii A. G., wykazują, że *L. bricei* w pokł. „Artur" występuje dość licznie, przy czym zespół, wśród którego ona występuje, nie wykazuje żadnej formy chełmskiej [73]. Podobnie w Jaworznie — jak widać z podanych przeze mnie list flory — występuje gat. *L. bricei* = *L. rugosa* jeszcze powyżej pokł. „Jacek" w pokładzie „Franciszka", pozbawionym jednej choćby formy typowo chełmskiej.

Dokonane przeze mnie w Jaworznie badania i ich wyniki dają się ująć następująco:

Flory pokładów „Jacek" i „Hruzik" wykazują wybitne podobieństwo, przy czym jednak gatunki *Sphenopteris bella, S. neuropteroides, Neuropteris flexuosa, Sphenophyllum myriophyllum*, nieznane mi z pokł. „Hruzik", nadają florze pokł. „Jacek" charakter pewnej młodszości. Przecież wybitne podobieństwo tych flor w przeważnej ilości gatunków pozwoliło mi rozpatrywać je wspólnie jako najniższy poziom florystyczny badanej grupy pokładów. Wyżej wyróżniłem poziom z florą pokł. „Franciszka", i wreszcie jako najwyższy — poziom pokł. „Fryderyk-August".

We wszystkich tych poziomach występuje szereg gatunków wspólnych, spośród których zwłaszcza *Sphenopteris neuropteroides, Alethopteris serli, Neuropteris tenuifolia, Cy-*

clopteris orbicularis i *Sphenophyllum majus* świadczą o wieku górnołękowym badanych warstw.

Rozpatrując rozmieszczenie gatunków różnych grup roślinnych w badanych trzech poziomach florystycznych, stwierdziłem bardzo wyraźną zmianę flory między poziomem pokładu „Fryderyk-August", a poziomami niższymi, wybitnie podobnymi do siebie. Zjawisko to poddałem następnie analizie stratygraficznej w ujęciu dwóch zespołów florystycznych: zespołu z warstw poniżej poziomu zauważonej zmiany (t. zn. poniżej spągu pokł. „Fryderyk-August") i zespołu z warstw ponad spągiem pokł. „Fryderyk-August". Dla zespołu starszego cechujące są gatunki: *Lonchopteris rugosa, L. conjugata, Neuropteris nikolausi*, dla młodszego: *Pecopteris pseudovestita* i *Neuropteris rarinervis*. Uznałem więc za konieczne pozostawić rozróżnienie formy *N. rarinervis* — chełmskiej od podobnej *N. nikolausi* — łaziskiej.

Wymienione wyżej gatunki przewodnie określiły florę pokł. „Fryderyk-August" jako florę chełmską, florę zaś pokładów starszych, od pokł. „Franciszka" poczynając, jako florę łaziską. Określenie to zostało potwierdzone przez charakterystykę stratygraficzną zespołów towarzyszących.

Stwierdzona wśród pokładów jaworznickich wyraźna zmiana flory między pokł. „Franciszka" a pokł. „Fryderyk-August" określa się więc stratygraficznie jako granica warstw łaziskich i chełmskich w okolicy Jaworzna. Flora pokł. „Franciszka" i pokładów bezpośrednio niższych („Jacek" i „Hruzik") jest florą szczytu warstw łaziskich naszego Zagłębia, natomiast flora pokładu „Fryderyk-August" przedstawia najniższą florę chełmską, nieopisaną u nas dotychczas znikąd.

Flora szczytowych warstw łaziskich w Jaworznie w świetle moich badań pozwala się scharakteryzować następująco: Rodz. *Lonchopteris* ma tu swych ostatnich, bardzo już nielicznych, przedstawicieli. Jako typowa dla warstw łaziskich występuje tu forma *N. nikolausi* i, być może, *S. bella i M. rotundata*. *L. conjugata*, stwierdzona przeze mnie w szczytowej florze warstw łaziskich, nie była dotąd podawana z warstw naszego Zagłębia. Wreszcie flora najwyższa łaziska wykazuje najmłodsze — jak się zdaje — występowania w karbonie naszego Zagłębia form: *L. rugosa, S. andreana, N. gi-*

gantea, N. obliqua, a dalej *S. bäumleri, S. büllersi, M. grandepinnata, S. myriophyllum.* Typowych gatunków chełmskich flora ta jeszcze nie wykazuje, choć obecna tu *S. neuropteroides* jest formą bardzo młodą, znajdowaną jeszcze w warstwach libiąskich Jarosza i Bocheńskiego ponad warstwami chełmskimi Gothana; podobnie bardzo młoda jest *D. beyrichii,* spotykana tylko u samego szczytu warstw z tą florą górnołaziską, i wyżej.

Flora najstarsza chełmska pokładu „Fryderyk-August" w Jaworznie zawiera już tak typowe formy chełmskie, jak *N. rarinervis, P. pseudovestita i,* być może, *S. emarginatum.* Pojawiają się w tej florze gatunki nieznane dotąd z warstw łaziskich i niższych, *A. equisetiformis, S. goldenbergi, S. gracilis, D. alatum,* być może częściowo dające się także nazwać gatunkami chełmskimi, oraz wreszcie *D. beyrichii,* która — jak zaznaczyłem — schodzi tylko tuż pod dolną granicę warstw chełmskich. We florze najstarszej chełmskiej brak już jest gatunków rodz. *Lonchopteris,* formy *N. nikolausi,* i szeregu form starszych łękowych jak np. *S. andreana, N. gigantea, N. obliqua* i in.

Zapytajmy jeszcze, jak się przedstawią zespoły florystyczne młodszych warstw chełmskich.

Flora chełmska, której najniższy poziom daje się, jak wykazałem, stwierdzić w pokładzie „Fryderyk-August" w Jaworznie, w wyższych pokładach musi nabierać pełniejszego wyrazu. I tak: niespotkane w badanej przeze mnie części przekroju Jaworzna młode, typowe chełmskie i młodsze, formy, jak *Neuropteris ovata, N. scheuchzeri, Annularia sphenophylloides, Sphenophyllum emarginatum,* które w swym spisie flory z Jaworzna podał Rydzewski [28], znajdują się z pewnością w najwyższym pokładzie, do którego miał w swoim czasie dostęp Rydzewski, t. zn. w pokł. „Sacher", częściowo może także niżej.

Wśród zbiorów Rydzewskiego (w Muzeum Fizjograficznym Polskiej Akademii Umiejętności i w Zakładzie Geologii U. J.) znalazłem następujące formy z pokładu „Sacher" w Jaworznie:

Sphenopteris schillingsi, S. neuropteroides, Diplotmema beyrichii, Alloiopteris essinghi, Neuropteris heterophylla, N. tenuifolia, N. ovata, Sphenophyllum cuneifolium, S. trichomatosum, S. emarginatum, Lepidophloios laricinus, Stigmaria ficoides.

W Muzeum Fiz. Pol. Ak. Um. znalazłem ponadto w zbiorach Rydzewskiego nieoznaczone okazy *Mariopteris muricata* i *Lepidodendron obovatum*, które na podstawie towarzyszących im lakonicznych uwag na luźnych karteczkach pochodzą z pokładu „Sacher". Ich pochodzenie nie daje się jednak ustalić z wystarczającą pewnością. Formy *Pecopteris pseudovestita* i *Asterophyllites equisetiformis*, znane mi z pokładu „Fryderyk-August", stwierdziłem również wśród flory z Libiąża; można więc i w pokładzie „Sacher" spodziewać się ich obecności.

Zespół pokładu „Sacher" przedstawiałby się więc następująco:

Sphenopteris schillingsi, S. neuropteroides, Diplotmema beyrichii, Alloiopteris essinghi, Pecopteris pseudovestita, Neuropteris heterophylla, N. tenuifolia, N. ovata, N. scheuchzeri, N. rarinervis, Asterophyllites equisetiformis, Annularia sphenophylloides, Sphenophyllum cuneifolium, S. trichomatosum, S. emarginatum, Lepidophloios laricinus, Stigmaria ficoides.

Zespół powyższy jest typowo i wybitnie chełmski. Mieści się on całkowicie co do swych najmłodszych form w podanym przez Bocheńskiego [63] spisie form z pokładu „Wiktor" w Libiążu. Niepodany w spisie Bocheńskiego gatunek *P. pseudovestita* znajduje się — jak stwierdziłem — w ilości kilku okazów w zbiorach Zakładu Paleontologii A. G. z pokładu „Wiktor" w Libiążu. Jednakże we florze pokl. „Wiktor" spotykamy nadto formy bardzo wysokie stratygraficznie jak:

Sphenopteris potieri, S. (Mar.) soubeirani, Mariopteris jacquoti, Linopteris obliqua, a zwłaszcza *Pecopteris abbreviata, P. pluckeneti, Annularia stellata*, brak zaś stratygraficznie dość niskiej formy *Alloiopteris essinghi* — co razem świadczy dobitnie o tym, że flora pokładu „Witktor" w Libiążu jest wyraźnie młodsza, niż flora pokładu „Sacher" w Jaworznie. Pomiędzy tymi dwoma pokładami leży więc jeszcze w przekroju Krakowskiej części

Polskiego Zagłębia Węglowego grupa warstw, charakteryzujących się florystycznie przez wzbogacanie zespołu z pokładu „Sacher“ w Jaworznie w formy młodsze, znane z pokładu „Wiktor“ w Libiążu.

W świetle powyższych rozważań florystycznych wydaje się zupełnie możliwe do przyjęcia i wysoce prawdopodobne zestawienie P e t r a s c h e c k'a [42] pokładów Jaworzna z pokładami z Libiąża. W zestawieniu tym pokład „Nowy“, leżący w Jaworznie ponad pokł. „Sacher“, został zidentyfikowany z pokładem miąższości 1,2 m, leżącym w przekroju Libiąża około 190 m poniżej pokładu „Wiktor“.

Śledzenie dalszych losów grupy warstw chełmskich prowadzi nas do kwestii stratygrafii pokładów węglowych w Libiążu. Kwestia ta wymaga bliższego oświetlenia.

Materiał florystyczny, zebrany na hałdzie kopalni w Libiążu i zawierający formy:

Pecopteris typ. *pseudovestita* W h i t e,
Neuropteris rarinervis B u n b.,
Linopteris obliqua B u n b.,
Sphenophyllum emarginatum B r g t.,
Annularia sphenophylloides Z e n k e r,

był dla G o t h a n a [27] podstawą wyróżnienia warstw chełmskich jako najmłodszych warstw naszego Zagłębia, należących jeszcze do piętra westfalskiego.

Badaniem warstw chełmskich zajął się następnie J. J a r o s z (r. 1929) przy współpracy T. B o c h e ń s k i e g o. Pierwsze rezultaty tych badań referował w r. 1930 S t. C z a r n o c k i w P. I. G. [60], ujmując je następująco:

J a r o s z i B o c h e ń s k i na podstawie szczegółowych badań flory Libiąża stwierdzili, że flora chełmska G o t h a n a nie jest florą najwyższą Polskiego Zagłębia Węglowego i znaleziona została przez B o c h e ń s k i e g o w Libiążu jedynie w pokł. „Wiktor“. Wyżej leżący pokł. „Zygmunt“ posiada już florę młodszą, zawierającą oprócz form najgórniejszych warstw westfalskich kilka gatunków, jak *Pecopteris arborescens, P. armasi, P. unita, Alethopteris costei, Odontopteris cf. subcrenulata,* które występują prawie wyłącznie lub częściej dopiero w warstwach stefańskich. Wobec tego uznali

Jarosz i Bocheński za konieczne wydzielić ponad warstwami chełmskimi Gothana z *N. rarinervis* jako skamieliną cechującą (nazwanymi przez nich warstwami libiąskimi dolnymi) grupę warstw od pokł. „Zygmunt" włącznie w górę. Grupie tej nadali nazwę warstw libiąskich górnych, dodając, że sięgają one conajmniej do szczytu warstw westfalskich.

W tym stadium badań, gdy tylko przypuszczano, jako możliwość, istnienie u nas pokładów stefańskich, ciężka choroba uniemożliwiła Jaroszowi dalszą czynną pracę nad stratygrafią Libiąża, którą następnie podjął samodzielnie Bocheński. Przystąpił on w r. 1930 do otwarcia pokładu „na 100 m", leżącego powyżej pokł. „Zygmunt" w Libiążu, już od szeregu lat nieodbudowywanego. W wyniku badań nad florą pokładów libiąskich [1]) Bocheński [64] doszedł do wniosku, że w pokł. „na 100 m" mamy „niewątpliwie przynajmniej dolny Stéphanien". Zgadzał się więc Bocheński co do wieku tego pokładu z Grzybowskim (r. 1912). Również J. Zerndt [59], [63] przypisał pokładowi „na 100 m" w Libiążu wiek stefański „na podstawie" prowadzonych, a nieukończonych jeszcze w owym czasie, „badań Jarosza i Bocheńskiego", powołując się na ustną wiadomość [2]).

Zagadnieniem wieku warstw z Libiąża zajął się Gropp [80] wśród rozważań nad warstwami chełmskimi Gothana. Polemizując z poglądami Bocheńskiego, stwierdził Gropp, że wśród podanych przez Bocheńskiego form nie ma ani jednej, na podstawie której możnaby szczyt warstw chełmskich ze znaczną choćby tylko pewnością zaliczyć do Stéphanien. Wobec tego „nie wydaje się" Grop-

[1]) Zbiór libiąski, którym dysponował Bocheński, znajduje się obecnie prawie w całości w Zakładzie Paleontologii A. G. i był dla mnie dostępny.

[2]) Na życzenie profesora dr J. Jarosza stwierdzam, że uznał on pokłady „Wiktor" i „Zygmunt", odkryte w kop. „Janina" w Libiążu, za przynależne do najwyższego poziomu piętra westfalskiego (v. Jarosz i Bocheński [60] i Czarnocki ([83], 76). Co do pokł. „na 100 m" profesor Jarosz opinii swej nie publikował i nie upoważniał nigdy nikogo do ogłaszania drukiem jakichkolwiek, jego rzekomo, zapatrywań w sprawie wieku pokł. „na 100 m".

p o w i „rzeczą dowiedzioną, jakoby w okolicach Chełma wykształcony był Stéphanien".

I faktycznie twierdzenie B o c h e ń s k i e g o o stefańskim już wieku pokładu „na 100 m" nie daje się w świetle dotychczasowych danych utrzymać. Stwierdzony przez B o c h e ń s k i e g o gatunek rodz. *Odontopteris* [1]) nie jest oznaczony pewnie, a jak wiadomo szereg gatunków rodz. *Odontopteris* występuje już w najwyższych warstwach westfalskich, jako to: *Odontopteris reichiana* ([34], 180), *O. alpina* ([34], 180), *O. lindleyana* [9], [66].

Jako formy wyłącznie stefańskie podał B o c h e ń s k i *Pec. cyathea* i *Sphphll. oblongifolium.* O sporadycznym występowaniu *S. oblongifolium* wśród form młodowestfalskich wspomniał G r o p p [80]. Gatunek ten nie jest mi znany wśród zbiorów z Libiąża, pozostających w Zakładzie Paleontologii A. G., mógłby więc co najwyżej tworzyć zupełnie pojedyncze znalezienie. Co do *P. cyathea* zaznaczę, że jej oddzielenie od *P. arborescens,* występującej niejednokrotnie w w. westfalskich, nie jest zupełnie pewne ([34], 48). W okazach typowych *P. cyathea* wyróżnia się od *P. arborescens* dość wyraźnie przez listeczki dłuższe i przez rozwidlenia bocznych nerwów w listeczkach (gdy u *P. arborescens* listeczki są mniejsze i w zasadzie rozwidlenia nerwów bocznych nie wykazują). Taki okaz dość typowy *P. cyathea* znajduje się w zbiorach B o c h e ń s k i e g o z Libiąża. Jednak gatunku tego, w niewielkiej zwłaszcza ilości, nie można uważać za typowo stefański; E. D i x ([67], 172) podała *P. cyathea* obok *P. arborescens* wśród młodowestfalskich form już z warstw Newcastle - under - Lyme Group ze szczytu Staffordian, a więc jeszcze poniżej Radstockian Series. Co do *Mixoneura neuropteroides* — sam B o c h e ń s k i oznaczenie swe skorygował [2]) stwierdzając, że zgodnie z przypuszczeniem G r o p p a rozchodzi się tu o *Neur. ovata,* formę typową dla najwyższych warstw westfalskich. Wreszcie *Callipteridium,* które

[1]) W zbiorach Zakładu Paleontologii A. G. istnieje tylko jeden okaz, oznaczony przez B o c h e ń s k i e g o, gat. *O. cf. subcrenulata* z pokł. „Zygmunt".

[2]) W zbiorach Zakładu Pal. A. G. niema ani jednego okazu *Mixoneura neuropteroides,* natomiast są okazy *Neur. ovata* z pokł. „na 100 m", oznaczone przez B o c h e ń s k i e g o.

B o c h e ń s k i podał bez oznaczenia gatunkowego z pytajnikiem, nie jest mi znane ze zbiorów z Libiąża. Na koniec obecność form typowo westfalskich, jak *Sphenopteris neuropteroides, S. macilenta, S. alata (furcata?), Neur. ovata, Lin. obliqua* i przede wszystkim spotykanie w pokl. „na 100 m" w Libiążu w bardzo znacznych ilościach *Sphenophyllum emarginatum* [1]), sprzeciwiają się przyznaniu wieku stefańskiego temu pokładowi.

B o c h e ń s k i [64] zaznaczył znaczne podobieństwo górnej flory z Libiąża do flory z Radstockian Series karbonu angielskiego. Podobieństwo zwiększyło się obecnie wybitnie przez stwierdzenie obecności *Neur. ovata* w miejscu *Mixoneura neuropteroides*, a także przez to, że forma *Pec. cyathea*, uważana przez B o c h e ń s k i e g o za formę wyłącznie stefańską, znana jest z Anglii z warstw tuż w spągu Radstockian Series, w najwyższym Staffordian (wg. D i x [67]); również *Sphenophyllum oblongifolium*, wg. B o c h e ń s k i e g o tylko i jedynie stefańskie, znane jest z w. westfalskich zagłębia Saar. G r o p p [80] stwierdził nadto podobieństwo flory warstw libiąskich z florami z Piesberg z zagłębia Ruhr i z warstw Flammkohlen z zagłębia Saar. Na II Kongresie dla stratygrafii karbonu w Heerlen (r. 1935) wyróżniono [82], [87] w warstwach westfalskich najwyższy poziom jako Westphalien D. „Granica między poziomami C i D" wg. C z a r n o c k i e g o [87], „byłaby przeprowadzona tam, gdzie po raz pierwszy stwierdzamy znaczniejszą domieszkę do flory westfalskiej form stefańskich". Do poziomu Westphalien D zaliczyć by trzeba [82] obok Flammkohlen zagłębia Saar, warstw z Piesberg zagłębia Ruhr i Assise de la Houve zagłębia Loire, najwyższy Staffordian i przy najmniej dolny Radstockian karbonu angielskiego, oraz wreszcie warstwy libiąskie B o c h e ń s k i e g o z zagłębia Polsko-Śląskiego.

Nad stratygrafią warstw chełmskich i nad kwestią Libiąża zastanawiał się wreszcie w monografii Polskiego Zagłębia Węglowego S. C z a r n o c k i [83]. Dolną granicę

---

[1]) O przetrwaniu gatunku *Sphphll. emarg.* do najniższych w. stefańskich (Rive de Giers z Zagłębia Loire) wspomniał P. B e r t r a n d [44]) i ta notatka jest jedyną znaną mi wiadomością o znajdowaniu powyższej formy w w. stefańskich.

warstw chełmskich położył on niesłusznie, jak to starałem się wykazać wyżej, w pokł. „Augusta“ na kop. „Brada“, przypisując wiek chełmski pokładom z kop. „Szyby Piast“ i większej części warstw z przekroju Jaworzna. Przyjąwszy za słuszne wydzielenie przez Jarosza i Bocheńskiego z warstw chełmskich ich partii górnej, przyjął dla niej Czarnocki nazwę warstw libiąskich. Górną granicę grupy chełmskiej musimy — zdaniem Czarnockiego — przeprowadzić gdzieś między pokł. „Wiktor“ a pokł. „Zygmunt“. Ponad tą granicą mamy warstwy libiąskie, zaliczone do górnej części poziomu Westphalien C ([83], 77), z florą z pokł. „Zygmunt“. Co do flory Bocheńskiego z pokł. „na 100 m“, przyjął Czarnocki opinię Bocheńskiego o jej wieku stefańskim [1]). Zaznaczając, że Bocheński podkreślił podobieństwo flory z pokł. „na 100 m“ z florą Radstockian Series karbonu angielskiego, stwierdził jeszcze Czarnocki ([83], 82), że w wyniku kongresu w Heerlen (r. 1927) uznano poziom Radstockian (pod nazwą Hamstead Beds i Keele Group) za dolny poziom piętra stefańskiego. Jednakże pogląd ten uległ zmianie już w rozprawie E. Dix ([67], 174), która warstwy Keele Group, jako dolną część Radstockian Series, zaliczyła do najwyższego Westphalien (Coal measures). Ostatnio zaś Kuku k [82] podał w swej tablicy stratygraficznej, opartej na wynikach drugiego kongresu w Heerlen (r. 1935), całe Radstockian Series w piętrze westfalskim, zaznaczając tendencję niektórych autorów do przypisania wieku stefańskiego części tych warstw. Podobnie zaznaczył Kuku k tendencję niektórych autorów do przydzielenia szczytu warstw karbońskich zagłębia Polsko-Śląskiego do piętra stefańskiego, umieszczając przecież cały przekrój karbonu tego zagłębia poniżej Stéphanien.

Reasumując, co wyżej napisałem o stratygrafii warstw karbońskich z Libiąża, stwierdzam, co następuje:

[1]) Opierając się na monografii Czarnockiego, śląscy inżynierowie w I. cz. Monografii Górnictwa Polskiego Zagłębia Węglowego [84] już zdecydowanie umieścili pokład „na 100 m“ w Libiążu w piętrze stefańskim, jak wiemy — błędnie. Podobnie mylne jest umieszczenie pokł. „Henryk IV“ z kop. „Sz. Piast“ i pokł. „Jacek“ w Jaworznie wśród warstw chełmskich, co starałem się udowodnić powyżej.

1) W świetle danych dotychczasowych nie ma racji twierdzenie o stefańskim wieku wierzchołka karbonu Polskiego Zagłębia Węglowego, t. zn. warstw libiąskich, i słusznym wydaje się zestawienie K u k u k a [82], gdzie cały szczyt karbonu naszego Zagłębia mieści się w zupełności w piętrze westfalskim.

2) Warstwy libiąskie, przez J a r o s z a i B o c h e ń s k i e g o oddzielone od warstw chełmskich G o t h a n a, należą do szczytowych warstw westfalskich naszego Zagłębia (Westphalien C wg. kongresu w Heerlen, r. 1927) i zawierają florę, scharakteryzowaną głównie pojawieniem się zwiastunów flory stefańskiej i zanikiem w pierwszym rzędzie formy *Neuropteris rarinervis*, cechującej warstwy chełmskie.

Warstwy libiąskie odpowiadałyby warstwom Westphalien D wg. Kongresu w Heerlen, r. 1935 [87].

Wobec tego obraz najwyższych warstw westfalskich w Krakowskiej części Polskiego Zagłębia Węglowego, dzielących się na dwie grupy: chełmską (Westphalien C) i libiąską (Westphalien D), przedstawiałby się następująco:

Dolna granica Westphalien C w Krakowskim, będąca zarazem dolną granicą warstw chełmskich, spoczywa — jak wykazałem — w spągu pokł. „Fryderyk-August" w Jaworznie. Górna partia warstw z przekroju Jaworzna stanowi więc dolne ogniwo warstw chełmskich. Ponieważ zaś pokł. „Nowy" w Jaworznie, zalegający ok. 125 m powyżej pokł. „Fryderyk-August", wg. P e t r a s c h e c k'a jest identyczny z pokładem miąższości 1,2 m, leżącym ok. 190 m pod pokł. „Wiktor" w Libiążu, dalszy ciąg grupy chełmskiej daje się prześledzić w dolnej części przekroju Libiąża. Jeżeli górną granicę warstw chełmskich w Libiążu położymy za C z a r n o c k i m [83] między pokł. „Wiktor", a wyżej leżącym pokł. „Józef" (starszym jednak od pokł. „Zygmunt"), wtedy ok. 205 m warstw z przekroju Libiąża poniżej tej granicy stanowi wyższe ogniwo grupy chełmskiej. Miąższość warstw chełmskich wynosiłaby w tym ujęciu ok. 330 m (= 205 + 125). Wyższe warstwy z Libiąża stanowią grupę libiąską.

W ten sposób p r z e k r o j e J a w o r z n a i L i b i ą ż a z a k r e ś l a j ą n a j w y ż s z ą p a r t i ę k a r-

bonu Polskiego Zagłębia Węglowego, od warstw najwyższych łaziskich, kończących się w Jaworznie na pokł. „Franciszka", przez warstwy chełmskie, obejmujące ok. 330 m skał z 6 grubszymi pokładami węgla, do warstw libiąskich z 4 pokładami węgla ponad metrowej miąższości, stanowiących najmłodsze ogniwo naszego karbonu produktywnego. Warstwy z Libiąża, w części dotąd odbudowywanej, należą jeszcze do piętra westfalskiego. Wyniki te przedstawia poniższe zestawienie.

Tabela 3. **Stratygrafia górnołękowych warstw karbońskich z Jaworzna i Libiąża.**

(Stratigraphie der Karbon-Schichten von Jaworzno und Libiąż).

Piętro		Grupa	Miąższość (za okr.) w metrach	Pokłady z Jaworzna	Pokłady (dolne) z Libiąża	Uwagi
Stephanien						
					strop pokładu	
Westphalien	D	Libiąska *(Libiąż-Sch.)*	170		„na 100 m" „Zygmunt" „Józef"	„na 100 m" *(Hangendes des „100 Meter-Flözes"*
	C	Chełmska *(Chełm-Sch.)*	330	„Nowy" „Sacher" „Fryderyk-August"	„Wiktor" „Aleksy" „Paweł" „1·20 m"	
	B	Łaziska *(Łaziska-Sch.)*	270	„Franciszka" „Jacek" „Hruzik" „Jan" „Stanisław"		

Pracę tę wykonałem pod kierunkiem profesora dr Jana Jarosza w Jego zakładzie naukowym na Akademii Górniczej w Krakowie, w czerwcu r. 1936.

LITERATURA.

1. 1828—1857 (réimp. 1915). A. Brongniart: „Histoire des végétaux fossiles". Paris (r. Berlin).
2. 1848. Sauveur: „Végétaux fossiles des terrains houillers de la Belgique (Bruxelles).
3. 1875—1877. D. Stur: „Die Culm-Flora". Wien.
4. 1878. E. Bayle, R. Zeiller: „Explication de la carte géologique de la France". Paris.
5. 1881. Ch. E. Weiss: „Aus der Flora der Steinkohlenformation". Berlin.
6. 1884. Ch. E. Weiss: „Beiträge zur fossilen Flora. Steinkohlen-Calamarien". Berlin.
7. 1885. D. Stur: „Die Carbon-Flora der Schatzlarer Schichten". Wien.
8. 1888. R. Zeiller: „Flore fossile du bassin houiller de Valenciennes". Paris.
9. 1888. R. Kidston: „On the fossil flora of the Radstock Series of the Somerset and Bristol Coal Field (Upper Coal Measures)" Trans. Roy. Soc. Edinb. vol. XXXIII, p. 335—417. Edinburgh.
10. 1888. F. Tondera: „Rzut oka na florę kopalną formacji węglowej w W. Ks. Krakowskiem". Kosmos, Rcz. XII. Lwów.
11. 1888—1889. B. Renault, R. Zeiller: „Flore fossile du terrain houiller de Commentry". Saint-Etienne.
12. 1889. F. Tondera: „Opis flory kopalnej pokładów węglowych Jaworzna, Dąbrowy i Sierszy". Kraków.
13. 1892. R. Zeiller: „Flore fossile du bassin houiller et permien de Brive". Paris.
14. 1893. L. Cremer: „Über die fossilen Farne des Westfälischen Carbons und ihre Bedeutung für eine Gliederung des letzteren". Marburg.
15. 1893. H. Potonié: Die Flora des Rothliegenden von Thüringen". Berlin.
16. 1899. D. White: „Fossil Flora of the Lower Coal Measures of Missouri". Washington.
17. 1899. R. Zeiller: „Etude sur la flore fossile du bassin houiller d'Héraclée". Paris.
18. 1900. R. Zeiller: „Eléments de paléobotanique". Paris.
19. 1903. J. Siemiradzki: „Geologja ziem polskich". Wyd. I. Lwów.
20. 1902—1913. H. Potonié: „Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste". Lief. I—IX. Berlin.
21. 1906. R. Zeiller: „Flore fossile du bassin houiller et permien de Blanzy et du Creusot". Paris.
22. 1909. C. Gaebler: „Das Oberschlesische Steinkohlenbecken". Katowice.

23. 1911. R. Kidston: „Les végétaux houillers recueillis dans le Hainaut Belge". Bruxelles.
24. 1911. W. J. Jongmans: „Anleitung zur Bestimmung der Karbonpflanzen West-Europas". Bd. 1. Freiberg in Sachsen.
25. 1922. F. Franke: „Beiträge zur Kenntnis der Paläozoischen Arten von Alethopteris und Callipteridium". Berlin.
26. 1913. R. Michael: „Die Geologie des Oberschlesischen Steinkohlenbezirkes". Berlin.
27. 1913. W. Gothan: „Die Oberschlesische Steinkohlenflora" Bd. 1. Berlin.
28. 1913. B. Rydzewski: „Sur l'âge des couches houillères du bassin carbonifère de Cracovie". Bull. Acad. Sc. Cracovie S. B. 1913, p. 538—565. Kraków.
29. 1913. B. Rydzewski: „Próba charakterystyki paleobotanicznej Dąbrowskiego Zagłębia Węglowego". Warszawa.
30. 1913. W. J. Jongmans, W. Gothan: Paläobot.-stratigraphische Studien im Niederländischen Carbon nebst Vergleichen mit umliegenden Gebieten". Berlin.
31. 1920. P. Kukuk: „Die Ausbildung der Gasflammkohlengruppe in der Lippenmulde". „Glückauf". Essen.
32. 1921. J. Siemiradzki: „Geologja ziem polskich". Wyd. II. Lwów.
33. 1921. H. Potonié: „Lehrbuch der Paläobotanik". Berlin.
34. 1923. G. Gürich, W. Gothan: „Leitfossilien". Lief. III. Karbon und Perm, Pflanzen. Berlin.
35. 1923—1935. R. Kidston: „Fossil plants of the carboniferous rocks of Great Britain". Vol. I—VI. London.
36. 1924. W. Gothan, W. Haack: „Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon". „Glückauf". Essen.
37. 1925. W. Gothan: „Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon". „Glückauf". Essen.
38. 1927. Weber: „Neues über die Identifizierung der Steinkohlenflöze in den oberen Orzeszer- und Lazisker-Schichten". Z. B.- u. H.-Ver. Katowice.
39. 1927. H. Bode: „Paläobot.-stratigraphische Studien im Ibbenbürener Carbon". Berlin.
40. 1927. M. Hirmer: „Handbuch der Paläobotanik". Bd. 1. München u. Berlin.
41. 1928. V. Šusta: „Stratigrafie ostravsko-karvinské kamenouhelné oblasti ve světle paleontologie". Moravska Ostrava.
42. 1928. W. Petrascheck: „Die Steinkohlenreviere von Ostrau—Karvin—Krakau". Z. B.- H.-Ver. Katowice.
43. 1928. H. Bode: Über das Verhältnis des Osnabrücker Carbons zum Ruhrcarbon". „Bergbau". Gelsenkirchen.
44. 1928. P. Bertrand: „Valeur des Flores pour la caractérisation des différentes assises du terrain houiller et pour les synchronisations de bassin à bassin". Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère, Heerlen, 1927. Liège.

45. 1928. P. Bertrand: „L'échelle stratigraphique du terrain houiller de la Sarre et de la Lorraine". Ibidem. Liège.
46. 1928. A. Allan: „The stratigraphy of the british carboniferous". Ibidem. Liège.
47. 1928. W. J. Jongmans: „Congrès pour l'étude de la stratigraphie du carbonifère". Ibidem. Liège.
48. 1928. M. Zalessky: „Essai d'une division du terrain houiller du bassin de Donetz d'après sa flore fossile". Ibidem. Liège.
49. 1928. A. Renier: „Un nouveau tableau synoptique des échelles stratigraphiques des bassins houillers de la Belgique. Ibidem. Liège.
50. 1928. W. Gothan: „Der Stand der Vergleichung der mitteleuropäischen Steinkohlenbecken und Vorschläge zur Vereinheitlichung". Ibidem. Liège.
51. 1928. P. Bertrand: „Stratigraphie du Westphalien et du Stéphanien dans les différents bassins français". Ibidem. Liège.
52. 1928. P. Kukuk: „Stratigraphie und Tektonik der rechtsrheinisch-westphalischen Steinkohlenablagerungen". Ibidem. Liège.
53. 1928. W. Gothan: „Die limnischen Becken Deutschlands". Ibidem. Liège.
54. 1928. W. J. Jongmans: „Stratigraphische Untersuchungen im Karbon von Limburg (Niederlande). Ibidem. Liège.
55. 1929. J. Lilpop: „Roślinność Polski w epokach minionych". Lwów.
56. 1929. W. Gothan: „Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Carbonreviere Deutschlands". H. 1. Berlin.
57. 1929. F. Němejc: „On the succesion of floras and the stratigraphy of the coal bassins of Bohemia". Sbornik Statn. Geolog. Ust. Č. S. R. Rč. 1928—1929. Praha.
58. 1929. R. Crookall: „Coal Measure Plants". London.
59. 1930. J. Zerndt: „Megasporen aus einem Flöz in Libiąż (Stéphanien)". Bull. Ac. Sc. Cracovie S. B. 1930, p. 39—70. Kraków.
60. 1930. S. Czarnocki (J. Jarosz i T. Bocheński): „O rozpoczętych w r. 1929 badaniach paleobotanicznych w Pol. Zagłębiu Węgl.". Pos. Nauk. P. I. G. Warszawa.
61. 1930. P. Bertrand: „Flore fossile du bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine". Fasc. 1. Neuropteridées. Lille.
62. 1930. W. Gropp: „Zur vergleichenden Stratigraphie des Oberschlesischen Carbons". Sitzbrcht. Preuss. G. L. A. H. 5. Berlin.
63. 1931. J. Zerndt: „Megasporen als Leitfossilien des productiven Carbons". Bull. Ac. Pol. Sc. Lettr. S. A. 1931. Kraków.
64. 1931. T. Bocheńsk i: „Sprawozdanie z badań paleobotanicznych, wykonanych w r. 1930 w Pol. Zagł. Węgl.". Pos. Nauk. P. I. G. Warszawa.
65. 1931. W. Gothan: „Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Carbonreviere Deutschlands". H. 2. Berlin.
66. 1931. F. Němejc: „Some critical remarks to the floristical stratigraphy of the Carboniferous Lower Grey Beds in Central Bohemia". Věstn. Statn. Geol. Ust. Č. S. R. Rč. VII. Praha.

67. 1931. E. D i x: „The flora of the upper portion of the Coal Measures of North Staffordshire". Quart. Journ. Geol. Soc. London LXXXVII, p. 1, p. 160—179. London.
68. 1932. J. Z e r n d t: „Megaspory warstw rejonu górnośląskiego w zestawieniu z megasporami obszaru krakowskiego". Pos. Nauk. P. I. G. Warszawa.
69. 1932. R. C r o o k a l l: „The stratigraphical distribution of British Lower Carboniferous Plants". Summ. Progr. Geol. Surv. Gr. Britain. F. 1931, p. 11, p. 70—104. London.
70. 1932. R. C r o o k a l l: „The relative value of fossil plants in the stratigraphy of the Coal Measures". Proc. Manchester Lit. Phil. Soc. Manchester.
71. 1932. P. B e r t r a n d: „Flore fossile du bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine". Fasc. 2. Alethoptéridées. Lille.
72. 1932. P. C o r s i n: „Flore fossile du bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine". Fasc. 3. Marioptéridées. Lille.
73. 1932. T. B o c h e ń s k i: Sprawozdanie z badań paleobotanicznych wykonanych w Pol. Zagł. Węgl. w r. 1931". Pos. Nauk. P. I. G. Warszawa.
74. 1932. D. A. W r a y: „The major subdivisions of the Coal Measures in Yorkshire". Summ. Progr. Geol. Surv. Gr. Brit. 1931, p. 1, p. 56—69, London.
75. 1933. W. G o t h a n, W. G r o p p: „Paläobot.-stratigraphische Untersuchungen im niederschlesischen Karbon". Z. B.-H.-S.-Wesen. Berlin.
76. 1933. G. K n o p p: „Paläobotanische Studien über das Albert- und Augustensfreude-Flöz der Lazisker Schichten (Westfal B) in Polnisch-Oberschlesien". Arb. Inst. Paläob. Petr. Brennst. Bd. 3, H. 1, p. 151—192. Berlin.
77. 1933. E. D i x: „The succession of Fossil Plants in the Millstone Great and the Lower Portion of the Coal Measures of the South Wales Coalfield. Palaeontographica. Stuttgart.
78. 1933. T. B o c h e ń s k i: „Sprawozdanie z badań paleobot. i stratygr. wykonanych w r. 1932 w Pol. Zagł. Węgl. Pos. Nauk. P. I. G. Warszawa.
79. 1933. W. G r o p p: „Beziehungen zwischen dem oberschlesischen und westfälischen Karbon". „Glückauf". Essen.
80. 1933. W. G r o p p: „Paläobot. Untersuchungen im Karbon Oberschlesiens und ihre Bedeutung für die Stratigraphie". Arb. Inst. Paläob. Petr. Brennst. Bd. 3. H. 1. Berlin.
81. 1934. T. B o c h e ń s k i: Sprawozdanie z badań materiału floryst. wydobytego z rdzenia otworu wiertniczego „Wujek I". Pos. Nauk. P. I. G. Warszawa.
82. 1935. P. K u k u k: „Der zweite Kongress für Karbonstratigraphie in Heerlen". „Glückauf". Essen.
83. 1935 S. C z a r n o c k i: „Polskie Zagłębie Węglowe". P. I. G. Warszawa.

84. 1933. „Monografia Górnictwa Pol. Zagł. Węgl.". T. I. Katowice.
85. 1933. T. Bocheński: „Sprawozdanie z badań paleobot. i stratygr. wykonanych w r. 1934 w Pol. Zagł. Węgl." Pos. Nauk. P. I. G. Warszawa.
86. 1933. W. Gothan: „Die Steinkohlenflora d. westl. paral. Steinkohlenreviere Deutschlands". H. III. Berlin.
87. 1933. S. Czarnocki: „II Kongres Międzynarodowy w Heerlen poświęcony stratygrafii karbonu". Pos. Nauk. P. T. G. Warszawa.
88. 1936. T. Bocheński: „Sprawozdanie z badań stratygraficznych i paleobotanicznych, wykonanych w r. 1935 na terenie Pol. Zagł. Węgl.". Pos. Nauk. P. I. G. Warszawa.

Inhaltsangabe.

Im Laufe des Jahres 1935/36 habe ich in Bory und in Jaworzno paläobotanisch-stratigraphische Untersuchungen in den oberen Flözen der Jaworzno-Sandsteinserie durchgeführt. Sie haben sich auf die vier, von oben nach unten gerechneten, Flöze beschränkt, nämlich: „Friedrich-August", „Franziska", „Jacek" und „Hruzik".

Zwischen dem „Franziska-" und dem „Friedrich-August-Flöz" von Jaworzno konnte ich eine markante Änderung der Flora feststellen. Diese Änderung ermöglicht eine Abgrenzung der Łaziska-Schichten (Lazisker-Sch.) von den Chełm-Schichten (Chelmer-Sch.) in der Umgebung von Jaworzno.

Die Flora des „Franziska-Flözes" und der Flöze, welche unmittelbar unter dem zuerst genannten liegen, entspricht der Łaziska-Flora in Oberschlesien. Die Flora des „Friedrich-August-Flözes" stellt dagegen die unterste Chełm-Flora dar, welche bis jetzt für das Oberschlesische Becken noch nicht beschrieben wurde.

Die Ergebnisse meiner Untersuchungen erlauben die folgende Charakterisierung der obersten Łaziska-Flora: Die Gattung *Lonchopteris* besitzt hier ihre bereits letzten und sehr seltenen Vertreter. Als typisch für die Łaziska-Schichten treten auf: *Neuropteris nikolausi* und vielleicht auch *Sphenopteris bella* und *Mariopteris rotundata*. Die Art *Lonchopteris conjugata*, welche ich in den obersten Łaziska-Schichten in Jaworzno feststellen konnte, ist bis jetzt für die Karbon-Schichten des Polnischen Steinkohlenbeckens noch nicht angegeben worden.

Die obersten Łaziska-Schichten in Jaworzno scheinen die jüngsten Vorkommen folgender Formen im Oberschlesischen Karbon zu enthalten: *Lonchopteris rugosa, Sphenopteris andreana, Neuropteris gigantea, N. obliqua* und ebenso *Sphenopteris bäumleri, S. büllersi, Mariopteris grandepinnata, Sphenophyllum myriophyllum.*

Diese Flora hat keine entschiedenen Chełm-Formen, obwohl die hier bereits angetroffene *Sphenopteris neuropteroides* eine sehr junge Form ist, welche noch in den Libiąż-Schichten von Jarosz und Bocheński oberhalb der Chełm-Schichten gefunden wurde. Im „Franziska-Flöz" konnte ich auch eine andere sehr junge Form, nämlich *Diplotmema beyrichii,* finden.

Die unterste Chełm-Flora, welche durch die Flora des „Friedrich-August-Flözes" dargestellt wird, enthält bereits typische Chełm-Formen, und zwar *Neuropteris rarinervis, Pecopteris pseudovestita* und vielleicht *Sphenophyllum emarginatum,* welche ich jedoch bis jetzt nicht feststellen konnte. Möglich, dass man die gefundenen *Asterophyllites equisetiformis, Sphenopteris goldenbergi, S. gracilis, Diplotmema alatum* ebenso als typische Chełm-Formen bezeichnen könnte, da man sie bis jetzt aus den Łaziska- und älteren Schichten noch nicht kennt. Ebenso trifft man in diesem Flöz die sehr junge Form *Diplotmema beyrichii* an; sie scheint nur ganz wenig unter die untere Grenze der Chełm-Schichten abzusteigen. In der untersten Chełm-Flora in Jaworzno fehlen schon die Arten der Gattung *Lonchopteris,* es fehlt die Łaziska-Form *Neuropteris nikolausi* und auch etliche ältere Muldengruppenformen, wie *Sphenopteris andreana, Neuropteris gigantea, N. obliqua* u. a. m.

Auf Grund der Literatur und eigener Beobachtungen des Materials von Brade, Jaworzno und Libiąż kam ich zu folgender Überzeugung: obwohl zwischen den Formen *Neuropteris rarinervis* (?Bunb.) Zeill. und *N. nikolausi* Goth. eine unbestreitbare Ähnlichkeit besteht, muss man diese beiden kleinfiedrigen *Neuropteris*-Formen als verschiedene Arten (nach Gothans Meinung) oder mindestens verschiedene Formen ansehen. Diese Unterscheidung begründe ich mit folgenden Beobachtungen:

1) Deutliche Unterschiede im Aufbau des Wedels, in der

Gestalt des Endfiederchens und in der Aderung der Fiedern letzter Ordnung, sind hier (nach Gothan) vorhanden.

2) Ich habe nie Exemplare in die Hand bekommen, welche Übergangsformen bildeten und eine sichere Zuordnung zu einer der oben unterschiedenen Arten bezw. Formen nicht erlauben würden.

3) Die im „Franziska-Flöz" und in den älteren Flözen sehr häufige Form, *N. nikolausi,* kommt im jüngeren „Friedrich-August-Flöz" nicht mehr vor, dagegen tritt an ihre Stelle *N. rarinervis,* jedoch sehr selten.

4) Es ist noch zu bemerken, dass beide Formen in von einander sichtbar verschiedenen Pflanzenvereinen auftreten.

5) Die Annahme der Identität beider Formen bedingt ebenfalls die widersinnige Annahme, dass das „Augustensfreude-Flöz" der Bradegrube und die Flöze der Heinrichsfreude Grube mit typischer Łaziska-Form *Lonchopteris silesiaca* und *L. rugosa,* dagegen ohne eine einzige typische Chełm-Form, den Chełm-Schichten zugezählt werden müssten.

Die Flora der Chełm-Schichten, deren unterster Horizont, wie ich oben nachgewiesen habe, durch die Flora des „Friedrich-August-Flözes" in Jaworzno repräsentiert wird, müsste in höheren Flözen typischer für eben diese Schichten werden, was wirklich im „Sacher-Flöz" in Jaworzno der Fall ist.

Auf Grund der Veröffentlichungen und der Sammlungen von R y d z e w s k i [28] [1]), sowie auch auf Grund meiner eigenen Beobachtungen konnte ich für das „Sacher-Flöz" in Jaworzno (jetzt unzugänglich), welches sich oberhalb des „Friedrich-August-Flözes" befindet, folgenden Pflanzenverein feststellen:

Sphenopteris neuropteroides, S. schillingsi, Alloiopteris essinghi, Diplotmema beyrichii, Pecopteris pseudovestita, Neuropteris heterophylla, N. tenuifolia, N. ovata, N. scheuchzeri, N. rarinervis, Asterophyllites equisetiformis, Annularia sphenophylloides, Sphenophyllum emarginatum, S. cuneifolium, S. trichomatosum, Lepidophloios laricinus, Stigmaria ficoides.

---

[1]) Die Sammlungen von R y d z e w s k i waren mir im Physiographischen Museum der Polnischen Akademie der Wissenschaften und im Geologischen Institut der Jagellonischen Universität zu Kraków zugänglich.

Der oben angegebene Formenverein ist, wie man aus meinen Tabellen ersehen kann, bereits typisch für die Chełm-Schichten. Er ist vollkommen mit seinen jüngsten Formen in dem von Bocheński [64] verfertigten Formenverzeichnis des „Viktor-Flözes" in Libiąż enthalten. Die Art *Pecopteris pseudovestita,* welche von Bocheński [64] nicht angegeben wurde, befindet sich in den Sammlungen des Paläontologischen Instituts der Bergakademie in Kraków, in mehreren Exemplaren aus dem eben genannten „Viktor-Flöz" in Libiąż. In der Flora dieses Flözes findet man ausserdem noch sehr junge Formen, wie: *Sphenopteris potieri, S. (Mar.) soubeirani, Mariopteris jacquoti, Linopteris obliqua,* und insbesondere *Pecopteris abbreviata, P. pluckeneti, Annularia stellata,* jedoch fehlt hier die stratigraphisch niedrig stehende Form *Alloiopteris essinghi.* Diese Tatsachen zeugen deutlich für das jüngere Alter der Flora des „Viktor-Flözes" gegenüber der Flora des „Sacher-Flözes" in Jaworzno. Im Profil des Krakauer Reviers des Polnischen Steinkohlenbeckens liegt also zwischen diesen zwei Flözen eine Schichtengruppe, welche charakterisiert ist durch Anreicherung des Sacherformenkreises in Jaworzno mit jüngsten Formen, welche vom „Viktor-Flöz" in Libiąż bekannt sind.

Die Annahme von Petrascheck [42], nach welcher das „Neu-Flöz" oberhalb des „Sacher-Flözes" in Jaworzno mit dem Flöz von 1,2 m Mächtigkeit, welches in Libiąż ca 190 m unterhalb des „Viktor-Flözes" liegt, identifiziert wird, ist nach diesen floristischen Überlegungen vollkommen möglich.

Auf diese Weise bekämen wir folgende Zusammenstellung der Chełm-Schichten im Krakauer Revier:

Die untere Grenze der Chełm-Schichten liegt im Liegenden des „Friedrich-August-Flözes" so, dass beiläufig 124 m des Profils von Jaworzno, angefangen vom „Friedrich-August-Flöz" bis insgesamt dem „Neu-Flöz" schon Chełm-Schichten wären. Nachdem aber, wie oben ausgeführt, das „Neu-Flöz" in Jaworzno von Petrascheck mit dem „1,2 m-Flöz" ca 190 m unterhalb des „Viktor-Flözes" in Libiąż identifiziert wurde, können wir die Chełm-Schichten in dem Unterteil des Profils von Libiąż weiter verfolgen.

Wenn wir nach Czarnocki [83] die obere Grenze der Chełm-Schichten zwischen dem „Viktor-Flöz" und dem

„Joseph-Flöz“ (unterhalb des „Sigismund-Flözes“) in Libiąż festsetzen, was, wie ich oben in meiner Arbeit ausführte, richtig zu sein scheint, so kann man ca 205 m des Profils von Libiąż unterhalb der oberen Grenze als ein höheres Glied der Chełm-Schichten betrachten. Die gesamte Mächtigkeit der Chełm-Schichten beträgt also 205 + 124 = ca 330 m.

Die Profile von Jaworzno und Libiąż bedeuten die höchste Partie des Karbons im Polnischen Steinkohlenbecken, angefangen von den höchsten Łaziska - Schichten (in Jaworzno enden diese mit dem „Franziska-Flöz“), quer durch die Chełm-Schichten von insgesamt 330 m Mächtigkeit, mit 6 mächtigeren Kohlenflözen, bis zu den von J a r o s z und B o c h e ń s k i (1930/31) ausgeschiedenen Libiąż-Schichten mit 4 Kohlenflözen von über 1 m Mächtigkeit. Diese letzte Schichtenreihe bildet das höchste Glied des produktiven Karbons im Polnischen Steinkohlenbecken. Die Libiąż - Schichten in der bis jetzt abgebauten Zone, müssen auch der Westphälischen Stufe zugeteilt werden.

Tablica 1.

Flora czterech pokładów węgla w Jaworznie i w Borach według miejsc znalezienia.

(Flora der vier Kohlenflöze in Jaworzno und in Bory nach Fundorte).

Gatunek wzgl. forma		we florze	I			II			III			
		pokładu	„Fryderyk-August“			„Franciszka“			„Jacek“		„Hruzik“	
		na kopalni	„Sobieski“	„Kościuszko“	„Piłsudski“	„Sobieski“	„Kościuszko“	„Piłsudski“	„Kościuszko“	„Piłsudski“	„Sobieski“	„Kościuszko“
Sphenopteris	*obtusiloba* Brgt.					—	—		—			—
„	*nummularia* Gutb.		—			—		—			—	—
„	*trifoliolata* Art.						—	—				
„	*striata* Goth.				—	—	—	—			—	—
„	*sauveuri* Crépin.				—							
„	*andreana v.* Roehl.					—	—	—	—			—
„	*flexuosissima* Stur.		—[1]		—						—	
„	*neuropteroides* Boul.		—			—	—	—	—	—		
„	*schillingsi* Andr.				—							
„	*stipulataeformis* Stur.		—[1]									
„ *(Renaultia)*	*rotundifolia* Andr.				—			—			—	
„ „	*schatzlarensis* Stur.		—		—		—	—				
„ „	*schwerini* Stur.		—		—		—					
„ „	*gracilis* Brgt.				—							
„ „	*bella* Stur.								—			
„	*bäumleri* Andr.						—	—		—	—	
„ *(Discopteris)*	*völlersi* Stur.						—				—	
„ „	*goldenbergi* Andr.		—									
„ *(Zeilleria)*	*frenzli* Stur.				—	—		—				
„	*sp.*		—								—	
Alloiopteris (Corynepteris)	*coralloides* Gutb.				—				—			
„ „	*essinghi* (Andr.) Pot.		—		—			—				
„ „	*sternbergi* Ettings.				—			—				
Mariopteris	*muricata* Schloth.					—	—	—	—	—		
„	*grandepinnata* Huth.						—	—			—	
„	*rotundata* Huth.						—					
Diplotmema (Mariopteris)	*beyrichii* Stur.		—					—				
Palmatopteris (Diplotmema)	*alata* Stur.		—									
„	*furcata* Brgt.		—				—					
„	*potoniéi* Goth.		—									
Pecopteris (Asterotheca)	*miltoni* Art.		—						—		—	
„ *(Dactylotheca)*	*plumosa* (Art.) Kidst.		—		—		—		—			
„	*volkmanni* Sauv.				—							
„	*cf. schwerini* Stur.		—									
„	*pseudovestita* White.		—									
Alethopteris	*serli* Brgt.		—			— [1]	—					—
„	*decurrens* Art.							—				
„	*davreuxi* Brgt.						—					
Lonchopteris	*rugosa* Brgt.							—				
„	*conjugata* Andr.						—					
Neuropteris	*heterophylla* Brgt.				— [3]	—	—	—		—	—	—
„	*tenuifolia* Schloth.		—			—	—		—		—	—
„	*rarinervis* (Bunb.) Zeill.			[2]								
„	*nikolausi* Goth.					—	—	—	—	—	—	—
„	*flexuosa* Stbg.					—	—	—	—			—
„	*obliqua* Brgt.					—						
„	*gigantea* Stbg.						—		—			
Cyclopteris	*orbicularis* Brgt.		—				—	—			—	
Noegerrathia	*foliosa* Stbg.		—		—							
Sphenophyllum	*cuneifolium* Stbg.		—		—		—	—	—	—	—	—
„	*majus* Bronn.		—		—		—	—			—	
„	*myriophyllum* Crépin.							—	—	—		
„	*trichomatosum* Stur.						—	—				
„	*emarginatum* Brgt.		? [1]									
Calamites	*suckowi* Brgt.		—		—			—	—		—	
„	*cisti* Brgt.		—		—		—	—	—		—	
„	*undulatus* Stbg.		—			—		—		—	—	
„	*goepperti* Ettings.										—	
„	*carinatus* Stbg.										—	
Annularia	*radiata* Brgt.				—			—	—		—	
Asterophyllites	*equisetiformis* Schloth.		—									
„	*longifolius* Brgt.							—				
„	*grandis* Stbg.				—							
Lycopodites	*sp.*		—									
Lepidodendron	*aculeatum* Stbg.							—	—		—	—
„	*obovatum* Stbg.								—	—	—	
„	*rimosum* Stbg.										—	
„	*dichotomum* Stbg.						—				—	
Lepidophloios	*laricinus* Stbg.				—							
„	*macrolepidotus* Goldnbg.		—									
Sigillaria	*rugosa* Brgt.						—	—	—	—	—	
„	*elongata* Brgt.		—				—					
„	*knorri* Brgt.		—[1]									
„	*subornata* Brgt.		—[1]									
„	*voltzi* Brgt.											—
„	*scutellata* Brgt.										—	
„	*sp.*		—									
Sigillariostrobus	*sp.*							—		—		
Stigmaria	*ficoides* Brgt.				— [3]			—				—
Cordaites	*principalis* Germ.		—		—			—	—			—

[1]) Wg. Petrascheck'a ([42], 467, 578).
[2]) Wg. Bocheńskiego [78].
[3]) Gatunki znane mi ze zbiorów Rydzewskiego z pokł. „Sacher“ powyżej pokł. „Fryderyk-August“.

— = normalne występowanie.
o = rzadkie „
? = wątpliwe „

Tablica 2.

Wartość stratygraficzna rozpatrywanych gatunków wzgl. form.

(Stratigraphische Bedeutung der behandelten Arten bezw. Formen).

| Gatunek wzgl. forma | zagłębie | Polsko-Śląsko-Morawskie | | |

L. Horwitz.

Geologia Centralnej Depresji Karpackiej na Pn od Lutowisk.

(Géologie de la Dépression Centrale au N de la localité Lutowiska, Karpates Polonaises).

(Z mapą geologiczną w skali 1:100.000 i 4 przekrojami w skali 1:75.000. — *avec une carte géologique en 1:100.000 et 4 coupes en 1:75.000).*

WSTĘP.

Obszar, którego zdjęcie geologiczne przedstawia załączona mapa, stanowi część południową arkusza Ustrzyki Dolne. Z polecenia Państwowego Instytutu, dokonałem w latach 1926—31 szczegółowego zdjęcia tego arkusza w skali 1:25.000 na Wsch. od Sanu (750 km²) [1]. Odcinek zachodni (250 km²) w podobny sposób skartował dr Z. O p o l s k i. Ukazanie się tego arkusza w ramach „Ogólnej Mapy Geologicznej Polski" w skali 1:100.000, wydawanej przez P. I. G., uległo zwłoce na skutek tego, że Wojskowy Instytut Geograficzny nie dostarczył jeszcze niezbędnego podkładu topograficznego.

W tych warunkach zdecydowałem się na opublikowanie południowego odcinka wspomnianego zdjęcia. Aktualność tej publikacji tłumaczy się przez niedawne dowiercenie ropy w Lipiu koło Lutowisk.

I. S t r a t y g r a f i a.

Obszar, stanowiący przedmiot niniejszej pracy, wchodzi niemal całkowicie w skład t. zw. Depresji Centralnej Grupy Średniej w znaczeniu J. N o w a k a. Jedynie niewielki skrawek północno-wschodni zajęty jest przez fałdy brzeżne tej

grupy. Z tego względu starsze jednostki stratygraficzne (warstwy inoceramowe, eocen „czerwony", eocen „zielony", rogowce, łupki menilitowe) grają w budowie obszaru rolę podrzędną. Charakterystykę tych jednostek tu pomijam, jako ogólnie znaną, tym więcej, że ją obszernie wyłożyłem w poprzednich moich pracach. Tutaj podam tylko stratygrafię najmłodszej jednostki — warstw krośnieńskich —, gdyż budują one cały niemal obszar omawiany.

1. *Warstwy krośnieńskie dolne.* Najstarszy ten poziom zajmuje przestrzenie największe w porównaniu z dwoma pozostałymi. Najbardziej charakterystycznym, typowym składnikiem dolnych warstw krośnieńskich są piaskowce, niekiedy gruboziarniste, kruche, bryłowe lub gruboławicowe, obfitujące w mikę, z rzadkimi łupkami szarymi; stanowią one i pod względem ilościowym najważniejszą część składową tego poziomu. Rolę podrzędną grają cienkoławicowe oporniejsze piaskowce, o dość częstych hieroglifach, naprzemianległe z łupkami, gdy w piaskowcach kruchych hieroglify są rzadkie. Owe piaskowce cienkie przypominają już następny poziom, środkowy. Inny składnik, stosunkowo częsty, szczególnie w dolnych partiach omawianego poziomu, to czarne łupki, identyczne z łupkami menilitowymi. Również w partiach raczej dolnych zdarzają się ławice margli, niekiedy syderytowych lub krzemienistych, oraz duże buły takich margli. Jeszcze innym składnikiem dolnego poziomu są grube szare łupki z podrzędnymi piaskowcami, podobne do łupków, cechujących górny poziom warstw krośnieńskich (p. niżej). Od czasu do czasu spotyka się w omawianym poziomie zwęgloną sieczkę roślinną.

2. *Warstwy krośnieńskie środkowe.* Poziom ten wydzielił już był trafnie na swym zdjęciu ark. Ustrzyki Dolne J. Grzybowski, nadając mu nazwę piaskowców skorupowych [2]. Istotnie, w typowym swym wykształceniu poziom środkowy występuje w postaci cienkoławicowych na ogół piaskowców wapnistych, często obfitujących w mikę, naprzemianległych z łupkami szarymi, zazwyczaj nieco jaśniejszymi od łupków szarych, spotykanych w poziomie dolnym. Ilościowo piaskowce mało co przeważają nad łupkami. Są one często skorupowe („Wellensandsteine"), oporne i obfitują w najromaitszego rodzaju hieroglify, stąd niektórzy autorowie określili

je, jako „górne warstwy hieroglifowe". Ponieważ piaskowce te są znacznie oporniejsze od piaskowców, najczęściej kruchych, poziomu dolnego, więc, pomimo większej zwykle zawartości łupków, poziom środkowy buduje grzbiety górskie o stromych zboczach (Magura Łomniańska, p. 1024 — najwyższe wzniesienie na ark. Ustrzyki Dolne), gdy obszary, zajmowane przez poziom dolny, odznaczają się formami znacznie łagodniejszymi, tworząc depresje wśród grzbietów.

Niezbyt rzadko jednak „skorupowość" nie jest tak wyraźna, a nawet zupełnie zanika. Również i piaskowce stają się bardziej płytowe i mniej mają hieroglifów. W niektórych przypadkach krańcowych tylko większa odporność piaskowców, częstsze, regularniejsze wkładki łupków nieco jaśniejszych, wreszcie brak niemal zupełny kruchych piaskowców bryłowych — decydują o zaszeregowaniu serii warstw do poziomu środkowego, a nie dolnego.

Łupki czarne oraz margle są tutaj rzadkie. Natomiast w szeregu punktów, we wszystkich pasmach tego poziomu, zauważyłem wtrącenia w postaci jednej lub kilku ławic gruboziarnistego piaskowca, zwykle przepełnionego skorupami wapiennymi, źle zachowanymi. Kto wie, czy racjonalna eksploatacja tych skamieniałości nie umożliwiłaby oznaczenia wieku omawianego podkompleksu warstw krośnieńskich, dotychczas zupełnie pod względem faunistycznym jałowych.

3. *Warstwy krośnieńskie górne.* Ten najmłodszy poziom zajmuje najmniej przestrzeni. Przedstawia się on w postaci przeważających szarych, grubych łupków z podrzędnymi piaskowcami, na ogół cienkoławicowymi. Niekiedy spotykają się ławice oraz buły margli. Być może, że w górnej partii kompleksu piaskowców jest więcej (lokalnie: najwyższy czwarty poziom warstw krośnieńskich, łupkowo-piaskowcowy, odrębny w sposobie wykształcenia).

Wobec charakteru wybitnie łupkowego tego poziomu jest zrozumiałe, że tworzy on z reguły depresje, w przeciwstawieniu do poziomu środkowego.

Z powyższej charakterystyki t r z e c h poziomów warstw krośnieńskich wynika, że w ciągu tego okresu ilość łupków wzrasta: w dolnym poziomie piaskowce przeważają

nad łupkami, w środkowym — łupków jest już mniej więcej tyleż, co piaskowców, wreszcie w górnym — ma miejsce wydatna przewaga łupków nad piaskowcami.

* * *

Okazało się [1h], że powyższy podział warstw krośnieńskich, przeprowadzony przeze mnie po raz pierwszy konsekwentnie na zdjęciu geologicznym nieco większego obszaru, da się zastosować w p ó ł n o c n e j strefie Depresji Centralnej co najmniej na przestrzeni kilkudziesięciu km. Występują tam trzy poziomy o wybitnie stałej roli morfologicznej i dość stałych cechach litologicznych. W szczególności, w ramach załączonego do tej pracy zdjęcia, stratygrafia powyższa cechuje obszar, położony na północ od linii Paniszczów—Rosolin—Ostre—Lutowiska.

Natomiast w kierunku południowym podział powyższy napotyka trudności. O ile poziom górny, łupkowy, daje się i tam z łatwością wyróżnić, przy czym tworzy on podobne wydatne depresje, o tyle trudniejsza jest sprawa z poziomem środkowym.

Zacznijmy od północy, od styku z połacią północną. Otóż w obrębie łęku Czulnia [1])—Jawor [1])—Stożek—Ostre (p. niżej rozdział o tektonice), w odcinku wschodnim, środkowy poziom warstw krośnieńskich reprezentowany jest wyłącznie przez zespół piaskowców bardzo odpornych, wybitnie zaznaczających się w morfologii (obszar na Pn i Wsch od Polany). Możliwe, że mamy tu odpowiednik jedynie warstw przejściowych między dolnymi a środkowymi warstwami krośnieńskimi, stwierdzonych w obrębie połaci północnej w wielu punktach. Przejściowe te warstwy, miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu m, składają się z piaskowców gruboławicowych lub bryłowych, często gruboziarnistych, a wtedy zawierających wapienne skorupki, źle zachowane (wspominaliśmy o nich wyżej). Ze względu na ich wielką odporność zaliczam je już do warstw środkowych; zresztą stanowią one z reguły wybitny próg oraz początek s t r o m e g o wzniesienia, w przeciwstawieniu do ł a g o d n i e wznoszącego się poniżej obszaru

[1]) Oba te wzniesienia znajdują się na północozachodzie, poza obrębem załączonej mapy.

dolnych warstw krośnieńskich. Inna możliwość polegałaby na tym, że w owym zespole piaskowców bardzo odpornych reprezentowana jest również część właściwych środkowo-krośnieńskich łupkopiaskowców. W każdym razie w tej północnej smudze strefy środkowej Depresji Centralnej poziom środkowy warstw krośnieńskich, ze swoją charakterystyczną rolą morfologiczną, daje się z łatwością wyróżnić; wspomnieć tu np. wypada o pięknych „dzikich" przełomach przez tę smugę (potok Czarnej koło Rosolina, prawe dopływy potoku Głuchego koło Polany), niezwykłych jak na Karpaty fliszowe.

Znacznie gorzej przedstawia się sprawa dalej na Pd, gdzie w obrębie wielkiej masy warstw krośnieńskich, na Pn od tak wybitnie łupkowego pasma Rosochate—Średnie Małe, budującego tu lęk (p. niżej), nie sposób wyróżnić poziomu środkowego. Należy zatem przypuścić, że traci on swą indywidualność na rzecz facji poziomu dolnego.

Jest to tym dziwniejsze, że jeszcze dalej na Pd, już na pograniczu z ark. Dydiowa, grzbiet Odrytu może uchodzić za zbudowany z warstw przejściowych między dolnymi i środkowymi krośnieńskimi. Mamy tam do czynienia z piaskowcami płytowymi, niekiedy gruboziarnistymi, bardzo odpornymi; jako elementy podrzędne występują łupki oraz margle. Natomiast łupkopiaskowce, położone bezpośrednio na Pd, w okolicach Krywego i Tworylnego (dolina Sanu), często przypominają swym wykształceniem skorupowe łupkopiaskowce hieroglifowe właściwego poziomu środkowego i pewno też są jego odpowiednikiem. Na ogół łagodny upad warstw w obrębie Odrytu tłumaczyłby może, przynajmniej częściowo, owo szczególne zjawisko, że zwykłą rolę morfologiczną c a ł e g o poziomu środkowego gra tu jedynie kompleks przejściowy (strome wzniesienie), gdy właściwe środkowo-krośnieńskie łupkopiaskowce — wbrew regule — tworzą depresję.

Jak wiadomo z badań Z. O p o l s k i e g o [3], jeszcze dalej na południe i na zachód (częściowo już w obrębie połaci południowej Depresji Centralnej) facja poziomu środkowego „rozpływa się" niejako w facji poziomu dolnego i zamiast trójdzielności mamy w obrębie warstw krośnieńskich dwudzielność. Otóż z powyższych informacyj wynika, że na

ark. Ustrzyki, przynajmniej na wschód od Sanu, przejście od trójdzielności na Pn do dwudzielności na Pd odbywa się niejako z nawrotem, gdyż po smudze „d w u d z i e l n e j“ na linii Chrewtu—Polany—Lutowisk pojawia się dalej ku Pd nowa smuga t r ó j d z i e l n a (linia Odrytu).

II. T e k t o n i k a.

Na obszarze zdjętym wyróżnione zostały następujące jednostki tektoniczne, w kierunku z Pd Zach na Pn Wsch:

1. Wypiętrzenie Odryt—Rajskie.
2. Łęk Olchowiec—Serednie Małe—Rosochate.
3. Wypiętrzenie Chrewt — Polana—Skorodne—Lutowiska.
4. Łęk Teleśnica Sanna—Paniszczów—Ostre.
5. Wypiętrzenie Bukowina — Czarna — Lipie — Chaszczów—Łomna.
6. Łęk Magóra Łomniańska, na krańcu pd.-wschodnim arkusza.

W kierunku zachodnim łęk ten różniczkuje się na następujące jednostki tektoniczne:

6 a. Łęk Żuków (Pd)—Holica, graniczący od Pd z wypiętrzeniem N 5.

6 b. Wypiętrzenie Żołobek—Rabe.

6 c. Łęk Żuków (Pn).

Wszystkie wymienione jednostki tektoniczne wchodzą w skład Depresji Centralnej i zbudowane są wyłącznie z warstw krośnieńskich. Następne należą już do fałdów brzeżnych Grupy Średniej.

7. Siodło na Pn od Grąziowej i Mszańca (odcinek siodła Rypiany—Smereczka [1 a-d]).
8. Łęk Mszanka (odcinek łęku Bżeńca [1 a-d]).
9. Siodło na Pd od Płoskiego i Gałówki (odcinek siodła p o ł u d n i o w e g o wypiętrzenia Gwoździec—Pecarewa [1 a-d]).
10. Łęk Płoskie i Gałówka.
11. Siodło na Pn od Płoskiego i Gałówki (odcinek siodła p ó ł n o c n e g o wypiętrzenia Gwoździec — Pecarewa, [1 a-d]).
12. Łęk Laniski [1 a-d].

13. Wypiętrzenie Jasienica Zamkowa—Wołosianka Wielka [1 a-d].

Długość odcinków wszystkich wymienionych jednostek tektonicznych (fałdów brzeżnych) z natury rzeczy maleje na zdjęciu w kierunku północno-wschodnim tak, że dwa ostatnie występują już jedynie w rozmiarach wielce skromnych.

O budowie tych fałdów brzeżnych mówić tu nie będę, odsyłając czytelnika do szczegółowego opisu, podanego przeze mnie dawniej [1].

Co się tyczy budowy jednostek Depresji Centralnej, to ogólnie można powiedzieć, że charakter fałdowań na całej niemal przestrzeni załączonego zdjęcia jest wybitnie p o s t ę p o w y. Np. w wypiętrzeniu Czarna—Łomna, N 5 na granicy z północną strefą lękową (łęk Magura Łomniańska, N 6) brak często północnego skrzydła ostatniego siodła wtórnego; poza tym w s k r z y d l e o d w r ó c o n y m w y p i ę t r z e n i a m a m i e j s c e z u p e ł n e w y c i ś n i ę c i e s m u g i w a r s t w ś r o d k o w o - k r o ś n i e ń s k i c h, tak, że n a c a ł e j n i e m a l p r z e s t r z e n i w a r s t w y d o l n o k r o ś n i e ń s k i e g r a n i c z ą o d P n w p r o s t z w a r s t w a m i g ó r n o k r o ś n i e ń s k i m i. Zupełnie podobne zjawisko ma miejsce na pograniczu wypiętrzenia Odryt, N 1 oraz łęku Olchowiec—Rosochate, N 2. Wreszcie ruch postępowy uwydatnia się w sposób spotęgowany w obrębie tegoż wypiętrzenia Odryt, N 1 przez łagodny upad warstw ku Pd.

Poszczególne wypiętrzenia i łęki Depresji Centralnej ujęte są w szereg wtórnych fałdów, przy czym szczególnie intensywnemu sfałdowaniu uległy hieroglifowe łupkopiaskowce środkowo-krośnieńskie. Te wtórne fałdy ujawniają również najczęściej przechylenie ku północy; dają się one zwykle prześledzić przez jakiś czas w kierunku biegu warstw, po czym zastępują je fałdy nowe. Ilość wtórnych fałdów w poszczególnych przekrojach też ulega zmianom, z przyczyn niezupełnie wyjaśnionych.

W przeciwieństwie do fałdów brzeżnych, na obszarze zdjętym Depresji Centralnej ruch wsteczny obserwowałem bardzo rzadko.

Jak wykazały moje poszukiwania, uskutecznione na całym arkuszu Ustrzyki Dolne na Wsch od Sanu oraz w obrębie

południowej połaci ark. Stary Sambor (razem około 1000 km²), budowa wybitnie postępowa przekształca się na raczej symetryczną w kierunku zachodnim na zachód od wsi Rabe, zaś w kierunku wschodnim — już na wschód od Łomny. Osiąga się więc wrażenie, że owa budowa wydatnie postępowa związana jest ze znanym skrętem Dobromilsko-Przemyskim [1]).

Z tym skrętem związana jest również stwierdzona przeze mnie poprzeczna strefa depresyjna. Otóż jest wielce prawdopodobne, że w obrębie załączonego zdjęcia strefie tej odpowiada pojawianie się smugi warstw krośnieńskich pośród łęku Mszanki, N 8 oraz rozszerzanie się smugi górno-krośnieńskiej w obręgie łęku Magury Łomniańskiej w Michniowcu. Wyznaczenie dalszego biegu strefy depresyjnej w kierunku południowym, gdzieś w okolicach Lutowisk, nie jest łatwe, a rzecz jest dlatego interesująca, że w pobliżu ostatnio dotarto płytkim wierceniem do znaczniejszego nagromadzenia ropy.

III. Kopaliny użyteczne.

Na obszarze zdjętym niejakie znaczenie wśród surowców mineralnych posiada jedynie ropa. Istnieją tu dwie kopalnie: w Rajskich i w Polanie-Ostrem. Poza tym w wielu punktach zauważyłem mniej lub więcej obfite wycieki ropne, uwidocznione na mapie. Spowodowały one szereg wierceń, dokonanych w różnych czasach, jeszcze nawet przed wojną. Ostatnio np. nabyło pewnego rozgłosu wiercenie w Lipiu. Na uwagę zasługują wycieki, jakie mają miejsce w obrębie łęków (Płoskie-Gałówka, Bystre, Rosochate, Serednie Małe).

Kamieniołomów większych w obrębie załączonej mapy niema. Mniejsze — są wszystkie — ze względów zrozumiałych — zgrupowane wzdłuż gościńca Ustrzyki Dolne—Lutowiska; wszystkie eksploatują piaskowce bardzo oporne serii przejściowej od dolnych warstw krośnieńskich do środkowych.

Tu i ówdzie występują nieco obfitsze pokłady martwicy

[1]) O osobliwościach tektonicznych, związanych z tym skrętem, patrz dawniejsze moje prace [1].

wapiennej, łamane sporadycznie w paru miejscach (Teleśnica Sanna, Mszaniec).

We wsi Rabe dostarczono mi kilku sporych okazów pirytu drobno-ziarnistego, mających pochodzić z bezpośredniego sąsiedztwa (warstwy dolno-krośnieńskie).

*
* *

Z luźnych faktów, zebranych na zdjętym terenie, wymienić wypada rzadkie, jak na Karpaty, znalezisko archeologiczne, w postaci niewielkiego wióra z obsydianu (dolna część wsi Czarnej). Według opinii archeologów, zabytek ten najpewniej odnieść należy do okresu młodszej ceramiki wstęgowej (3000—3500 przed Nar. Chr.). Nie jest wykluczone, że znalazł się on w wymienionym miejscu przypadkowo (w pobliżu znajduje się osiedle cyganów).

Warszawa, w czerwcu 1936 r.

Résumé.

Introduction.

La carte géologique qui accompagne ce travail, représente la partie S de la feuille Ustrzyki Dolne (Karpates Polonaises). Délégué par le Service Géologique de Pologne j'ai effectué en 1926—31 un levé détaillé de cette feuille en 1:25.000, à l'E de la rivière San (750 km²) [1]. La partie W de la feuille (250 km²) a été levée à la même échelle par le Dr. Z. Opolski. L'apparition de cette feuille, faisant partie de l'Atlas géologique général de la Pologne en 1:100.000, édité par le Service géologique de ce pays, a subi un retard, parce que le Service Géographique de l'Armée n'a pas encore fourni une base topographique appropriée.

Dans ces conditions je me suis décidé de publier le levé géologique de la partie S de la feuille en question, ce qui peut présenter quelque interêt vu que l'on a obtenu récemment une production de pétrole dans la localité Lipie près de Lutowiska.

I. Stratigraphie.

La région décrite dans ce travail fait partie presque entièrement de la Dépression Centrale du Groupe Moyen dans le sens de J. Nowak. Ce n'est que son fragment insignifiant, situé au NE, qui fait partie des Plis Bordiers du même Groupe. Il s'ensuit que les unités stratigraphiques anciennes (les couches à Inocérames, l'Eocène „rouge", l'Eocène „vert", les silex, les schistes ménilitiques) y jouent un rôle subordonné. Je passe sous silence la caractéristique de ces unités, comme bien connue; d'ailleurs j'en ai parlé longuement dans mes notes antérieures. En revanche je donne dans les lignes qui suivent la description et la subdivision de l'unité la plus récente — des couches de Krosno, car presque la totalité de notre région en est faite.

1. *Les couches de Krosno inférieures* sont les plus importantes quant à l'étendue qu'elles occupent. L'élément le plus caractéristique, typique pour les couches inférieures, est représenté par des grès, quelquefois à grain grossier, ou même des conglomérats, friables, massifs ou en bancs épais, riches en mica blanc, avec de rares schistes gris. Ces grès sont aussi l'élément quantitativement dominant dans les dites couches, parmi lesquelles des grès en bancs minces et plus résistants, à hiéroglyphes assez fréquents et à intercalations de schistes, jouent un rôle plus effacé. Ces grès en bancs minces rapellent déjà le niveau suivant, moyen, des couches de Krosno. Un autre élément relativement fréquent, surtout dans la partie inférieure du complexe, est formé par des schistes noirs, identiques avec les schistes à menilites. Un autre élément encore, rencontré lui-aussi dans la partie inférieure du complexe, est composé de bancs de marnes grises, quelquefois riches en sidérose ou en silice, ainsi que de très gros nodules de ces marnes (sphérosidérites). Puis, on observe parfois dans ce complexe, de gros schistes gris avec des grès accessoires, rappelant les schistes du niveau supérieur (voir plus bas). Signalons enfin la présence assez commune de détritus carbonisé.

2. *Couches de Krosno moyennes.* Déjà J. Grzybowski [2] a correctement délimité ce niveau, en le nommant, sur sa carte, „grès ondulé" (Wellensandstein). En effet, l'élément le plus typique de cette subdivision se compose de grès

calcaires, fréquemment à surface ondulée, en minces bancs, souvent riches en mica, avec intercalations de schistes gris, ordinairement un peu plus clairs que les schistes du niveau inférieur. Quant à l'épaisseur, la proportion des grès par rapport aux schistes n'est pas aussi prédominante que dans les couches inférieures; ces grès sont en général résistants et riches en hiéroglyphes les plus variés, d'où vient le nom de „couches à hiéroglyphes supérieures" qui leur fut donné par certains auteurs. A cause de leur résistance beaucoup plus grande que celle des grès friables du niveau inférieur, ils forment des arêtes montagneuses assez escarpées (Magura Łomniańska, p. 1024, — sommité la plus grande de la feuille d'Ustrzyki Dolne) malgré la plus forte proportion de schistes, tandis que les terrains, où affleure le niveau inférieur, se caractérisent par des formes plus adoucies et déterminent des dépressions entre les susdites arêtes (inversion du relief).

Assez souvent, toutefois, la surface de ces grès n'est pas nettement ondulée et ce caractère peut même manquer totalement. Alors les grès deviennent plutôt plaquetés et les hiéroglyphes plus rares. Dans certains cas extrêmes ce n'est que la résistance plus grande des grès, la fréquence et la régularité plus grande des intercalations schisteuses, ainsi que l'absence presque complète des grès friables et massifs, qui parlent en faveur de l'attribution de telle série de couches au niveau moyen, plutôt qu'au niveau inférieur.

Les schistes noirs, rélativement si fréquents dans ce dernier, et les marnes sont rares. En revanche, dans toutes les bandes de ce complexe j'ai observé une ou plusieurs intercalations d'un banc de grès à grain grossier, rempli de petites coquilles calcaires, mal conservées. Il se peut qu'en exploitant ces fossiles d'une manière systématique on arrivera à déterminer l'âge du souscomplexe en question des couches de Krosno, jusqu'à présent stériles au point de vue faunisique.

3. *Couches de Krosno supérieures.* Ce niveau, le plus récent, occupe une place modeste. Il se présente sous forme de gros schistes gris, prédominants et, accessoirement, de grès en bancs minces. Quelquefois apparaissent des bancs et des nodules de marnes. Il se peut que, dans la partie supérieure du complexe, les grès deviennent plus fréquents (localement:

le niveau le plus supérieur des couches de Krosno, représenté par des schistes et des grès, de faciès particulier).

En raison de son caractère nettement schisteux, on comprend bien que le niveau supérieur forme des dépressions morphologiques, en contraste avec le niveau moyen.

De ces remarques sur le caractère des trois niveaux composant les couches de Krosno, il résulte que, durant cette période, la proportion des schistes augmente continuellement. Ainsi, dans le niveau inférieur, les grès sont beaucoup plus abondants que les schistes, dans le niveau moyen il y a presque autant de schistes que de grès et enfin, dans le niveau supérieur, les schistes se font prédominants.

* * *

En somme, les résultats acquis dans la région nord de la Dépression Centrale se résument à la constatation que, conformément au schéma ci-dessus, proposé par moi et valable pour un espace d'au moins plusieurs dizaines de kilomètres, les couches de Krosno se laissent subdiviser en trois groupes distincts au point de vue lithologique et morphologique. En particulier en ce qui concerne le territoire dont la carte géologique accompagne ce travail, la subdivision en trois groupes, décrits plus haut, s'applique à la région au N de la ligne Paniszczów—Rosolin—Ostre—Lutowiska.

Par contre vers le S surgissent quelques difficultés, lorsqu'il s'agit d'y distinguer les trois groupes dans les couches de Krosno. Le groupe supérieur, schisteux, s'y laisse encore reconnaître aisément et il y détermine encore des dépressions morphologiques prononcées, mais l'identification du groupe moyen, schisto-gréseux, présente déjà de sérieuses difficultés.

Commençons par le Nord, au contact avec la partie septentrionale de la Dépression. De ce côté, à l'intérieur de la cuvette synclinale Czulnia [1])—Jawor [1])—Stożek—Ostre (voir plus bas le chapitre tectonique) et en particulier dans son tronçon oriental, le groupe moyen est représenté presque uniquement par un ensemble de couches gréseuses très dures,

[1]) Ces deux arêtes se trouvent au NW, en dehors de la carte, accompagnant ce travail.

produisant de vives formes de relief (abords N et E du village Polana). Il se peut que nous n'y avons que l'équivalent des couches formant transition entre le groupe inférieur et le groupe moyen, constatées fréquemment dans la région N de la Dépression Centrale, dont l'épaisseur varie de quelques à quelques dizaines de m. Ces couches de transition se composent de grès à gros bancs ou massifs, très resistants, et apparaissent très nettement dans le relief du sol et même sur la carte topographique au 25.000-me, puisqu'elles déterminent toujours un gradin morphologique très accentué. Assez souvent ces couches renferment des bancs de grès à gros grains et alors pourvus de nombreuses coquilles calcaires, mal conservées (v. plus haut). J'attribue ces couches déjà au niveau moyen. — Il se peut cependant que l'ensemble des couches gréseuses très dures, apparaissant aux abords du village Polana, comprend aussi une partie du groupe moyen proprement dit, bien entendu sous un faciès différent. Quoiqu'il en soit, dans cette partie septentrionale de la région médiane de la Dépression on retrouve encore assez facilement le groupe moyen avec son caractère morphogénique si remarquable.

Tel n'est plus le cas plus loin vers le Sud où nous rencontrons de nouvelles et puissantes masses de couches de Krosno. Là-bas, au N du synclinal Rosochate—Serednie Male(v. plus bas) composé du groupe supérieur, schisteux et formant une dépression bien marquée, on ne peut plus découvrir le groupe moyen. Il faut donc supposer qu'il y constitue un ensemble lithologique avec le groupe inférieur.

Cette circonstance est d'autant plus imprévue que, plus loin encore vers le Sud, déjà près du bord de la feuille Dydiowa, la crête saillante du mont Odryt peut très bien être identifiée avec les couches de transition. Nous y avons à faire avec des grès plaquetés, par places à gros grains, très résistants ainsi qu'avec des schistes et des marnes subordonnés. Ensuite les alternances schisto-gréseuses immédiatement au Sud de cette crête (environs des villages Krywe et Tworylne, vallée du San) représenteraient le groupe moyen proprement dit. Les assez faibles pendages des couches dans la croupe de l'Odryt expliqueraient, peut être au moins en partie, le fait singulier que le rôle morphogénique habituel du groupe moyen tout entier, incombe ici au seul comple-

xe de transition, tandis que l'ensemble schisto-gréseux occupe ici, contre attente, une dépression morphologique.

Comme on le sait, d'après les recherches de Z. Opolski [3], encore plus au S et à l'W (partiellement déjà dans la région S de la Dépression Centrale) le faciès du groupe moyen perd définitivement son individualité au profit du groupe inférieur. Il en résulte que les couches de Krosno s'y subdivisent seulement en deux groupes au lieu de trois, abstraction faite d'un ensemble de couches de passage vers les schistes ménilitiques, observé en certains endroits.

Or il résulte des données ci-dessus que dans les limites de la feuille d'Ustrzyki Dolne, au moins en ce qui concerne le territoire à l'Est de la rivière San, le passage de la région à 3 groupes de couches de Krosno vers celle à 2 groupes s'accomplit avec une sorte de retour, car après une bande à 2 groupes sur la ligne de Chrewt—Polana—Lutowiska réapparaît plus loin vers le S une nouvelle bande à 3 groupes (ligne d'Odryt).

II. Tectonique.

En parcourant le territoire levé du SW vers le NE on rencontre les unités tectoniques suivantes:

A. Unités qui font partie de la Dépression Centrale du Groupe Moyen.

1. Zone anticlinale Odryt—Rajskie.
2. Synclinal Olchowiec—Serednie Małe—Rosochate.
3. Zone anticlinale Chrewt—Polana—Skorodne—Lutowiska.
4. Zone synclinale Teleśnica Sanna—Paniszczów—Ostre.
5. Zone anticlinale Bukowina—Czarna—Lipie—Chaszczów—Łomna.
6. Synclinal Magura Łomniańska, à la limite SE de la feuille.

Vers l'W ce synclinal se subdivise en unités suivantes:

6a. Synclinal Żuków (S)—Holica, lequel est en contact du côté S avec la zone anticlinale 5,

6b Zone anticlinale Żołobek—Rabe,

6c Synclinal Żuków (N).

Toutes les unités nommées ne sont faites que des couches de Krosno.

B. Unités qui font partie des chaînes bordières du Groupe Moyen.

7. Anticlinal au N de Grąziowa et Mszaniec (tronçon de l'anticlinal Rypiany—Smereczka [1 a—d]).
8. Synclinal Mszanka (tronçon du synclinal Bżeniec, [1 a—d]).
9. Anticlinal au S de Płoskie et de Gałówka (tronçon de l'anticlinal méridional de la zone anticlinale Gwoździec—Pecarewa, [1 a—d]).
10. Synclinal Płoskie et Gałówka.
11. Anticlinal au N de Płoskie et de Gałówka (tronçon de l'anticlinal septentrional de la zone anticlinale Gwoździec—Pecarewa, [1 a—d]).
12. Synclinal Laniski, [1 a—d]).
13. Zone anticlinale Jasienica Zamkowa—Wołosianka Wielka, [1 a—d].

La longueur des fragments de tous les plis bordiers énumérés, dans les limites du levé, accompagnant ce travail, diminue vers le NE, comme il est facile à comprendre; ainsi les deux dernières unités (12 et 13) n'y figurent que d'une façon extrêmement réduite.

Je ne parlerai pas ici de la tectonique de ces plis bordiers, en renvoyant le lecteur à la description détaillée, donnée dans mes travaux antérieurs [1].

Quant à la structure des unités de la Dépression Centrale, on peut dire d'une manière générale que les plis sont presque partout, dans les limites de notre levé, déjétés d'une manière „normale", c'est-à-dire nettement vers l'extérieur. Par ex. dans la zone anticlinale (5) Czarna—Łomna, à la limite avec la zone synclinale N (synclinal Magura Łomniańska, 6) le flanc N du dernier anticlinal secondaire manque fréquemment: en outre dans le flanc renversé de la zone anticlinale a lieu l'étirement complet de la bande des couches de Krosno moyennes, à tel point que presque partout les couches de Krosno inférieures sont du côté N en contact immédiat avec les couches supérieures. Un phénomène tout-à-fait

semblable a lieu à la limite de la zone anticlinale Odryt (1) avec le synclinal Olchowiec—Rosochate (2). Enfin le mouvement vers l'extérieur se révèle d'une manière très accentuée dans la même zone anticlinale Odryt (1) par un faible pendage des couches vers le S.

Les zones anticlinales et synclinales de la Dépression Centrale sont toutes plissotées, en particulier sont plissotées d'une manière intense les schistes et les grès à hiéroglyphes des couches de Krosno moyennes. Ces plis secondaires sont eux aussi le plus fréquemment déjétés vers le N; on peut les suivre ordinairement sur une certaine distance, puis ils sont relayés par d'autres plis. Le nombre des plis secondaires varie lui aussi, à la suite des causes insuffisamment connues.

A l'encontre des plis bordiers, le mouvement en retour s'observe très rarement dans les limites de la Dépression Centrale levée.

Comme il résulte de mes recherches, effectuées sur la rive droite de San de la feuile Ustrzyki Dolne ainsi que dans la région méridionale de la feuille Stary Sambor (ce territoire embrasse ensemble environs 1000 km²) la structure „normale" déjétée vers l'extérieur se transforme en une structure plutôt symétrique — du côté W à l'W du village Rabe, — du côté E déjà à l'E de Łomna. On gagne par conséquent l'impression que la structure nettement déjétée vers l'extérieur est liée à la grande sigmoïde Dobromil—Przemyśl [1]).

C'est à cette sigmoïde que s'attache une z o n e d e d é p r e s s i o n t r a n s v e r s a l e, découverte par moi. Or il est probable que dans les limites du levé accompagnant ce travail, à la dite zone correspond l'apparition d'une bande des couches de Krosno dans le synclinal de la Mszanka (8) ainsi que l'élargissement de la bande des couches de Krosno supérieures dans les limites du synclinal Magura Łomniańska à Michniowiec. Le parcours de la zone de dépression en question plus loin vers le S, quelque part aux environs de Lutowiska, est difficile à tracer; c'est regrettable d'autant plus que, au voisinage tout proche, dans un sondage peu profond on a atteint récemment une accumulation de pétrole assez importante.

[1]) Sur des particularités tectoniques, attachées à cette sigmoïde, v. mes travaux précédents [1].

III. Matières premières utiles.

Sur le territoire levé seul le pétrole parmi les matières utiles possède quelque importance. Deux mines de pétrole (à Rajskie et à Polana—Ostre) y sont situées. A part cela dans beaucoup d'endroits j'ai noté des suintements plus ou moins abondants, indiqués sur ma carte. Ces suintements ont occasionné un certain nombre des puits de recherche par sondage, effectué en partie encore avant la guerre. Récemment on a parlé beaucoup d'un sondage peu profond, creusé à Lipie près de Lutowiska; pourtant le rendement, au debut assez considérable, a diminué rapidement. Il convient de noter des traces de pétrole apparaissant dans les synclinaux (localités: Płoskie—Gałówka, Bystre, Rosochate, Serednie Małe).

Sur le territoire couvert par mon levé existent plusieurs carrières de grès d'importance médiocre, lesquelles toutes — cela se comprend aisément — sont situées au voisinage de la route, reliant Lutowiska à Ustrzyki Dolne; on y exploite des grès très durs de la série de transition entre les couches inférieures et moyennes de Krosno.

Par places j'ai vu des dépôts du tuf calcaire qu'on exploite de temps en temps (Telešnica Sanna, Mszaniec).

Dans le village Rabe on m'a rémis plusieurs échantillons assez volumineux de la pyrite à petit grain, provenant, d'après mon informateur, du voisinage tout proche (couches de Krosno inférieures).

Il convient enfin de noter une trouvaille archéologique rare pour les Karpates, à savoir d'une petite lame d'obsidienne (partie d'en bas du village Czarna). D'après l'opinion des spécialistes, cet outil provient de l'époque de 3000 à 3500 ans avant J. Chr. D'ailleurs il n'est pas exclu que le dit objet, récolté à Czarna, y était en quelque sorte „en gisement secondaire" (à proximité habitent quelques Tziganes).

Bibliografia. — Ouvrages consultés.

1. L. Horwitz. a) Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1925 w południowej części ark. Stary Sambor. CR. des recherches géologiques effectuées en 1925 dans la partie méridio-

nale de la feuille Stary Sambor. Spraw. P. I. G., T. III, zesz. 3—4. Bull. Serv. Géol. de Pologne. Vol. III, livr. 3—4, 1926.

b) Badania geologiczne, wykonane w r. 1926 na ark. Stary Sambor i Ustrzyki Dolne. CR. des recherches géologiques effectuées en 1926 sur les feuilles Stary Sambor et Ustrzyki Dolne. Spraw. P. I. G., T. IV, zesz. 1—2. Bull. Serv. Géol. de Pologne, Vol. IV, livr. 1—2, 1927.

c) Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1927 na ark. Ustrzyki Dolne. CR. des recherches géologiques faites en 1927 pour la feuille Ustrzyki Dolne. Spraw. P. I. G., t. VI, zesz. 2. Bull. Serv. Géol. de Pologne, Vol. VI, livr. 2, 1930.

d) Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na ark. Ustrzyki Dolne. CR. des recherches géologiques faites en 1928 pour la feuille Ustrzyki Dolne. Spraw. P. I. G., t. VI, zesz. 2. Bull. Serv. Géol. de Pologne, Vol. VI, livr. 2, 1930.

e) Z geologii Ustrzyk Dolnych. De la géologie de la région d'Ustrzyki Dolne. Mémoir. I Congrès de Géologues du Pétrole à Lwów en 1929. Pamiętnik I Zj. Geol. Naftowego we Lwowie 1929—1930.

f) Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w lecie r. 1929 na ark. Ustrzyki Dolne. CR. des recherches géologiques exécutées en 1929 pour la feuille Ustrzyki Dolne (en polonais). Pos. Nauk. P. I. G. N. 27. CR. des Séanc. du Serv. Géol. de Pologne, N. 27, 1930.

g) Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1930 na ark. Ustrzyki Dolne. CR. des recherches géologiques exécutées en 1930 pour la feuille Ustrzyki Dolne (en polonais). Pos. Nauk. P. I. G. N. 30. CR. des Séances du Serv. Géol. de Pologne, N. 30, 1931.

h) Nowe przyczynki w sprawie podziału warstw krośnieńskich. Quelques nouvelles observations concernant la subdivision des couches de Krosno, Oligocène, Karpates Polonaises. Spraw. P. I. G. t. VII, zesz. 2. Bull. Serv. Géol. de Pologne. Vol. VII, livr. 2, 1932.

i) Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1931 na ark. Ustrzyki Dolne i Stary Sambor. CR. des recherches géologiques exécutées en 1931 pour les feuilles Ustrzyki Dolne et Stary Sambor (en polonais). Pos. Nauk. P. I. G. N. 33. CR. des Séances du Serv. Géol. de Pologne. N. 33, 1932.

k) Badania dopełniające na ark. Ustrzyki Dolne i Stary Sambor. Recherches supplementaires pour les feuilles Ustrzyki Dolne et Stary Sambor (en polonais). Pos. Nauk. P. I. G. N. 36. CR. des Séances du Serv. de Pologne. N. 36, 1933.

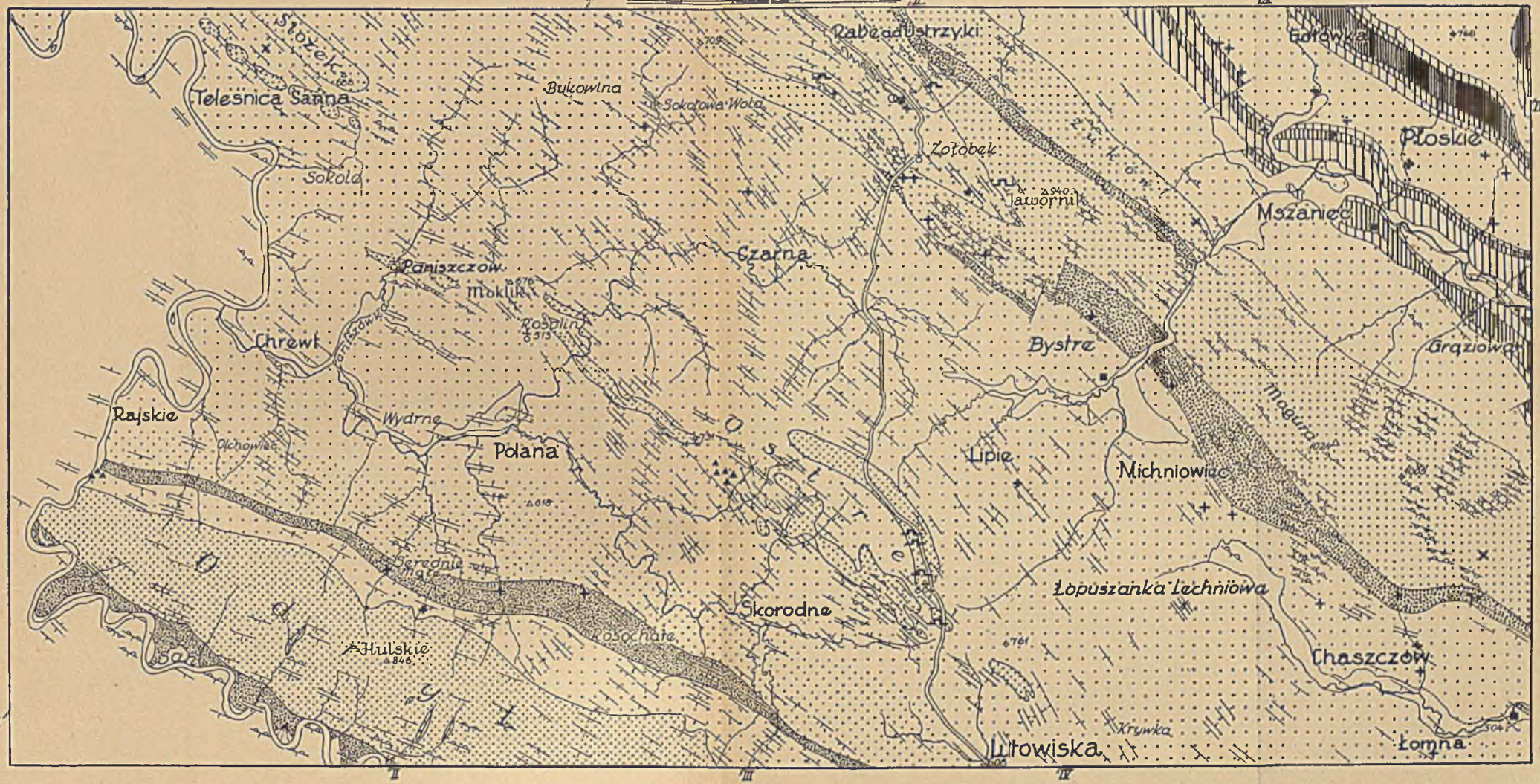
2. J. Grzybowski. Atlas geologiczny Galicji. Zeszyt XXV. Ark. Ustrzyki Dolne. Tekst do zesz. XXV. Atlas géologique de la Galicie. Fasc. XXV. Feuille Ustrzyki Dolne. Texte du Fasc. XXV, 1911.

3. Z. Opolski. O stratygrafji warstw Krośnieńskich. Sur la stratigraphie des couches de Krosno. Spraw. P. I. G. t. VII, zesz. 4. Bull. Serv. Géol. de Pologne, Vol. VII, fasc. 4, 1933.

P. 167/136

L. Horwitz.

Mapa geologiczna Karpat na Pn od Lutowisk.~Carte géologique des Karpates au N de Lutowiska.



Warstwy krośnieńskie — Odcinek Pd.-Zach. ~ Région SW. | Couches de Krosno — Odcinek Pn-Wsch ~ Région NE.

górna i górna część środk. | dolna część środkowych | dolne | górne | środkowe | dolne

3a | 2b | 2a | 1 | 3 | 2 | 1

partie sup. d. moy. supérieures. | partie inf. des moyennes | inférieures | supérieures | moyennes | inférieures

Oligocen górny — Oligocène supérieur

Łupki menilitowe +rogowce w spągu — Schistes menilitiques + silex à la base — m

Oligocen dln. ~ Oligocène inf.

Łupki pstre + piaskowce — Schistes bigarrés + grès — e

Eocen ~ Eocène

Warstwy inoceramowe — Couches à Inocérames — i

Kreda górna ~ Crétacé supér.

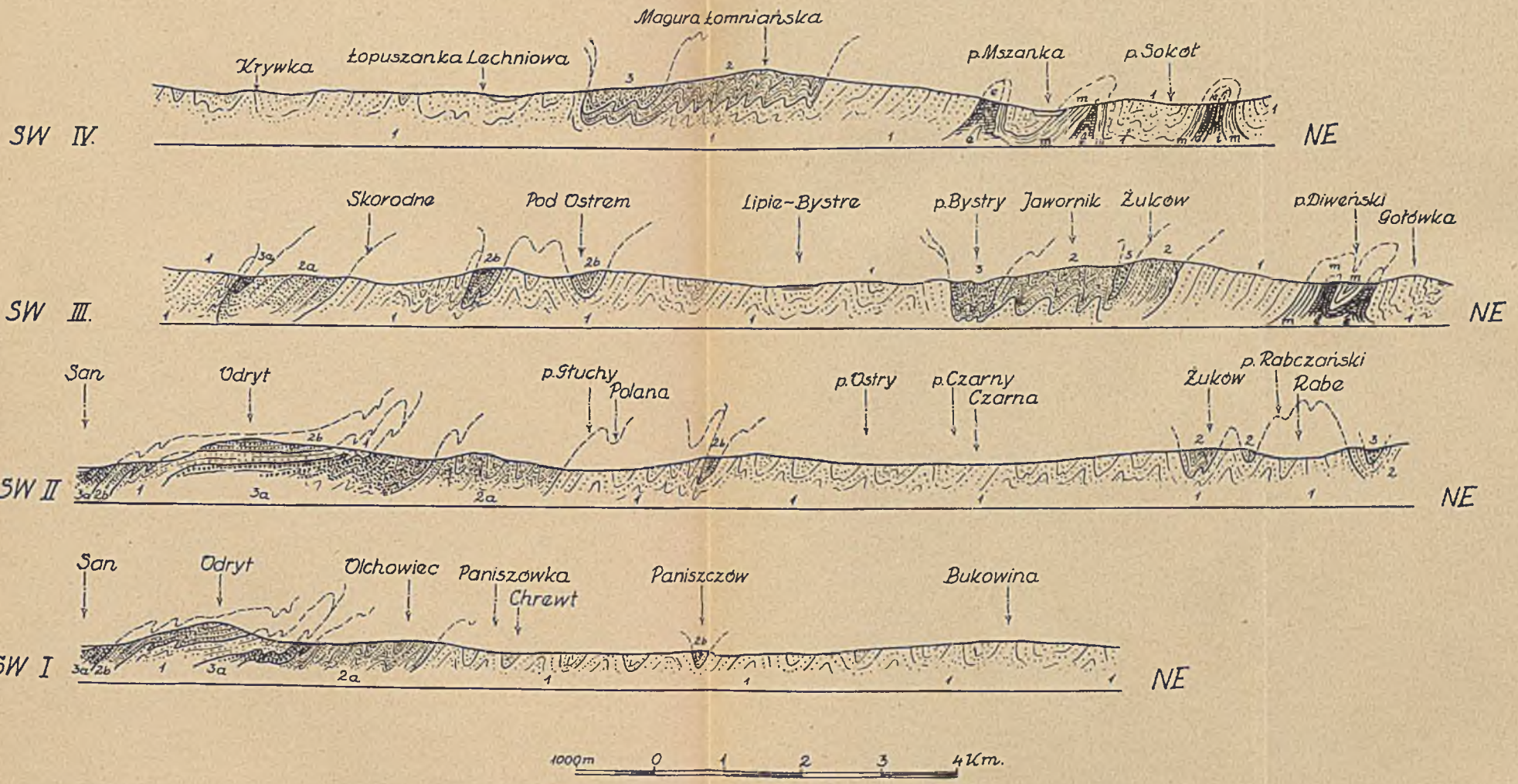
Hieroglify ~ Hiéroglyphes. + Wycieki, ślady ropy. Pojedyncze szyby ~ Suintements, traces de pétrole. Sondages isolés. ■ Ślady wosku ~ Traces d'ozokérite. ▲▲ Kopalnie ropy ~ Mines de pétrole.

× Martwica wapienna ~ Tufs calcaires. Kamieniołomy ~ Carrières de grès. O Fauna rybia ~ Gîte à poissons fossiles.

L. Horwitz:

Przekroje geologiczne przez Karpaty na Pn. od Lutowisk.

Coupes geologiques des Karpates au N de Lutowiska.



POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Gliwice

Konrad Konior.

Z badań nad czwartorzędem przedgórza karpackiego między Tarnowem a Dębicą.

(Die Forschungen über die Quartärbildungen des karpatischen Vorlandes zwischen Tarnów und Dębica).

(Z 1 mapą).

Wstęp.

Praca niniejsza podaje wyniki badań geologicznych przeprowadzonych w roku 1935 na polecenie S. A. „Pionier" we Lwowie.

Obszar zbadany obejmuje przykarpacką część przedgórza między miastami wymienionymi w tytule. Ograniczony jest on na północy linią poprowadzoną przez miejscowości Tarnów, Wola Rzędzińska, Wałki, Czarna, Grabiny, Dębica; na południe sięga po brzeg karpacki, przekraczając go w niektórych miejscach. Granica południowa jest zatem nieregularna, a przebiega przez miejscowości Tarnowiec, na N od Łękawicy, następnie przez Szynwałd, Łęki Górne, Pilzno, Gumniska Fox, po czym biegnie w stronę Gawrzyłowej.

Wymieniony teren przykryty jest przez gruby płaszcz utworów czwartorzędowych, wśród których odsłonięcia warstw starszych są dość nieliczne. Największa ich ilość występuje w brzeżnej części Karpat, mianowicie na Górze Św. Marcina, na wzniesieniu Zdół, oraz w okolicy Podgrodzia, Latoszyna i Wolicy, a w rejonie przedgórskim w okolicy Rzędzina.

Jedynym, dotychczas opublikowanym, szczegółowszym zdjęciem geologicznym tych okolic są mapy Atlasu Geologicznego Galicji, opracowane przez W. Friedberga [8], J. Grzybowskiego [9] i A. M. Łomnickiego [10]. Wymienione mapy i teksty do nich zawierają wiele cennych

i do dziś aktualnych spostrzeżeń i obserwacyj terenowych. Od poczynionych ostatnio różnią się pod względem kartograficznego ujęcia i stratygraficznego następstwa występujących w omawianym obszarze utworów.

Przed przystąpieniem do opisu wyników mych badań, w tym miejscu składam serdeczne wyrazy podzięki S. A. „P i o n i e r“ za zezwolenie na opublikowanie zebranych materiałów, JWP. Dziekanowi Prof. Dr J. N o w a k o w i za zainteresowanie się mą pracą, oraz wszystkie cenne wskazówki i rady.

Utwory starsze.

Utwory starsze, przed czwartorzędowe zbadanego obszaru należą do dwóch odmiennych grup tektonicznych. Do pierwszej, wiekowo starszej zaliczyć należy zróżnicowane petrograficznie i wiekowo, od południa nasunięte masy fliszu, budujące zewnętrzną, poznaną część brzegu karpackiego, do drugiej młodsze, autochtoniczne, mioceńskie utwory przedgórza, na które wymienione poprzednio masy są nasunięte.

Dowodów tego nasunięcia w obszarze zbadanym nie brak. Wystarczy przyjrzeć się w tym celu stosunkom geologicznym na północnych zboczach Góry Św. Marcina i w rejonie Terlikówki. Na W od gościńca Tarnów—Tuchów, u podnóża Góry Św. Marcina znajduje się cegielnia, obok której w wysokim do 10 m wkopie odsłaniają się pomięte tektonicznie tortońskie iły łupkowe. Zaraz powyżej na polach zauważyć można ułamki margli i piaskowców warstw inoceramowych. Warstwy te widoczne są również przy drodze do Zawady, zataczającej łuk na opisywanym zachodnim grzbiecie wspomnianego wzniesienia. Bliżej szczytu warstwy inoceramowe są dobrze odsłonięte we wcięciu wspomnianej drogi, a także wyzierają w pobliżu ruin zamku. Jak wykazują badania warstwy te budują całą górną część Góry Św. Marcina. Okoliczność ta przy uwzględnieniu wyraziście występującej tu hipsometrii odsłonięć warstw kredy fliszowej i miocenu, oraz obserwowanego sfałdowania poszczególnych seryj zmusza do przyjęcia nasunięcia kredy inoceramowej brzegu karpackiego na utwory tortonu, co po raz pierwszy

stwierdził już V. U h l i g [12]. Mniej wyraźnie nasunięcie fliszu na miocen zaznacza się w okolicy Dębicy, Latoszyna i Podgrodzia, gdzie w potokach powyżej odsłonięć miocenu występują przefałdowane masy kredy inoceramowej, o stałych, południowych zapadach w obserwowanej zewnętrznej części. Opisane stosunki wystarczają do uzasadnienia szariowanego stosunku fliszu karpackiego do utworów mioceńskich.

a) Masy nasunięte.

Należą do nich utwory fliszowe wieku kredowego i eoceńskiego.

S t r a t y g r a f i a.

Kreda wykształcona jest w dwóch faciesach: 1) inoceramowym i 2) śląskim.

1) K r e d a f a c j i i n o c e r a m o w e j odsłania się dobrze na Górze Św. Marcina pod Tarnowem, oraz w Podgrodziu, Latoszynie, Gumniskach Fox i Wolicy w okolicy Dębicy. W rejonach wspomnianych buduje ona brzeg Karpat fliszowych, spoczywając bezpośrednio na warstwach mioceńskich przedgórza. Reprezentowana jest przez warstwy inoceramowe. Dzielą się one w obszarze zbadanym, podobnie jak i w okolicach Przemyśla [20, 24] na dwa poziomy.

Starszy, dolny poziom marglisty składają szare i jasnopopielate margle łupkowate, obfitujące często w piękne fukoidy, przegradzane wtrąceniami ciemnoszarych iłołupków, oraz cienkouwarstwionych, szarych, wapnistych piaskowców drobnoziarnistych. Częstym dla opisywanego poziomu zjawiskiem jest występowanie brył i bloków wapienia sztramberskiego. Największe ilości tego materiału zauważyć można w potoku kawenczyńskim i jego dopływach, oraz w potokach spływających w kierunku miejscowości Wolica. Zjawisko wspomniane tłumaczyć sobie należy w sposób podany w pierwszej z cytowanych wyżej prac [20], przez przyjęcie morfologicznie urozmaiconego, skałkowego podłoża na którym układały się osady inoceramowe. Po odkłuciu warstw fliszu od podłoża, większe i mniejsze bloki wapieni górno-

jurajskich porwane zostały przez fałdujące się masy fliszu, po których zdenudowaniu wydostały się znowu na powierzchnię w postaci luźnych brył i bloków.

W górnej części opisywanego poziomu odbywa się zmiana stosunków sedymentacyjnych. Ilość margli zmniejsza się wydatnie, zwiększa natomiast ilość wtrąceń piaskowcowych. Doprowadza to w końcu do wybitnie piaskowcowego charakteru osadu, jaki wykazuje górny, piaskowcowy poziom warstw inoceramowych.

Poziom ten składa się z cienko-uławiconych, szarych lub stalowo-szarych, wapnistych piaskowców drobno-ziarnistych, przegradzanych szarymi, z reguły marglistymi, rozsypliwymi iłołupkami z wtrąceniami siwych iłów w formie cienkich soczewek. Wśród serii wymienionej występują często różnej grubości wkładki piaskowca średnio-ziarnistego, brunatnawo wietrzejącego o spoiwie ilastym. Warstwy tego piaskowca wskazują lokalne okresy nasilenia erozji na lądzie dostarczającym materiału.

Tak opisany poziom dolny, marglisty, jak i wyższy, piaskowcowy warstw inoceramowych bogaty jest w strzałkę.

Strop opisanego kompleksu inoceramowego zawiera grubsze warstwy średnio- i grubo-ziarnistego, jasno-szarego, miałkiego piaskowca ilastego. Zastępują tu one prawdopodobnie, jako odpowiednik wiekowy, a częściowo i facjalny, nie występujące już w omawianym obszarze piaskowce jamneńskie.

Całość warstw inoceramowych zaliczyć należy, stosownie do wyników drugiej z cytowanych wyżej prac [24], do górnych piąter kredy, mianowicie do turonu, emszeru i senonu.

2) K r e d a f a c j i ś l ą s k i e j znana jest tylko z jedynych w obrębie obszaru zbadanego odsłonięć w Szynwałdzie, gdzie nad potokiem, w pobliżu Zakładu Wychowawczego odsłaniają się ciemno-szare i czarno-brunatnawe łupki z wtrąceniami jasno-szarych piaskowców ilastych. Warstwy te reprezentują najprawdopodobniej górną część najwyższego ogniwa kredy śląskiej, mianowicie warstw czarnorzecko-istebniańskich, w całości do senonu przynależną.

E o c e n. Odsłonięcia tej formacji napotkano w okolicy Skrzyszowa, w potoczku spływającym na O od koty 384 m na

Górze Św. Marcina, oraz na grzbiecie Zdół (305,6 m) na WNW od Pilzna. Wskazują one, że podobnie jak i w innych częściach Karpat eocen obszaru zbadanego rozbity jest na dwa oddziały.

Oddział dolny wykształcony jest w facji wyłącznie ilastej, w postaci charakterystycznego kompleksu t. zw. pstrych (czerwonych, zielonych, szarych, siwych i czarnych) iłów z podrzędnie występującymi, nieznacznymi wtrąceniami drobno-ziarnistych, szarych piaskowców.

Brak piaskowców typu ciężkowickiego w tej serii wskazuje na utwór szerszego morza, w którym dowóz materiału terrigenicznego był nieznaczny, oddalonego od ruchliwego sedymenacyjnie pobliża archipelagów wysp i wysepek prakarpackich, dostarczających materiału dla piaskowców ciężkowickich [22]. W górnej części opisywanego oddziału eocenu zwiększa się miąższość wkładek piaskowcowych, przegradzające zaś iłołupki posiadają wyłącznie barwę szaro-zielonawą, wykazując większą spoistość. Wspomniane zmiany są zapowiedzią górnego oddziału opisywanej formacji, zastąpionego przez warstwy menilitowe. W obszarze zbadanym odkryte są one lepiej tylko na wzniesieniu Zdół (305,6 m), gdzie składają je spodem białawe margle i krzemieniste łupki czekoladowe z warstewkami szarych, ciemno-wstęgowanych rogowców, wyżej zaś liściaste łupki bitumiczne z żółtawym nalotem, usiane często łuskami ryb z rodzaju *Meletta* i innych, z nieznacznymi wkładkami szaro-brunatnawych, drobno-ziarnistych piaskowców o spoiwie ilastym.

Opisana seria menilitowa tworzy strop zespołu stratygraficznego warstw fliszowych, budujących brzeg karpacki w omawianym obszarze.

Tektonika.

Dokładne odcyfrowanie tektoniki brzegu karpackiego uniemożliwia skąpa ilość odsłonięć. Zmusza to do takiego ujęcia całości na jakie zezwala posiadany materiał.

Flisz karpacki nasuwa się na miocen przedgórski wzdłuż nieregularnie przebiegającej linii, wyznaczonej przez pierwsze, najdalej na północ wysunięte odsłonięcia warstw fliszowych. Linia ta wykracza najdalej na N w okolicy Dębicy.

Ku zachodowi cofa się, wyginając się zatokowato w okolicy Pilzna w głąb Karpat. Na zachód od Pilzna wygina się w kierunku WNW i przebiega przez wzgórze Zdół (305,6 m). Na W od tego wzniesienia brak odsłonięć fliszu. Pojawiają się one dopiero w okolicy Szynwałdu, zaznaczone przez wspomniane już warstwy czarnorzeckie, a na zachód od tej miejscowości przez pstre łupki. Dalej ku W, występujące na Górze Św. Marcina warstwy inoceramowe wskazują, że linia brzegu karpackiego wygięła się znowu w kierunku północnym. Mimo braku odsłonięć przypuszczać można, iż w okolicy Łęk Górnych i Szynwałdu linia brzegowa Karpat zakreśla zatokowate wygięcie ku południowi, podobnie jak w okolicy Pilzna.

Rzucającym się w oczy zjawiskiem jest fakt, że podczas gdy brzeg karpacki w okolicy Tarnowa i Dębicy budują warstwy kredy inoceramowej, w środkowej części terenu w okolicy Pilzna jest on zbudowany z pstrych łupków i łupków menilitowych, odsłoniętych na wzniesieniu Zdół. Zjawisko to związane jest prawdopodobnie z dyskrepancją tektoniczną, jaką przyjmuje dla brzeżnej części Karpat Środkowych prof. J. N o w a k [16]. Zatokowate wygięcie linii brzegu karpackiego w okolicy Pilzna, występujące na linii głębszej, wypełnionej pstrymi łupkami i łupkami menilitowymi, ukośnie trawersującej synkliny brzeżnej fliszu karpackiego interpretację tę w dużej mierze popiera.

Przy dokładniejszej analizie elementów tektonicznych niższego rzędu, budujących brzeg karpacki, których odcyfrowanie jest możliwe na podstawie zebranych w terenie spostrzeżeń, zauważa się wąskie, ku N przewalone siodła w kredzie inoceramowej brzegu karpackiego okolicy Dębicy, silnie przefałdowane. Siodła te odsłaniają na przegubach niższy, marglisty poziom warstw inoceramowych, synkliny między nimi (w najbardziej zewnętrznej, poznanej strefie brzegu karpackiego) wypełnia górny, piaskowcowy poziom tych warstw. Drugorzędny element antyklinalny o kierunku prawie W-O, z odsłaniającymi się w szczytowej partii pstrymi łupkami i menilitowymi wypełnieniami obrzeżających synklin, zarysowuje się na znanym już wzniesieniu Zdół koło Pilzna.

Gdy chodzi o wiek ruchów fałdowanych, które doprowadziły do wykończenia tektoniki obszaru i nasunięcia się

mas fliszowych na mioceńskie utwory przedgórza, odnieść je należy do okresu potortońskiego. W tym czasie na obszarze całych Karpat nastąpiło ostateczne dofałdowanie się sformowanych przez ruchy wcześniejsze jednostek tektonicznych karpackich [22], a w brzeżnych partiach nasunięcie się ich na warstwy mioceńskie.

b) Masy autochtoniczne.

Należą tu utwory mioceńskie, wypełniające przedgórską synklinę przedkarpacką. Utwory te wskutek zamaskowania przez nanosy czwartorzędowe, odsłonięte są w niewielu punktach, podobnie jak i utwory fliszowe, co w wysokim stopniu utrudnia dokładne określenie wzajemnego stosunku wydzielonych poziomów.

Stratygrafia.

Warstwy chodenickie są najstarszym poziomem mioceńskim w obszarze zbadanym. Warstwy te zaliczane przez J. Niedźwiedzkiego [1, 4], G. Bukowskiego [19], oraz w dawniejszych pracach W. Friedberga [11, 14] do helwetu, w wyniku ostatnich prac W. Friedberga [21] uważać należy za dolno-tortońskie. W obszarze zbadanym występują one na powierzchni tylko w okolicy Latoszyna, gdzie odkryte zostały w czasie robót poszukiwawczych za solą, która według opinii miejscowej ludności ma w miejscowości wymienionej występować, oraz przy kopaniu studni w poszukiwaniu za wodami siarczanymi na terenie Zdroju.

Składają się one z ciemno-szarych iłów marglistych z grubymi do 5 cm żyłami gipsu włóknistego, tudzież cienkimi żyłami gipsu przejrzystego, krystalicznego. Ponadto występują ciemno-szare iły margliste z gniazdami białawo-szarawego anhydrytu, lub też cienko, regularnie i naprzemianlegle przewarstwione z cieniutkimi warstewkami krystalicznego gipsu, szare margle. Wśród warstw wymienionych często występują wkładki popielatych piaskowców wapnistych, miejscami krzemionkowych, oraz mikowych, wapnistych piaskowców grubo-ziarnistych.

Wszystkie opisane typy petrograficzne i ich cechy wskazują na dolniejszą część solonośnego poziomu miocenu, identycznego z występującym w Bochni. Czy opisane warstwy zawierają złoża soli, ustalić mogłyby jedynie wiercenia.

Warstwy grabowieckie odkryte są w obszarze zbadanym w kilku zaledwie punktach: a) w sztucznych odsłonięciach na terenie wsi Czarna nad potokiem tej nazwy, b) w wysokich do 2 m naturalnych odkrywkach nad wspomnianym potokiem koło tartaku XX. Jabłonowskich w odległości około 3 km na O od Czarnej, c) nad Wisłoką w okolicy Parkosza, d) w cegielniach na Terlikówce, na południe od Tarnowa, obok drogi Tarnów—Tuchów.

Opisywane warstwy wykształcone są w facji wybitnie ilastej, w postaci ciemno-szarych iłów łupkowych, czasem piaszczystych i obfitujących wówczas w drobne blaszki miki białej, charakterystycznej prócz ziarenek kwarcu dla zanieczyszczającego materiału detrytycznego.

Wiek tortoński warstw grabowieckich ustalony został przez badania J. Niedźwiedzkiego [1, 4, 7], A. M. Łomnickiego [10] i W. Friedberga [8, 11, 21].

Iły krakowieckie stanowią ostatnie, wydzielone w obszarze zbadanym ogniwo warstw mioceńskich. Odsłaniają się dobrze na terenie wsi Rzędzin pod Tarnowem, oraz w okolicy Podgrodzia i Latoszyna pod Dębicą.

Są to szare iły piaszczyste, dzielące się płytkowato, ułożone w nadzwyczaj regularne warstwy. Po wyschnięciu tracą płytkowatą oddzielność i rozpadają się w cienkie warstewki. W stanie świeżym z powodu swej płytkowatej oddzielności i charakterystycznych cech morfologicznych odsłonięć robią z daleka wrażenie kompleksu piaskowcowego.

Pod względem wiekowym A. M. Łomnicki [10] i W. Friedberg [8] zaliczają iły opisane do tortonu. Chodzi tu najprawdopodobniej o torton górny, co wynika z obserwacyj terenowych.

Ścisłe określenie wzajemnego stosunku wydzielonych poziomów miocenu przedstawia ze względu na szczupłą ilość odsłonięć, czasem nawet znacznie od siebie oddalonych, pewne trudności. Przypuszczać jednak można, że podobnie jak w okolicy Bochni, co stwierdził G. Bukowski [19], warstwy grabowieckie i iły krakowieckie

leżą niezgodnie na tortonie gipsonośnym. Niezgodność ta nabiera specjalnego wyrazu w okolicy Latoszyna, gdzie jak wynika z badań terenowych, iły krakowieckie przykrywają warstwy tortonu gipsonośnego bez pośrednictwa środkowego ogniwa warstw grabowieckich. Zjawisko to wywołane jest być może względami natury tektonicznej, nie wykluczonym jednak jest, że warstwy grabowieckie nie stanowią już w obszarze zbadanym stałego poziomu, a ograniczone są tylko do pewnych rejonów.

Tektonika.

Tektonika warstw mioceńskich występuje wyraźniej tylko w kilku punktach, a to na Terlikówce pod Tarnowem, w Rzędzinie i w okolicy Latoszyna.

Synchronizacja spostrzeżeń w wymienionych miejscowościach wskazuje na istnienie w okolicy Latoszyna znaczniejszego wysadu warstw starszych, zaznaczonego na powierzchni przez warstwy chodenickie, o ogólnym kierunku prawie O-W, ze słabym odchyleniem ku SW, a więc kierunkowo niezgodnego z przebiegiem brzegu Karpat, posiadającym w tym rejonie kierunek SW-NO. Wysad ten otulony jest wprost przez iły krakowieckie. Warstwy grabowieckie pojawiają się dopiero na jego przypuszczalnym przedłużeniu ku zachodowi, nad Wisłoką w okolicy Parkosza.

Podkreślona niezgodność kierunkowa wspomnianego wysadu z przebiegiem brzegu karpackiego wskazywać może, iż mimo dużej zależności tektonicznej od planów karpackich, istniały w tektonice mioceńskiej i założenia nieco odmienne, podyktowane prawdopodobnie przez starsze podłoże.

Warstwy miocenu na Terlikówce i w Rzędzinie silnie wyruszone, ujęte są w kilka możliwych do odcyfrowania fałdów. W bezpośrednim pobliżu nasuniętych mas karpackich są one bardzo stromo wypiętrzone, a warstwy je budujące intensywnie pomięte, często ustawione prawie pionowo. W miarę oddalania się od brzegu karpackiego, już w okolicy Rzędzina uspakaja się stopniowo tektonika utworów mioceńskich, a średni upad warstw nie przekracza 6—15°. Inten-

sywne przefałdowanie warstw mioceńskich w bezpośrednim pobliżu brzegu karpackiego jest wynikiem nacisku nasuwających się w okresie potortońskim dofałdowywanych mas fliszu.

Pleistocen.

Utwory czwartorzędowe pokrywają obszar zbadany płaszczem osiągającym nawet 30 m miąższości. Granice poszczególnych wydzieleń zaznaczone są na mapie.

Najstarszymi utworami czwartorzędowymi są utwory morenowe zlodowacenia krakowskiego (według stratygrafii i podziału Wł. Szafera [17]). Należą tu gliny i piaski, oraz głazy narzutowe.

Gliny morenowe odsłonięte są w okolicy Rzędzina, Pogórskiej Woli, Machowej i Czarnej. Przedstawiają się w postaci siwych, popielatawo-szarych i brunatnawo-żółtawych glin zawierających miejscami materiał północny. Gliny te, zajmujące zwykle najwyższe wzniesienia przedgórza, na powierzchni ukazują się w niewielu punktach, tylko w głębszych odsłonięciach. Zwykle przykryte są przez piaski i żwiry. W wypadku gdy pokrywa tych utworów nie przekracza 0,5—1, maksimum do 1,5 m miąższości możliwym jest kartograficzne ujęcie występowania omawianych glin, co też na mapie uskuteczniono. W okolicy Rzędzina gliny morenowe złożone są wprost na iłach tortońskich. Okoliczność ta umożliwia nie tylko ustalenie ich pozycji w stratygrafii utworów czwartorzędowych zbadanego obszaru, ale określa również i zacieśnia hipsometryczne ich występowanie do wysokości od 220 do 255 m n. p. m.

Piaski morenowe w formie pierwotnej występują tylko w obszarach zajętych przez glinę morenową. Najczęściej uległy one spłukaniu w obszary niżej położone i przeróbce przez wody lodowcowe, wobec czego osobne wydzielenie ich na mapie okazało się niemożliwym.

Głazy narzutowe występują obficie w okolicy Skrzyszowa, Rzędzina, Woli Rzędzińskiej, Woli Pogórskiej, Ładnej i Machowej, oraz koło Dębicy, w okolicy Wolicy i Latoszyna. Na południe sięgają one w obszarze zbadanym poza linię morfologicznego brzegu karpackiego, przekraczając wy-

sokość 291—300 m. W okolicy Chotowej, Lipin, Zajączkowic i Koziej Woli nie występują. Fakt ten tłumaczę sobie w następujący sposób. Posuwający się ku południowi lodowiec najstarszego zlodowacenia (C r a c o v i e n według podziału W ł. S z a f e r a [17]), w pochodzie swym w głąb Karpat przekroczyć musiał przeszkodę w postaci brzeżnych wzniesień karpackich. Okoliczność ta przez wywołane zmniejszenie się miąższości pokrywy lodowej w obrębie tych wzniesień w zależności od ich wysokości względnej, a także przez stworzenie dokładnie określonych kierunków odpływu dla wód lodowcowych, przyczyniła się do pozostawienia większej części niesionego przez lodowiec materiału północnego u podnóża i na północnych zboczach wzniesień brzegu karpackiego, jak to obserwujemy w okolicy Skrzyszowa, Rzędzina, Ładnej, Woli Pogórskiej i Machowej. W rejonie Wisłoki, do którego należy obszar pozbawiony większych głazów narzutowych, ze względu na istniejące obniżenie dolinne mógł się lodowiec posuwać w głąb Karpat swobodnie bez wydatniejszego zredukowania miąższości. Dzięki dogodnym warunkom cały transportowany u swego czoła grubszy materiał narzutowy poniósł w górę Wisłoki i osadził jego resztki aż na zboczach Liwocza pod Jasłem, co zaobserwował już w r. 1883 V. U h l i g [3], nieznaczną tylko jego część i to materiału drobniejszego zostawiając w obszarze o którym mowa. Nic dziwnego, że w okresie recesji lodowca, energiczna działalność łączących się w omawianym odcinku wód karpackich (Wisłoki) i lodowcowych doprowadziła do całkowitego nieledwie usunięcia grubszego materiału narzutowego.

Wymiary obserwowanych głazów narzutowych różne. Najczęściej posiadają one 1 do 1,5 m średnicy, jak np. głazy w Machowej lub Woli Pogórskiej. Wymiary głazów występujących w wydzielonych na mapie „skupieniach głazów narzutowych" są skromniejsze, normalnie średnica ich osiąga 0,5 do 0,7 m, wyjątkowo 1 m. Największy w obszarze opracowanym głaz narzutowy o wymiarach 3,5 × 3 × 4 m, częściowo ukryty w piaskach znaleziono w t. zw. Siedleckim Lesie na terenie gminy Pogórska Wola, w odległości około 500 m na ONO od punktu 247 m, u podnóża wydmy w pobliżu gajówki Nr. 151 X. R. S a n g u s z k i.

Materiałem zaznaczonych głazów narzutowych są zwy-

kle krystalińce północne. Do charakterystyczniejszych typów należą czerwone granity i sienity gruboziarniste, często ze zwietrzałymi skaleniami (Wałki, Wola Rzędzińska, Ładna, Machowa), biały, gruboziarnisty granit biotytowy i augitowy (Machowa), granit biotytowo-amfibolowy (Żdżary), różowy granit biotytowy z żyłami pegmatytowymi (Machowa), dwumikowy granit porfirowy (Wałki), gruboziarnisty granit augitowo-biotytowy (Ładna), granityt z żyłami aplitowymi (Ładna), rapakiwi (Łęki Górne), oraz dioryty i gnejsy (Rzędzin, Wola Rzędzińska). Z większych narzutowców osadowych wymienić należy wapienie dewońskie (Żdżary), białawe kwarcyty świętokrzyskie (Machowa), czerwone piaskowce krzemionkowe północne (Wałki), kwarcyty „Dala" (Wałki) i świętokrzyskie zlepieńce i rogowce jurajskie (W od Czarnej).

Głazy narzutowe kończą serię osadów morenowych najstarszego zlodowacenia (C r a v o v i e n według W ł. S z a f e r a [17]. Nad nią występuje zespół osadów fluwioglacjalnych z okresu recesji. Osady te zajmują przedgórską część terenu zbadanego. Złożone są na utworach morenowych. W miejscach energicznej działalności wód, gdzie oprócz całkowitego zniszczenia i rozmycia materiału morenowego powymywane zostały większe doły i wgłębienia w podłożu mioceńskim, osady fluwioglacjalne złożone zostały wprost na miocenie w sposób wyrównywujący wklęsłe formy morfologiczne. Z tego też względu miąższość tych osadów jest bardzo rozmaita od kilku do 40 nawet metrów, o ile prawdziwymi i ścisłymi są informacje udzielone o wierceniu „Polminu" w Wałkach (Żdżary).

Osady fluwioglacjalne reprezentują piaski i żwirowiska. Na mapie rozdzielono ten utwór na dwa oddziały: niższy, osad gwałtownie przelewających się wód o zmiennych kierunkach i spadku, to piaski i żwirowiska fluwioglacjalne; wyższy, mający charakter osadu wód o określonym kierunku i warunkach odpływu, tworzą same piaski fluwioglacjalne.

1) P i a s k i i ż w i r o w i s k a f l u w i o g l a c j a l n e. Występują tu żwiry złożone z otoczaków o średnicy od 1,5 do 15 cm, wśród których obserwuje się dużą ilość kwarców mlecznych i szarych, czerwone i białe granity północne, płaskie lidyty, czerwone kwarcyty północne, święto-

krzyskie wapienie dewońskie i jurajskie rogowce, oraz nieznaczną przymieszkę piaskowców karpackich. W przeciwieństwie do ładnie otoczonego, czasem trójgrańcowego materiału północnego i świętokrzyskiego, żwiry karpackie są bardzo słabo otoczone, co wskazuje na odbycie przez ten materiał bardzo niedalekiego transportu.

Prócz żwirów występują w utworze tym grubo-ziarniste i średnio-ziarniste piaski, którymi opisany wyżej materiał żwirowy jest przesypany. Piaski te tworzą czasem wśród żwirów nieregularnie uformowane, pochylone soczewki, często zlimonityzowane. Gdzieniegdzie partie żwirów przegradzane są chaotycznie ukształtowanymi warstwami piasku, osiągającymi nawet w najbardziej miąższych miejscach grubość 1 m (Żdżary).

Cały utwór nieregularnie warstwowany robi wrażenie osadu powstałego w zmieniających się ustawicznie warunkach sedymentacyjnych. Część materiału opisanego wydzielenia pochodzi niewątpliwie z utworów morenowych.

2) P i a s k i f l u w i o g l a c j a l n e są utworem regularnie uwarstwionym. Utworzone zostały przez wody, posiadające już unormowany kierunek odpływu. Obserwujemy tu jasne piaski kwarcowe z nieznaczną domieszką materiału żwirowego, soczewkowato wtrąconego. Wielkość tego materiału nie przekracza zwykle 1,5 cm średnicy. Grubsze otoczaki występują w tym poziomie tylko sporadycznie. Wspomniane wyżej warstwowanie omawianych piasków zaznacza się dzięki temu, że jasne warstwy piasku przegradzane są zwykle warstwami piasków żółtawych, rdzawych, względnie brunatnawych, ubarwionych związkami żelaza. Limonityzacja piasków jest miejscami bardzo intensywna jak np. nad potokiem Czarna, NO od wiercenia „Polminu". Obserwuje się wtedy nie luźne piaski, lecz powstałe pod wpływem diagenezy przy udziale wodorotlenków żelaza bardzo sypkie, rdzawo-brunatne piaskowce żelaziste. Podobnie jak i u żwirowisk fluwioglacjalnych, piaski opisywane pochodzą przeważnie z rozmytego materiału morenowego.

Jak wskazuje mapa, tak piaski jak i żwirowiska fluwioglacjalne przekraczają brzeg karpacki, wciskając się w brzeżne partie Karpat, co zauważa się w głębiej wciętych potokach, odsłaniających po przepiłowaniu utworów lesso-

wych omawiane osady złożone bezpośrednio na warstwach starszych. Tego rodzaju stosunki występują w okolicy Łękawicy, Skrzyszowa, Szynwałdu, Łęk Górnych i Łęk Dolnych.

3) Stożek Latoszyna jest trzecim utworem pozostającym w związku z akumulacją z recesji lodowca. Jest to stożek ujściowy potoku płynącego przez miejscowości Gumniska Fox i Latoszyn. Rozcięty do głębokości 8 m przez późniejszą erozję, ukazuje w swym składzie niezbyt dobrze otoczony, zwykle w postaci płaskich odłamków, materiał wyłącznie karpacki, a to margle i piaskowce z warstw inoceramowych. W odsłonięciach w obrębie opisywanego stożka zauważa się charakterystyczne ułożenie materiału żwirowego z przerostami glin jasno-brunatnawych. Żwiry stożka przykryte są przez utwory lessowe, pokrywające poorane przez bruzdy potoczków zbocza Sowiej Góry (kota 342 m).

Nad partią przemieszanych z piaskami żwirów nad potoczkiem SO od punktu 291 m w Łękach Dolnych koło Pilzna odkryłem ciemno-szare iły piaszczyste z resztkami flory ciepłej, wskazującej na utwór interglacjalny. Najprawdopodobniej ma się tu do czynienia z interglacjałem Masovien I, według stratygrafii Wł. Szafera [17]. W tym samym profilu pod żwirami fluwioglacjalnymi występuje siwy ił piaszczysty z florą zimną (według opinii prof. Wł. Szafera i dr Br. Jaronia), reprezentowaną przez *Dryas octopetala*, określającą tę partię jako osad z recesji lodowca krakowskiego (według podziału Wł. Szafera). Nad wspomnianym wyżej iłem z florą z interglacjału Masovien I., występują warstwowane piaski, które mogą pochodzić z okresu wzmożonej akumulacji w czasie I. zlodowacenia warszawskiego (według Szafera [17]. Szczegółowy opis wspomnianego profilu podany będzie w specjalnym rozdziale.

Nad opisanymi osadami morenowymi i fluwioglacjalnymi występuje w południowej części obszaru w obrębie brzegu karpackiego utwór lessowy. Jego ekwiwalentem czasowym na przedgórzu są wydmy usypane z szeroko rozprzestrzenionych piasków fluwioglacjalnych.

Nazwę utwór lessowy wprowadziłem dlatego, ponieważ osady wydzielane w tym obszarze dawniej pod nazwą lessu, są tylko w górnej części typowym pelitem

eolicznym, podczas gdy środkowa ich część zawiera soczewki psamitów, dolna zaś reprezentuje akumulację eoliczną w środowisku wodnym. Dolną część utworu lessowego zajmują siwe lub szaro-popielatawe, jasne glinki pelitowe, często słabo-warstwowane, czasem upstrzone brunatnymi plamami (Skrzyszów, Łęki Górne), odkryte na miąższości około 2 m. Nad nimi, stanowiąc przejście do typowego utworu eolicznego, występuje miąższa około 50 cm partia glinki brunatnawo-żółtawej z nieznacznym warstwowaniem i z widocznie zmniejszającym się ku górze wpływem środowiska wodnego w którym powstawała, względnie, które powodowało jej przemycie. Dopiero powyżej występuje typowy utwór eoliczny, odkryty miejscami w ścianach osiągających nawet 6—8 m wysokości.

Opisane siwe glinki, występujące w spągowej części utworu lessowego nie są poziomem stałym. Czasem zastąpione są przez warstwowane gliny żółtawo-brunatnawe. Na przynależność tych glin do utworu lessowego wskazują znalezione w ich spągu charakterystyczne „kukiełki" lessowe.

Górną część utworu lessowego zajmuje typowa żółtawa lub jasno-brunatnawa, wapnista glinka nawiana z resztkami roślin i charakterystycznymi pionowymi kanalikami. Odsłonięcia tej glinki odznaczają się znaną, specjalną morfologią, wyrażoną przez strome ściany o graniastych krawędziach.

Ciekawym zjawiskiem są występujące wśród typowego lessu soczewki drobno-ziarnistego, jasnego piasku, obserwowane w okolicy Dębicy i Łęk Dolnych. Nie przenoszą one zwykle miąższości kilku cm, wyjątkowo (potok kawenczyński) osiągają 20 cm miąższości. Z reguły ulegają szybkiemu wyklinowaniu. Bliższe zbadanie tego piasku wskazuje na pochodzenie z osadów fluwioglacjalnych. Przyjąć zatem należy, że wspomniane soczewki piasku naniesione zostały z pobliskich obszarów piaszczystych przez wiatry. Eoliczny charakter tych wkładek, z wyraźnymi przejściami do typowego lessu i brak jakichkolwiek zmian w materiale pod soczewkami piasku zdaje się wykluczać współudział wody.

W y d m y. Częstym zjawiskiem w opisywanym rejonie przedgórza są wydmy piaszczyste usypane z piasków flu-

wioglacjalnych. Kierunki ich są różne. Najczęściej obserwuje się wydmy o kierunku W-O, lub NW-SO. Wydmy o kierunku SW-NO występują tylko w okolicy Lipin i Machowej. Pod względem formy dość często spotyka się oprócz wydm prostolinijnych, czasem rozczłonkowanych (Pogórska Wola), wydmy sierpowato zgięte, przypominające barchany okolica Chotowej, Żdżar). Wysokość wydm wynosi średnio około 10 m, wyjątkowo osiąga 25 m (Storeżowa na W od Pogórskiej Woli). Powstanie większych z opisanych wydm, podobnie jak i utworów lessowych wiążę z II. zlodowaceniem warszawskim. Za równoczesnym powstawaniem utworów lessowych i wydm przemawia zazębienie się eolicznych osadów piaszczystych z lessowymi, czego dowodem soczewki piasku w glince lessowej, o których wyżej wspomniano.

Z II. zlodowaceniem warszawskim łączy się również wzmożona działalność akumulacyjna Wisłoki, której zawdzięczają swe powstanie dwa poziomy teras gliniasto-piaszczystych. Poziom starszy reprezentują „terasy wysokie", 6—8 m wysokości ponad poziom wody we Wisłoce, poziom niższy tworzą terasy „zalewowe" 2—4 m wysokie.

Profil czwartorzędowy w Łękach Dolnych koło Pilzna.

W czasie przeprowadzenia badań geologicznych, których wyniki podałem wyżej, w Łękach Dolnych koło Pilzna, w ciemno-szarych iłach piaszczystych pod warstwami piasku odkryłem florę czwartorzędową. Podejrzewając, że chodzi tu o interglacjał pobrałem próbkę wspomnianego iłu, celem oddania do zbadania WP. prof. Wł. Szaferowi. Już po pobieżnym przeglądnięciu okazało się, iż flora badana pochodzi rzeczywiście z interglacjału. Wobec dużego zainteresowania jakie odkryta flora wzbudziła u prof. Wł. Szafera, miałem możność odbyć dwie dodatkowe wycieczki do Łęk Dolnych, pierwszą z dr Br. Jaroniem, drugą z profesorami J. Nowakiem i Wł. Szaferem, oraz dr Br. Jaroniem. Wycieczki te doprowadziły dzięki sztucznemu powiększeniu odsłonięcia i wykonaniu wiercenia do odsłonięcia ciekawego profilu czwartorzędowego.

Odsłonięcie opisywane (Fig. 1 i 2) znajduje się na południowych zboczach wzgórza Zdół (305,6 m), w potoczku na SO od koty 291 m, około 600 m na północ od drogi powiatowej Pilzno—Łęki—Tarnów. Położone jest ono już w obrębie

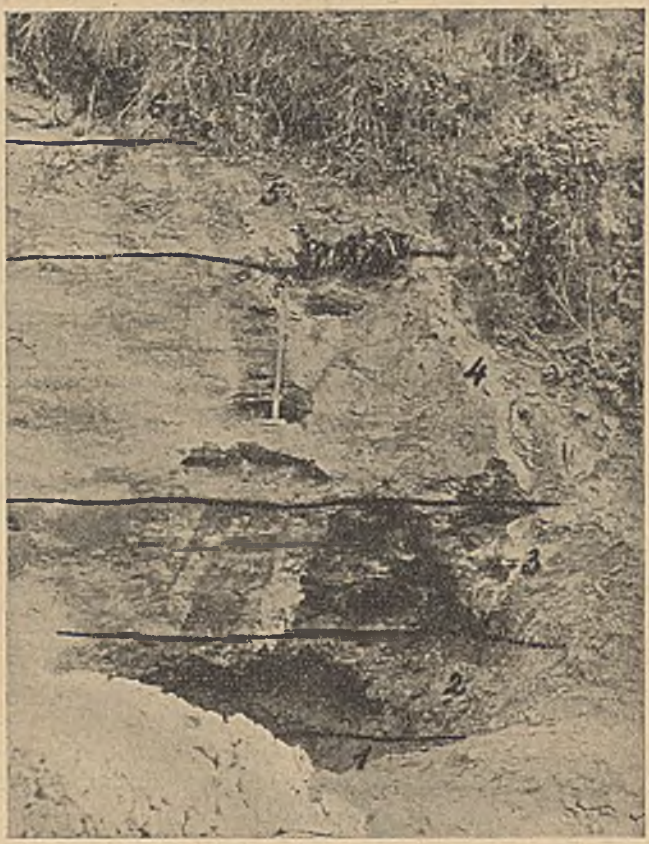


Fig. 1. Profil pleistocenu w Łękach Dolnych koło Pilzna. Objaśnienie w tekście. — Profil des Pleistozäns in Łęki Dolne bei Pilzno. — Erläuterungen im Text.

rejonu fliszowego, na S od brzegu karpackiego, zaznaczonego przez występujące na wzgórzu Zdół pstre łupki i łupki menilitowe. Warstwy wspomniane osłonięte są cienką pokrywą zwietrzeliny, żwirowisk fluwioglacjalnych, względnie glin lessowatych (utwór lessowy). Parów w którym znajduje się omawiane odsłonięcie wcięty jest we wspomnianą czwarto-

rzędową pokrywę utworów fliszowych, skutkiem czego wgryzł się do głębokości z górą 5 m w występujące w nim piaski.

Załączony rysunek (fig. 2) daje obraz omawianego profilu. Występują w nim następujące utwory oznaczone liczbami arabskimi.

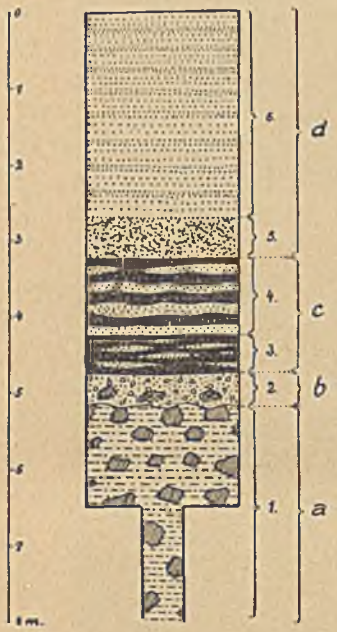


Fig. 2.
Profil pleistocenu w Łękach Dolnych koło Pilzna. — Objaśnienia w tekście. — *a*, *b* zlodowacenie krakowskie, *c* interglacjał Masovien I, *d* zlodowacenie warszawskie I.

Profil des Pleistozäns in Łęki Dolne bei Pilzno. — Erläuterungen im Text. — *a*, *b* Cracovien, *c* Interglazial Masovien I, *d* I. Warschauer-Vereisung.

6. 0—2,75 m Piaski jasno-żółtawe poziomo warstwowane, górą gliniaste,
5. 2,75—3,25 m Piaski żółtawe i rdzawe zochrowane,
4. 3,25—4,25 m Ciemno-szary ił piaszczysty, przewarstwiony nieregularnie uformowanymi warstwami piasku,
3. 4,25—4,75 m Brunatnawo-szary ił piaszczysty z florą i soczewkami piasku miąższości do 5 cm,
2. 4,75—5,15 m Gruboziarnisty piasek szaro-brunatnawy ze żwirami ze skał fliszowych, z nieznaczną przymieszką kwarców, kwarcytów, amfibolitów i granitów północnych, oraz gniazdami siwego iłu lodowcowego,

1. 5,15—6,50 m w wierceniu do 8 m	Il piaszczysty szary, lodowcowy z florą i odłamkami nieotoczonymi drobno-ziarnistych, szarych piaskowców eoceńskich z blaszkami białej miki, tudzież rogowców i łupków menilitowych.

Występujące w opisanym profilu utwory są dokumentami całego szeregu zdarzeń geologicznych. Szczegółowe posegregowanie tych zdarzeń, ich interpretacja i zestawienie chronologiczne, nastąpić może po ukończeniu szczegółowych badań botanicznych nad zebraną florą i wykonaniu analizy pyłkowej. Na podstawie spostrzeżeń geologicznych i dotychczasowych ogólnych informacyj o materiale florystycznym udzielonych mi przez prof. Wł. Szafera, za co Mu w tym miejscu, jak i za zorganizowanie specjalnych wycieczek w teren serdecznie dziękuję, nakreślić można następujący obraz stosunków.

Najstarszym utworem w omawianym profilu jest warstwa 1 (a), zawierająca zimną florę dryasową. Przy pomocy specjalnie wykonanego wykopu i próbnego wiercenia odkrytą została jej górna część na miąższości około 3 m. Przebicie tej warstwy w celu stwierdzenia całkowitej miąższości i rodzaju podkładu okazało się niemożliwym ze względu na ustawiczne zalewanie prowadzonych w tym celu robót przez wodę potoczka nad którym musiały być one wykonywane. Ze stosunków geologicznych w okolicy i z charakteru odsłoniętych w omawianym profilu osadów wynika, że warstwa 1 jest najstarszym utworem czwartorzędowym w tym rejonie i spoczywa bezpośrednio na utworach fliszowych. Charakterystyczną jej cechą jest brak materiału północnego w składających ją szaro-siwawych, silnie piaszczystych iłach, a występowanie drobnego miejscowego materiału karpackiego, mianowicie nieotoczonych piaskowców eoceńskich, oraz rogowców i łupków menilitowych, budujących górną część wzniesienia Zdół, którego grzbiet położony jest obecnie 30 do 40 m ponad wysokość opisywanego profilu. Ze szczątków organicznych zawartych w warstwie 1, na podstawie nieukończonych jeszcze badań w Instytucie Botanicznym U. J. wymienić należy *Dryas octopetala* i *Armeria sp.* Ponadto odkryto w tej warstwie dość obfitą faunę chrząszczy, opraco-

waną przez J. Makólskiego i St. Smreczyńskiego. Wyniki tych badań zawarte są w drukującej się już specjalnej rozprawie wymienionych autorów p. t. „Pleistoceńskie chrząszcze z Łęk Dolnych koło Pilzna". Uprzejmości doc. St. Smreczyńskiego zawdzięczam wiadomość, że stan zachowania wspomnianych szczątków chrząszczy bardzo dobry (głowa zachowana z oboma pierwszymi członkami rożków), podobnie jak i stan rzeźb, a materiał nie wykazuje jakichkolwiek śladów porozgniatania. Ponieważ według informacji prof. Wł. Szafera i dr Br. Jaronia również i stan zachowania szczątków roślinnych jest dobry, przyjąć należy, iż warstwa 1 powstawała w warunkach zupełnego spokoju, tym bardziej, gdy weźmie się pod uwagę zawartą w niej dużą ilość ziarn kwarcu, które w wypadku jakiegokolwiek nieco gwałtowniejszego zaburzenia w sedymentacji, lub wywartego na osad większego nacisku, musiałyby spowodować przynajmniej porysowanie chitynowych szczątków chrząszczy.

Znajdujące się w opisywanej warstwie szczątki roślinne są charakterystycznymi przedstawicielami roślinności tundrowej. Również i gatunki chrząszczy, których ułamki znaleziono wśród tych szczątków, jak poinformował mnie doc. St. Smreczyński stanowią formy charakterystyczne dla obszarów zimnych i wysokogórskich.

Przedstawione fakty wskazują, że mamy tu do czynienia z utworem z okresu zlodowacenia krakowskiego. Powstanie jego tłumaczę sobie następująco.

Rozczłonkowany w zewnętrznej swej strefie przez napotkane na swej drodze wybitniejsze karpackie wyniosłości lodowiec „krakowski", po osiągnięciu maksimum zasięgu w Karpatach, wyznaczonego przez najdalej na S wysunięte narzutniaki, przeszedł zwolna w okres recesji. Ponieważ tajał i cofał się nierównomiernie, uwolnił z pod swej przykrywy naprzód najwyższe zajmowane wzniesienia gdzie miąższość lodu była najmniejsza, a istniejące szczeliny przez zmniejszenie spoistości ułatwiały tajenie, następnie zaś południowe stoki wzniesień, na których wybitniej działała insolacja. Na miejscach uwolnionych z pod pokrywy lodowej, otoczonych jeszcze dokoła przez lody, na odmarzającym ma-

teriale skalnym pojawiła się typowa tundra z charakterystyczną zimną florą i fauną. Tundra ta przetrwała tak długo, dokąd ocieplenie się klimatu nie spowodowało całkowitego ustąpienia lądolodu z zajmowanego obszaru karpackiego i przedgórza, oraz wyparcia zimnej flory na północ w ślad za ustępującymi lodami.

Wypadek omawiany jest przykładem takiej wysepki, wcześniej z pokrywy lodowej uwolnionej. W jej obszarze tundra znajdowała się na eluwiach zasilanego wodami lodowcowymi niższego, istniejącego już w tym czasie, odcinka potoczka, we wcięciu którego znajduje się omawiany profil. Wskazuje na to charakter osadu warstwy 1 i obecność w tej warstwie drobnych i większych ułamków karpackiego materiału eoceńskiego przyniesionych z góry.

Nad opisaną warstwą występuje miąższa 40 cm w a r s t w a 2 złożona z grubo-ziarnistego piasku ze żwirami ze skał fliszowych i nieznaczną przymieszką materiału północnego, oraz gniazdami lodowcowego iłu. Osad ten jest ekwiwalentem żwirowisk i piasków fluwioglacjalnych przedgórza. Podobnie jak i tamte powstał w czasie recesji, w momencie gdy lodowiec „k r a k o w s k i“ po opuszczeniu obszaru Karpat fliszowych i cofnięciu się na Przedgórze, zatrzymał się na linii Zaczarnie—Borowa—Wielka Wola, zaznaczonej w terenie przez zachowane wały glin i nanosów morenowych. Wzdłuż powstałej w ten sposób rynny między czołem lodowca, a brzeżnymi wzniesieniami karpackimi spływały spiętrzające się wody lodowcowe, mieszając się u zwolnionych z tamującej barykady lodów odpływów z wodami karpackimi (Wisłoka). Wody powodowały przerobienie, a nawet i częściowe zniszczenie pozostawionego przez lądolód materiału morenowego, pokrywając cały obszar żwirowiskami i piaskami fluwioglacjalnymi.

Fakt występowania utworów fluwioglacjalnych przedgórza bezpośrednio na zachowanych płatach osadów i glin morenowych, a w opisywanym przekroju na nierównej, powyżeranej, ostro odcinającej się powierzchni warstwy 1 z tundrą, przy uwzględnieniu podniesionego już wyżej całkowitego braku materiału północnego w tej warstwie i innych dowodach, stanowi jeszcze jeden argument za przedstawio-

nym poglądem uważającym opisaną wyżej warstwę 1 za utwór z r e c e s j i, a nie transgresji lodowca.

W jaki sposób żwiry fluwioglacjalne warstwy 2 dostały się poza morfologiczny próg karpacki wyjaśnia przedstawione na mapie rozpołożenie żwirów fluwioglacjalnych. Wynika z niego, że spiętrzające się w okresie letnim wody przelewały się przez niżej położone partie brzegu karpackiego, dzięki czemu po częściowym zniszczeniu i powygryzaniu w profilu omawianym warstwy z tundrą, pozostawiły nieznaczną część żwirowisk i piasków nawet na S od brzeżnych wzniesień karpackich.

Nad zaliczonymi do okresu recesji lodowca osadami *b* (warstwa 2), występuje seria warstw złożona z przewarstwionych soczewkami i warstwami piasku, ciemno-szarych iłów zawierających florę (w a r s t w y 3 i 4). Flora ta, stosownie do opinii prof. W ł. S z a f e r a i dr B r. J a r o n i a, wskazuje na ocieplenie się klimatu, a reprezentowaną jest przez grab, jodłę i buka. Na podstawie spostrzeżeń terenowych, warstwy 3 i 4, oznaczone w profilu sygnaturą *c*, zaliczam do i n t e r g l a c j a ł u M a s o v i e n I. Ostateczne potwierdzenie tego poglądu nastąpić może dopiero po ukończeniu szczegółowych badań florystycznych.

Seria warstwowanych piasków (*d*), obejmująca dołem piaski zochrowane (5), kończy opisywany profil czwartorzędu. Określenie wieku tych piasków przedstawia pewne trudności. Ze spostrzeżeń terenowych wynika, że leżą one pod glinami lessowymi, które w zbadanym obszarze zaliczam do II. z l o d o w a c e n i a w a r s z a w s k i e g o. Z tego więc względu uważać możnaby je było za utwór powstały podczas okresu wzmożonej akumulacji w czasie I. z l o d o w a c e n i a w a r s z a w s k i e g o. Okoliczność tę ustalić mogłaby tylko analiza pyłkowa w wypadku stwierdzenia oziębienia się klimatu w stropowej części niżej leżących warstw interglacjału.

Holocen.

Wprowadzono tu następujące wydzielenia:

1) T e r a s y n a j n i ż s z e do 2 m wysokości, występują nad potokiem skrzyszowskim, nad Strusiną, nad poto-

kami Łęk, Chotowej i Czarnej, a w okolicy Dębicy nad potokiem latoszyńskim, tudzież nad Wisłoką. Materiał tych teras zależnym jest od budowy geologicznej obszaru przez jaki dany potok przepływa. Karpacki materiał posiada terasa potoku latoszyńskiego, podczas gdy materiał teras potoku np. chotowskiego czy Czarnej jest wyłącznie piaszczystym.

2) Torfowiska znaleziono w kilku punktach w okolicy Woli Pogórskiej, na O od Wałków i SO od Żdżar.

3) Mokradła wydzielono ze względu na to, iż wskazują one obszary płytkiego występowania warstw nieprzepuszczających, którymi w obszarze omawianym są gliny morenowe, względnie utwory mioceńskie.

4) Aluwium stanowią obecne nanosy, występujące w korytach rzek względnie potoków.

Kraków, Zakład Geologiczny U. J.

Literatura cytowana. — Bibliographie.

1. 1883. J. Niedźwiedzki: „Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni". I. „Kosmos", Lwów.
2. 1883. V. Uhlig: „Reisebericht aus Westgalizien. I. Die Vorkarpathen südlich von den Städtchen Pilzno und Tarnów". Verhandl. d. Geolog. Reichsanstalt. Wien.
3. 1883. V. Uhlig: „Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen". Jahrbuch d. Geolog. Reichsanst. Wien.
4. 1884. J. Niedźwiedzki: „Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni". II. „Kosmos". Lwów.
5. 1885. V. Hilber: „Die Randtheile der Karpathen bei Dębica, Ropczyce und Łańcut". Jahrb. d. Geolog. Reichsanst. Wien.
6. 1888. V. Uhlig: „Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen". Jahrb. d. Geolog. Reichsanst. Wien.
7. 1890. J. Niedźwiedzki: „Miocen podkarpacki przy Dunajcu". „Kosmos". Lwów.
8. 1903. W. Friedberg: „Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do Zeszytu 16". Pol. Akademia Umiej. Kraków.
9. 1903. J. Grzybowski: „Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do Zeszytu 14". Pol. Akad. Umiej. Kraków.
10. 1903. A. M. Łomnicki: „Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do Zeszytu 15". Pol. Akademia Umiej. Kraków.
11. 1905. W. Friedberg: „Młodszy miocen Galicji zachodniej i jego fauna". Sprawozd. Komisji Fizjograf. Pol. Akad. Umiej. Kraków.

12. 1907. V. Uhlig: „Über die Tektonik der Karpathen". Sitzungsber. d. Akad. d. Wissenschaften in Wien.
13. 1911. T. Dyduch: „Geologia Tarnowa i jego okolicy". Tarnów.
14. 1912. W. Friedberg: „Utwory mioceńskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski". „Kosmos". Lwów.
15. 1922. G. Bukowski: „Kilka uwag o tektonice pasa mioceńskiego w Bochni". Sprawozd. Państw. Instyt. Geolog. Warszawa.
16. 1927. J. Nowak: „Zarys tektoniki Polski". II. Zjazd Słow. Geogr. i Etnogr. w Polsce 1927. Kraków.
17. 1928. Wł. Szafer: „Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej". Rocznik Pol. Tow. Geolog. Kraków.
18. 1929. J. Nowak: „Die Geologie der polnischen Oelfelder". Stuttgart.
19. 1932. G. Bukowski: „Objaśnienie szczegółowej mapy geologicznej strefy podkarpackiej w okolicach Bochni". Sprawozd. P. I. G. Warszawa.
20. 1932. K. Konior: „Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na arkuszu Przemyśl". Pos. Nauk. Państw. Inst. Geolog. Warszawa.
21. 1933. W. Friedberg: „Przyczynki do znajomości miocenu Polski". Rocznik Pol. Tow. Geolog. Kraków.
22. 1933. K. Konior: „Z badań geologicznych w Karpatach środkowych między Gorlicami a Sanokiem". Rocznik Pol. Tow. Geolog. Kraków.
23. 1933. Wł. Szafer: „Flora pleistoceńska w Jarosławiu". Rocznik Pol. Tow. Geol. Kraków.
24. 1934. K. Konior: „Über die Geologie der Umgebung von Przemyśl". Bull. Inter. de l'Acad. Pol. des Sciences et des Lettres. Cracovie.

Zusammenfassung.

Das untersuchte Gebiet ist im Norden von den autochthonen Miozänablagerungen gebildet, im Süden dagegen von den karpatischen Flyschmassen, die auf das Miozän aufgeschoben sind.

Die miozänen Ablagerungen sind aus drei Abteilungen zusammengesetzt: 1) Chodenicer-Schichten, die das untere Torton vertreten und in der Gegend von Latoszyn bei Dębica als gipsführende Schichten entblösst sind; 2) Grabowiecer- und 3) Krakowiecer-Schichten, die zum oberen Torton gehören.

Die Schubmassen des Karpatenrandes bestehen aus den Kreide- und Eozän-Sedimenten. Die Kreideablagerungen ge-

hören zu der Inoceramen- und der Schlesischen Fazies. Die erste ist als Inoceramen-Schichten entwickelt. Sie bilden den Karpatenrand in der Gegend von Tarnów und Dębica, wo sie unmittelbar auf die Miozänablagerungen überschoben sind. Diese Schichten wurden wie bei Przemyśl [20, 24] in zwei Horizonte getrennt. Der untere Horizont ist mergelig, enthält Mergel und Mergelschiefer mit dünnen Sandsteineinlagerungen und Strambergerkalkblöcken in der Umgebung von Dębica. Der obere Horizont ist dagegen sandig und besteht aus dünnbankigen, grauen Sandsteinen mit untergeordneten Schiefereinlagerungen. Die Kreideschichten der Schlesischen Fazies sind nur in einem Punkte in der Gegend von Szynwałd entblösst, als graue und schwarze Schiefer mit Bänken der feinkörnigen, hellgrauen Sandsteine. Diese Sedimente muss man zu dem Komplex der Czarnorzeki-Istebna-Schichten einreihen. Das Eozän, welches den Karpatenrand bei Pilzno bildet, ist als bunte Schiefer mit dünnen Hieroglyphensandstein-Einlagen und als Menilitschiefer mit Hornsteinen und hellen Mergeln an der Basis vertreten.

Sowohl auf den Flyschablagerungen wie auf dem Miozän liegen die Quartärbildungen. Die Mächtigkeit der Quartärdecke wechselt von einigen bis fünfzig Meter, wenn die Angaben über die Tiefbohrung des „Polmin" in Żdżary (Wałki) genau sind.

Die Moränenbildungen stellen die ältesten Glieder des Quartärs dar. Zu diesen gehören Geschiebelehme und Sande der ältesten Vereisung (Cracovien-Vereisung nach Wł. Szafer [17]. Diese Gebilde sind in der Gegend von Rzędzin, Pogórska Wola, Machowa und Czarna entblösst. Da sie fast überall von fluvioglazialen Schottern und Sanden bedeckt sind, treten sie nur in den tieferen Einschnitten zutage. Die Moränen ruhen unmittelbar auf den Miozänsedimenten des karpatischen Vorlandes, was die Beobachtungen in Rzędzin feststellen.

Zu den Moränenbildungen der genannten Vereisung gehören ebenso die erratischen Blöcke, die in grosser Menge in dem untersuchten Teile des karpatischen Vorlandes hervortreten. Die grösseren von ihnen sind auf der beigefügten Karte eingezeichnet.

Auf den Moränen ruhen die Ablagerungen aus der Zeit der Regression der ältesten Vereisung. Sie sind als fluvioglaziale Schotter und Sande entwickelt. Die Mächtigkeit dieser Bildungen wechselt. Wo die aufgestauten Schmelzgewässer die Vernichtung der Moränensedimente verursacht haben, wurden die fluvioglazialen Gebilde den miozänen Tonen aufgeschüttet und haben dadurch alle morphologischen Unebenheiten ausgeglichen. Fluvioglaziale Schotter und Sande verhüllen den ganzen bearbeiteten Teil des karpatischen Vorlandes und treten in der aufgenommenen Partie des Karpatenrandes im Grunde der tieferen Täler in der Umgebung von Skrzyszów, Łękawica und Szynwald hervor.

Zu den Bildungen aus der Zeit der Regression der ältesten Vereisung gehören auch die ausschliesslich karpatischen Schotter des Kegels von Latoszyn und die beiden ältesten Schichten des in Łęki Dolne bei Pilzno entblössten Durchschnittes, welcher gesondert beschrieben wird.

In dem südlichen Teile des besprochenen Terrains treten die lössartigen Bildungen hervor. Sie bedecken teilweise die fluvioglazialen Schotter und Sande des Vorlandes, und verhüllen die Flyschablagerungen in dem Gebiete des Karpatenrandes. Im oberen Teile dieser Bildungen kommt der typische Löss mit dünnen Sandlinsen, deren Mächtigkeit in der Regel einige cm beträgt, vor. Ausnahmsweise erreicht die Mächtigkeit der Sandlinsen 20 cm, wie am Kawenczyn-Bach in der Umgebung von Dębica. Die erwähnten Sandlinsen im Löss bilden eine Verzahnung mit den Dünen des Vorlandes. Unter dem typischen Löss treten oft die grauen und bräunlichen, überwiegend geschichteten Lehme zutage. Die Mächtigkeit dieser Lehme erreicht ungefähr 2 m. Sie verdanken ihre Entstehung einer äolischen Akkumulation im Wasserbereiche. Das Enstehen der Lössgebilde des besuchten Terrains bringe ich in Beziehung zu der jüngsten Vereisung (Varsovien II. nach Wł. Szafer [17].

Gleichzeitig entstanden in dem von fluvioglazialen Sanden bedeckten Gebiete des Vorlandes die grösseren von den bestehenden Dünen, und in den Tälern der Flüsse zwei

Horizonte der lehmig-sandigen Terrassen. Die Höhe dieser Terrassen erreicht 4—6 m.

Von besonderer Wichtigkeit ist ein Profil des Quartärs in Łęki Dolne bei Pilzno, in welchem eine Tundra- und Interglazial-Flora, sowie eine kalte Käfer-Fauna entdeckt wurde.

In diesem Durchschnitte, der sich bereits im Bereiche der Flyschzone befindet, kann man folgende Zusammensetzung der Schichten beobachten (Fig. 1 und 2):

6.	0—2,75 m	Hellgelber, horizontal geschichteter, toniger Sand,
5.	2,75—3,25 m	Gelblicher und rostiger, ockrierter Sand,
4.	3,25—4,25 m	Dunkelgrauer, sandiger Ton mit unregelmässigen Einlagen von Sandschichten,
3.	4,25—4,75 m	Bräunlichgrauer, sandiger, florahaltiger Ton mit Sandlinsen bis zu 5 cm Mächtigkeit,
2.	4,75—5,15 m	Grobkörniger, graubräunlicher Sand mit Flyschschotter und mit einer geringen Beimischung von Quarz, Quarziten, Amphiboliten und Graniten nördlichen Ursprungs, sowie mit Nestern eines grauen Gletschertons,
1.	5,15—6,50 m in der Bohrung bis 8 m	Sandiger, grauer Gletscherton mit Pflanzen und Bruchstücken von scharfkantigen, feinkörnigen, grauen eozänen Sandsteinen mit weissem Glimmer, sowie Hornsteinen und Menilitschiefern.

Die im Profil älteste Schicht 1 enthält eine kalte Dryasflora und die Reste von Käfern. Sie muss als eine Ablagerung der ältesten Vereisung (Cracovien nach Wł. Szafer [17]) betrachtet werden. Es ist dies ein an anderen Orten unbekanntes Gebilde aus der Anfangsperiode der Regression der Cracovien-Vereisung. Auf diese Erklärung weist das Fehlen eines nordischen Materials in ihrem sandig-tonigen Material hin, und das Vorhandensein von Karpatengestei-

nen, die den Rücken von Zdół bilden, der gegenwärtig um 30—40 m den beschriebenen Aufschluss überragt.

Nahe am Vorderrand des zergliederten, abschmelzenden Eises befand sich auf den Eluvien des schon zurzeit der Vereisung vorhandenen, hier beschriebenen Bächleins, eine Tundra mit *Dryas octopetala, Armeria sp.* und mit der kalten Fauna (Reste von Käfern). Deren vorteilhafte Lage und die Abgrenzung von dem Vorlande durch den morphologischen Rücken bewirkte die Verschonung der Ablagerungen mit den Tundraresten (Schicht 1) vor einer vernichtenden Tätigkeit der Gewässer bei der späteren, rasch fortschreitenden Regression der Vereisung. Diese Gewässertätigkeit bewirkte nur eine teilweise Zerstörung und Ausspülung der obersten Sedimente der Tundra und eine Ablagerung des mit 2 (*b*) bezeichneten Materials. Dank einem lokalen Überfliessen der Schmelzwässer wurde ausser den karpatischen Gesteinen auch eine Beimischung von nordischen Graniten und Amphiboliten eingeschwemmt.

Über den zur Regression gerechneten Ablagerungen 1 u. 2 (*a* und *b*), tritt eine Schichtenfolge von Tonen auf, die Linsen und Lagen von Sand, sowie Pflanzenreste enthält (3, 4). Diese Flora weist auf ein allmählich wärmeres Klima hin und ist durch Weissbuchen, Tannen und Buchen vertreten. Die mit 3 und 4 bezeichneten Ablagerungen zähle ich vorläufig auf Grund von Beobachtungen im Feld zum Interglazial Masovien I.

Die Bestimmung der als 5 und 6 (*d*) bezeichneten Sande stosst auf Schwierigkeiten. Sie liegen unter dem Löss, den ich hier zu der jüngsten Vereisung (II-te Warschauer Vereisung nach Wł. Szafer [17]) zähle. Die Ablagerungen 5 und 6 (*d*) könnten also während der intensiveren Akkumulation der I. Warschauer Vereisung entstanden sein.

Die Alluviumgebilde vervollständigen die Serie der Sedimente, welche das untersuchte Gebiet aufbauen. Zu diesen Ablagerungen gehören die auf der Karte abgesonderten: niedrigsten Terrassen, bis zu 2 m Höhe, die Moore, die Sümpfe und die gegenwärtigen Ablagerungen der Flüsse und der Ströme.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach

Erläuterungen zur geologischen Karte des karpatischen Vorlandes zwischen Tarnów und Dębica.

1. Alluvium 2. Sümpfe 3. Moore 4. Niedrigste Terrassen bis zu 2 m Höhe	Alluvium
5. Überschwemmungsterrassen, 2—4 m Höhe 6. Hochterassen, 6—8 m Höhe 7. Dünen 8. Lössbildungen	Varsovien II
9. Schotter des Kegels von Latoszyn 10. Fluvioglaziale Sande 11. Fluvioglaziale Schotter und Sande 12. Ansammlungen von erratischen Eruptivgesteinen 13. Ansammlungen von erratischen Sedimentgesteinen 14. Grössere erratische Eruptivgesteine 15. Grössere erratische Sedimentgesteine 16. Moräne unter den Sanden 17. Entblösste Moräne	Cracovien
18. Stramberger Kalkblöcke 19. Tiefbohrungen 20. Steinbrüche 21. Streichen der Schichten	
22. Krakowiecer-Tone 23. Grabowicer-Schichten 24. Chodenicer-Schichten (gipsführendes Torton)	Miozän
25. Menilitschiefer mit Hornsteinen an der Basis 26. Bunte Schiefer	Eozän
27. Czarnorzeki-Schichten 28. Inoceramen-Schichten (sandiger Horizont) 29. Inoceramen-Schichten (mergeliger Horizont).	Kreide

K. Tołwiński.

Problemat rezerw gazu ziemnego w Polsce.

(Le problème des réserves de gaz naturel en Pologne).

Sommaire traduit par St. Krajewski et A. Cailleux.

Wstęp.

Podobnie jak przed laty, nie zdawano sobie sprawy, że produkcja gazów ziemnych na kopalniach w Borysławiu posiada bardzo doniosłe znaczenie, i że wydajność otworów produkujących gaz ziemny może być bardzo znaczna i trwała, bo rozciągająca się na dziesiątki lat — tak również i w ostatnim już okresie nie ujmowano w ogóle należycie wartości pól gazowych w Polsce. A właśnie obok Borysławia w ostatnim dziesiątku lat rozwinęła się doskonale wielka gazowa kopalnia w Daszawie, już na Przedgórzu Karpat. Także i w Karpatach Zachodnich znaną była od przeszło 20-tu lat strefa gazowa na antyklinie potockiej; nie doceniano jednak jej znaczenia; ujemny zaś wynik niektórych otworów był powodem mylnej opinii, że strefa ta nie posiada większej wartości. Dopiero odkrycie złoża gazowego w Roztokach uwydatniło w całej pełni ekonomiczną wagę tego gazowego rejonu.

Cyfry dotyczące ogólnej produkcji gazów ziemnych, jakimi dysponujemy dotąd, przedstawiają się bardzo przekonywująco. Mianowicie sam Borysław wyprodukował za lata 1916—1935 przeszło 5,185 milionów m^3 gazu. Można przyjąć z wielkim prawdopodobieństwem, że w okresie od początku istnienia kopalń borysławskich do roku 1916 produkcja gazowa wyniosła co najmniej drugie tyle t. j., że cały Borysław wydał do ostatnich czasów w sumie przeszło 10 miliardów m^3 gazu ziemnego. Produkcja antykliny potockiej łącznie z Roztokami wyniosła za lata 1927—1936 przeszło 1,116 milionów m^3; biorąc jednak pod uwagę, że i tu również wielkie ilości gazu początkowo uchodziły w powietrze, możemy przy-

jąć bez przesady, że cała antyklina potocka wydała od początku przeszło 2 miliardy m^3 gazu. Jedna kopalnia w Roztokach wyprodukowała za lata 1931—1935 około 100 milionów m^3 gazu. Wreszcie bardzo poważnie przedstawia się produkcja na kopalniach daszawskich, które za lata 1924—1935 wydały przeszło 1,052 miliony m^3 gazu.

Jak cyfry wyżej przytoczone, tak również i geologiczne warunki występowania gazów ziemnych w Polsce świadczą, że złoża gazowe posiadają u nas bardzo doniosłe znaczenie i że na problemat ten należy zwrócić szczególną uwagę ze względów gospodarczych.

Geologiczny charakter złóż gazowych.

Trzy wielkie rejony gazowe jakie dotąd zaznaczyły się w Polsce, mianowicie Borysław, antyklina potocka i Daszawa, znajdują się w bardzo odmiennych warunkach geologicznych. Dwa pierwsze rejony należą do Karpat, przy czym Borysław tworzy typ specjalny, gdzie złoża naftowe i gazowe występują razem w obrębie elementu wgłębnego, czyli t. zw. skiby borysławskiej na szerokiej stosunkowo przestrzeni jej południowego skrzydła. Antyklina potocka tworzy wąskie wypiętrzenie w obrębie Centralnej Depresji karpackiej na jej zachodniej kulminacji. Wreszcie rejon daszawski położony jest na Przedgórzu, a w szczególności w jego strefie północnej. Złoża gazowe mieszczą się tu w piaskach i piaskowcach najmłodszej formacji Przedgórza, t. j. w górnym tortonie względnie sarmacie. Gazonośna strefa daszawska graniczy od strony południowej ze strefą fałdów diapirowych, pozostając prawdopodobnie częściowo pod tektonicznym wpływem tej ostatniej.

Karpackie złoża gazowe.

Borysław.

Budowa geologiczna Borysławia została już dokładnie poznana i opisana w latach ostatnich w różnych publikacjach specjalnych; dlatego zagadnieniem tym nie będziemy tu zajmowali się bliżej [1]).

[1]) Nowy Atlas Geologiczny Borysławia 1929—1930. Kopalnie nafty i gazów ziemnych w Polsce. Borysław, Część 1 Geologia, Część 2 Statystyka. 1934.

Wgłębny fałd borysławski będący zbiornikiem ropy naftowej i gazów ziemnych tworzy wielką bryłę o stosunkowo regularnym przebiegu. Jednakowoż bryła ta zawdzięcza swoje pochodzenie potężnym siłom tektonicznym, w szczególności ciśnieniu, które działało od południowego zachodu ku północnemu wschodowi. Na skutek tych przyczyn wgłębny element borysławski uległ nieznacznym drugorzędnym sfałdowaniom, przy czym zaznaczyły się tu wielkie dyslokacje przeważnie o charakterze poprzecznym. Na skutek tych dyslokacyj różne części skiby borysławskiej zostały poprzesuwane tak, iż nie harmonizują ze sobą w kierunku podłużnym. Skomplikowane więc procesy tektoniczne, które miały tu miejsce, były powodem, że jedno i to samo złoże odznacza się niejednolitymi cechami na różnych częściach pola borysławskiego. N. p. piaskowiec borysławski, który jest jednym z największych złóż naftowo-gazowych całego rejonu posiada różną bardzo wydajność ropy naftowej i gazu ziemnego na poszczególnych otworach. W niektórych wypadkach obok bardzo wielkiej produkcji istnieją szyby niemal zupełnie suche. Przyczynia się tu także i zmienna porowatość oraz przepuszczalność samego piaskowca.

Różnice produktywności poszczególnych otworów z piaskowca borysławskiego potęgują się jeszcze więcej, gdy przejdziemy do złóż głębszych, gdzie miąższość piaskowców roponośnych jest mniejsza, lub też gdzie ich układ jest jeszcze mniej regularny, jak to np. ma miejsce w piaskowcu jamneńskim.

Jak zaznaczyliśmy złoża ropy naftowej i gazu ziemnego występują w złożach borysławskich równorzędnie; w niektórych jedynie wypadkach napotykane są tu skupienia gazów ziemnych bez ropy. Takie wypadki znane są przeważnie w obrębie łupków menilitowych południowego skrzydła fałdu borysławskiego.

Na tabeli 1 znajdujemy dane statystyczne ilustrujące produkcję kopalń borysławskich za lata 1916—1935. W początkowych więc latach wymienionego okresu Borysław produkował przeszło 300 milionów m^3 gazu, wówczas gdy za rok 1935 wydajność jego wyniosła już tylko 137 milionów m^3 gazu. Wszelkie dane świadczą tu, że wydajność otworów ga-

zowych bardzo się zmniejszyła wynosząc ostatnio przeciętnie ok. 0,4 m³/min.

Tabl. 1.

Produkcja gazu ziemnego w Polsce za lata 1916—1935 (w tysiącach m³).

Lata	Borysław	okr. Drohobycz z wyj. Borysławia	okr. Jasło	okr. Stanisławów	Razem
1916	352,000				352,000
1917	347,000				347,000
1918	336,000				336,000
1919	285,000	486	7,593	3,749	296,828
1920	282,000	3,810	172,420	9,090	467,320
1921	274,000	4,900	100,074	25,436	404,489
1922	283,000	5,000	88,000	26,000	402,685
1923	280,000	6,149	77,052	26,850	390,051
1924	250,000	47,335	70,000	75,114	442,845
1925	276,000	55,084	63,740	142,258	537,082
1926	285,612	59,067	57,946	78,697	481,322
1927	271,213	60,733	45,537	76,117	453,600
1928	277,232	76,083	44,054	62,162	459,531
1929	276,235	99,306	49,135	42,007	466,683
1930	242,612	120,034	75,432	48,428	486,506
1931	211,763	127,549	86,719	47,792	473,823
1932	186,764	115,811	86,347	48,008	436,930
1933	176,972	142,978	97,664	44,597	462,211
1934	154,516	149,722	121,083	43,633	468,954
1935	137,390	168,507	136,476	43,036	485,409
Razem	5,185,309	1,242,554	1,379,272	842,974	8,651,269

Z wykresu podanego na fig. 1 widocznym jest, że krzywa produkcji gazu ziemnego rejonu borysławskiego zaczynając od roku 1929 stale się obniża. Wprawdzie przebieg jej posiada taki charakter, że jeszcze w latach najbliższych można liczyć tu na uzyskanie znacznej ilości gazu ziemnego, jednakowoż należy zdawać sobie sprawę, że rejon borysławski nie może już być poważnie brany w rachubę, jeżeli chodzi o rezerwy gazowe. Sposób eksploatacji gazów ziemnych stosowany w latach ostatnich jeszcze bardziej uwydatnia ten mo-

ment. Mianowicie wobec braku ciśnienia złożowego gazy pobierane są przy pomocy ekshaustorów przy zastosowaniu próżni wynoszącej do ok. 500 mm słupa rtęci. Wprawdzie na terenach borysławskich istnieje jeszcze dość dużo wolnej przestrzeni dla wywiercenia otworów nowych, ale z doświadczeń dotychczasowych wynika, że ciśnienia w złożach bitumicznych obniżyły się tu w wielkim bardzo promieniu, a więc nowo-dowiercane otwory będą w stanie zaledwie zahamować zbyt gwałtowny spadek krzywej produkcji gazów ziemnych całego rejonu borysławskiego.

W Borysławiu stoimy raczej wobec zagadnienia regeneracji ciśnienia, przynajmniej w niektórych złożach ważniejszych, jak np. piaskowcu borysławskim, przy pomocy wtłaczania tu powietrza względnie gazu ziemnego pod ciśnieniem.

Jeżeli więc chodzi o rezerwy dotyczące gazów ziemnych należy zwrócić się do innych obszarów znajdujących się w Karpatach lub poza ich granicami.

Antyklina potocka.

Pomiędzy Krosnem a Jasłem w obrębie Centralnej Depresji Karpackiej przebiega antyklina, nazwana antykliną potocką, o bardzo swoistej budowie geologicznej. Na tej antyklinie napotykamy na jej kulminacji jądro eoceńskie na znacznej przestrzeni ok. 20 km pomiędzy Krościenkiem a Sądkową. Na obydwu zaś krańcach wschodnim i zachodnim występują w jądrze antykliny łupki menilitowe; na krańcu zachodnim w Roztokach łupki menilitowe zanurzają się w kierunku zachodnim pod piaskowce krośnieńskie, które występują dalej na całej przestrzeni aż do Sobniowa gdzie oś antykliny gwałtownie się obniża [1]).

Na powierzchni, w jądrowej partii antykliny, a w szczególności w jej części zachodniej warstwy są spiętrzone niekiedy zupełnie pionowo. W głębi jednak stwierdzono tu bardziej spokojny przebieg pokładów.

Antyklina potocka eksploatowana jest dotąd na przestrzeni ok. 20 km. Rozwinęły się tu najpierw kopalnie naftowe w okolicy Krosna, a w szczególności w Potoku, gdzie

[1]) J. Obtułowicz. Antyklina potocka. Geol. i Stat. Naftowa Polski. Zesz. 2 i 3. 1932, z mapą geologiczną 1:35.000.

PRODUKCJA GAZU ZIEMNEGO w POLSCE

PRODUCTION DU GAZ NATUREL EN POLOGNE

1916—1935

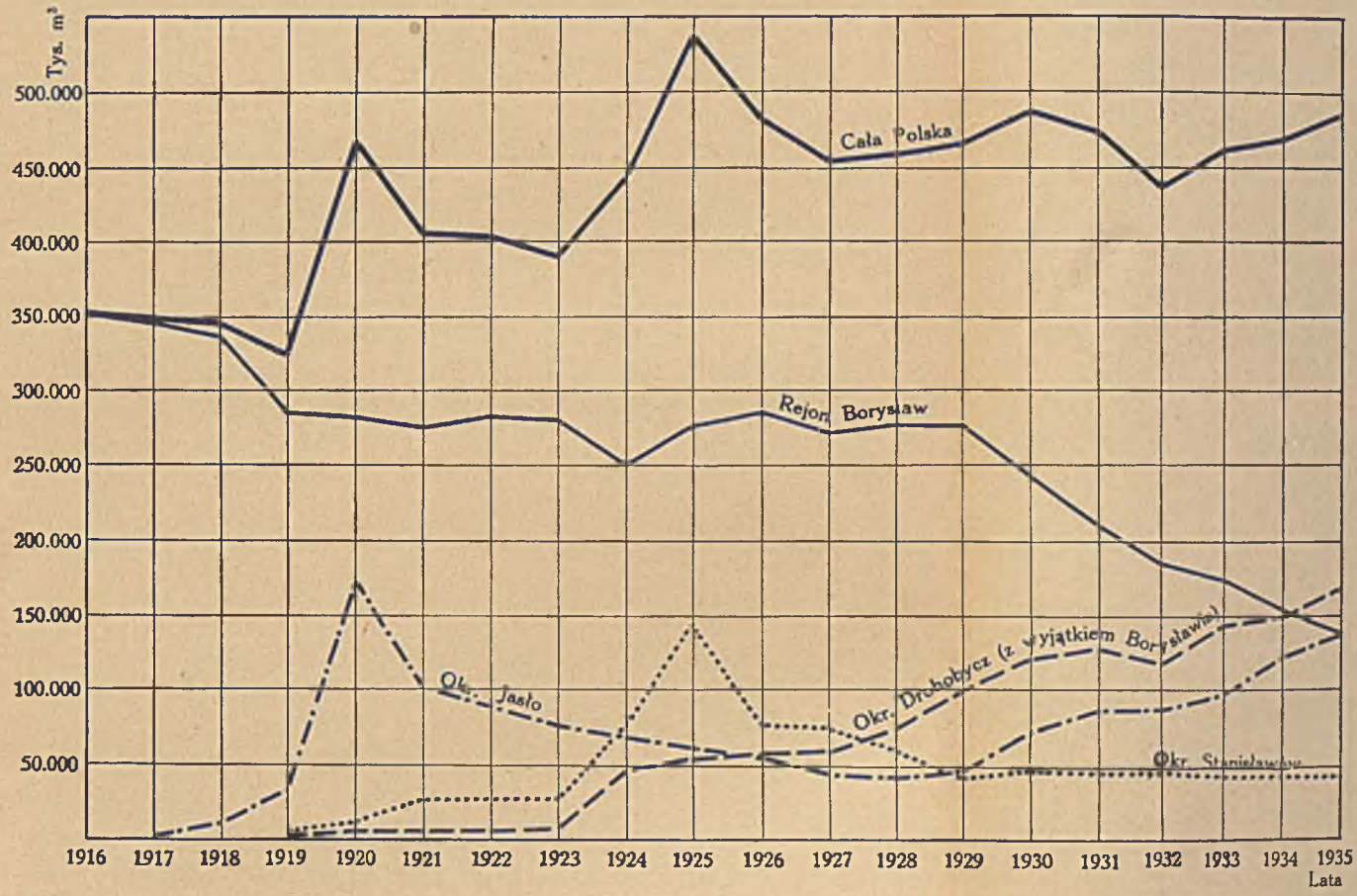


Fig. 1.

eksploatacja otworów naftowych trwa już od kilkudziesięciu lat. Dopiero jednak w r. 1912 został dowiercony I-szy otwór gazowy w Białkówce z wielką produkcją gazu ziemnego. Następne otwory dowiercone zostały w r. 1916. Początkowo jednak gazów tych nie umiano spożytkować tak, iż przez szereg lat uchodziły one w powietrze. Był to osobliwy widok, jak np. otworu w Winnicy, gdzie ogromny słup gazu ziemnego pod

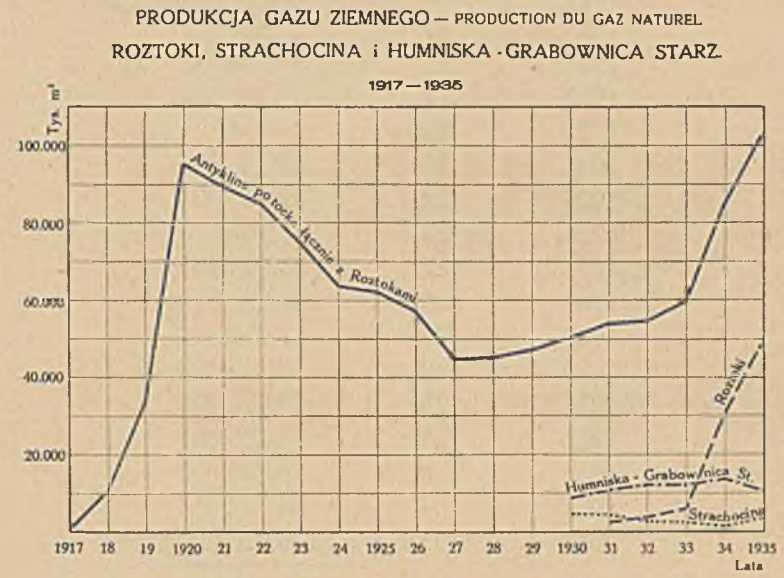


Fig. 2.

wielkim ciśnieniem wydobywał się nieprzerwanie z otworu w ilości paruset metrów sześciennych na minutę. Można sobie wyobrazić, jakie olbrzymie spustoszenie w złożach gazowych spowodował podobny stan rzeczy.

Niżej załączona tabela 2 podaje wykaz produkcji wszystkich gazowych kopalń na antyklinie potockiej od r. 1917—1935. Za okres powyższy wyprodukowano 1,116 mil. m³. Produkcja gazu ziemnego zaczynając od r. 1927 stale wzrasta na skutek rozwijającej się nowej kopalni w Roztokach. Przebieg produkcji gazowej na antyklinie potockiej ilustruje również wykres na fig. 2.

Tabl. 2.

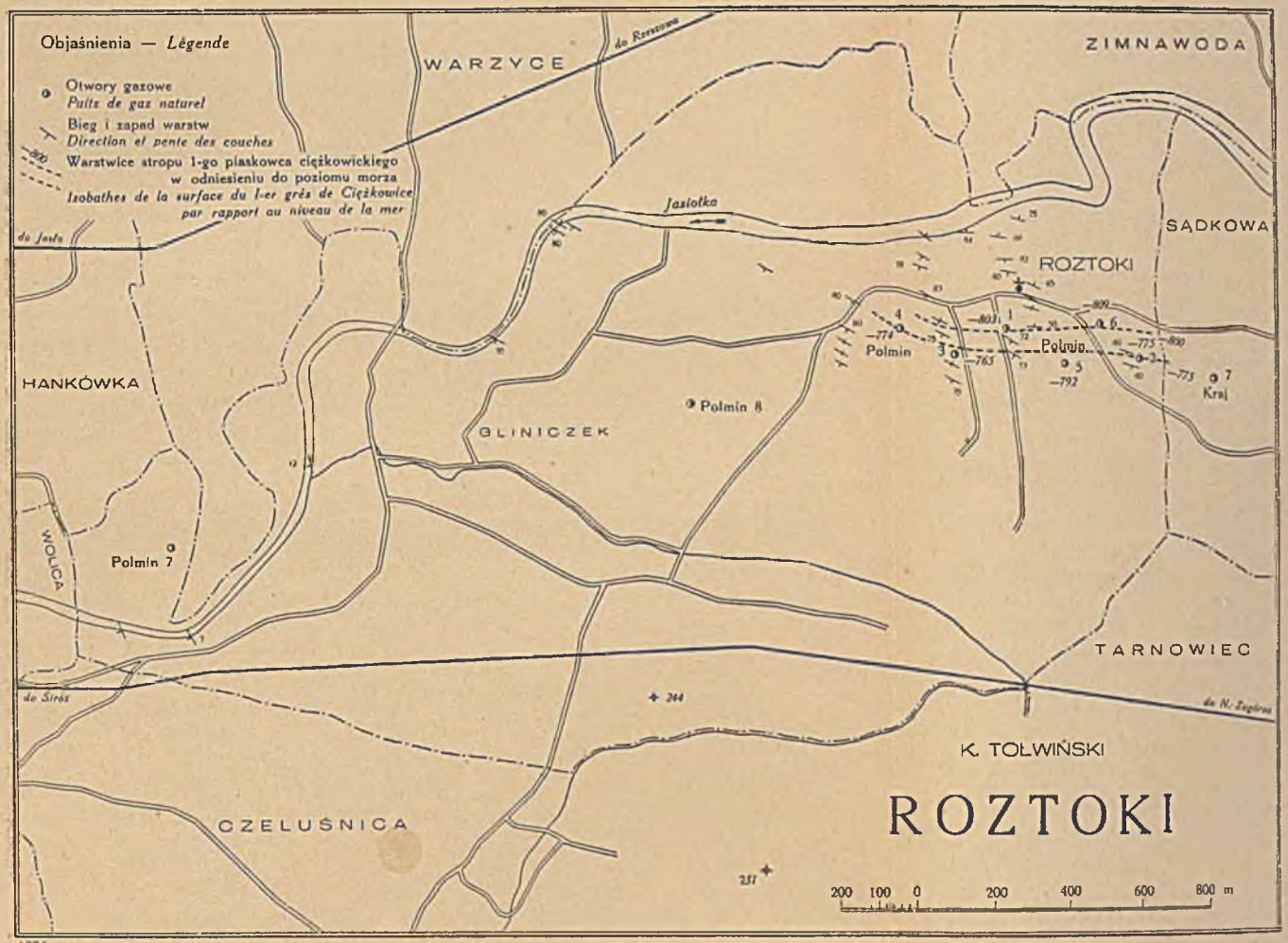
Produkcja gazu ziemnego w gminach Roztoki, Sądkowa, Dobrucowa, Białkówka, Brzezówka, Męcinka i Jaszczew.

	ilość otworów	m³
1917	1	661,188
1918	1	10,800,831
1919	5	33,853,899
1920	5	95,326,611
1921	7	89,434,554
1922	11	85,297,351
1923	15	74,854,824
1924	16	63,532,785
1925	20	62,009,094
1926	24	57,399,610
1927	27	44,643,105
1928	26	44,982,316
1929	25	47,212,315
1930	22	50,475,027
1931	23	53,976,000
1932	23	54,426,000
1933	30	59,820,000
1934	34	84,722.000
1935	39	102,976,000
		1,116,403,510

Złoża ropy naftowej i gazów ziemnych mieszczą się w jądrze antykliny potockiej, a w szczególności w eoceńskich piaskowcach ciężkowickich jak również i w głębszych piaskowcach kredowych.

Kopalnia Polminu w Roztokach.

Świetne wyniki osiągnięte pierwszymi otworami gazowymi w Winnicy i Męcince nie były należycie wykorzystane, albowiem produkcja gazu ziemnego od roku 1920 zaczęła spadać, zmniejszając się w tym okresie z 95 mil. z roku 1920 do 44 mil. w r. 1927. Dopiero w r. 1931 dowiercono I-szy otwór gazowy w Roztokach, który miał swoją bardzo szczególną


Objaśnienia — Légende
Otwory gazowe
Puits de gaz naturel
Bieg i zapad warstw
Direction et pente des couches
Warstwice stropu 1-go piaskowca ciężkowickiego w odniesieniu do poziomu morza
Isobathes de la surface du I-er grès de Ciężkowice par rapport au niveau de la mer
WARZYCE
do Rzepowa
ZIMNAWODA
Jasiołka
do Jasła
SĄDKOWA
ROZTOKI
HANKÓWKA
Polmin 8
GLINICZEK
Polmin
Polmin
Kraj
WOLICA
Polmin 7
TARNOWIEC
do Sirés
do N. Żagórza
244
K. TOŁWIŃSKI
ROZTOKI
CZELUŚNICA
251
200 100 0 200 400 600 800 m

1936

Fig. 3.

historię [1]). Mianowicie otwór ten założony jeszcze w roku 1920 przez Spółkę, Polski Przemysł Naftowy nie został zakończony; wiercenie przerwano tu w głęb. ok. 600 m, po czym otwór blisko 10 lat pozostawał w stanie zaniechanym. Dopiero Polmin podjął na nowo roboty i po pogłębieniu powyższego otworu w r. 1931 do głęb. 1043 m uzyskał tu bardzo znaczną produkcję gazu ziemnego pod ciśnieniem ok. 115 atm. Złoże gazowe występuje tu w obrębie pierwszego piaskowca ciężkowickiego pod czerwonymi łupkami.

Od r. 1931 wywiercono na wschodniej partii kopalni w Roztokach 6 otworów produktywnych, które wszystkie bez wyjątku dały bardzo dobre wyniki. Produktywny piaskowiec ciężkowicki stwierdzono tu w analogicznej sytuacji jak i na otworze Nr. 1 w głęb. od ok. 1000—1046 m. Na wszystkich otworach zaznaczało się również wysokie ciśnienie, ponad 100 atm. Na załączonej tabeli 3 przytoczono dane statystyczne dotyczące produkcji kopalni w Roztokach za lata 1931—1935. Kopalnia Roztocka wyprodukowała dotąd w sumie przeszło 96 mil. m³ gazu. Produkcja za r. 1935 wynosi blisko 50 mil. m³ z tendencją wzrastającą. Na wykresach fig. 2 widać wyraźnie, że produkcja kopalni w Roztokach w ostatnich latach wpłynęła decydująco na zachowanie się produkcji całej antykliny potockiej.

Tabl. 3.

Produkcja gazu ziem. kop. w Roztokach 1931—1935.

Rok	Ilość otworów w eksploatacji	m³
1931	1	2,327.499
1932	2	3,728.495
1933	3	5,783.914
1934	4	35,032.863
1935	6	49,654.282
	Razem	96,527.053

W roku ostatnim na kopalni w Roztokach zaszedł również szczególny wypadek, który podniósł jeszcze bardziej

[1]) K. Tołwiński. Roztoki. Geol. i Stat. Naft. Polski. Zesz. 7, 1932.

znaczenie złóż gazowych tu napotykanych. Mianowicie został w tym czasie dowiercony otwór Polminu Nr. 7 położony w odległości ok. 2 km na zachód od grupy otworów poprzednio dowierconych. Na otworze Nr. 7 napotkano również wy-

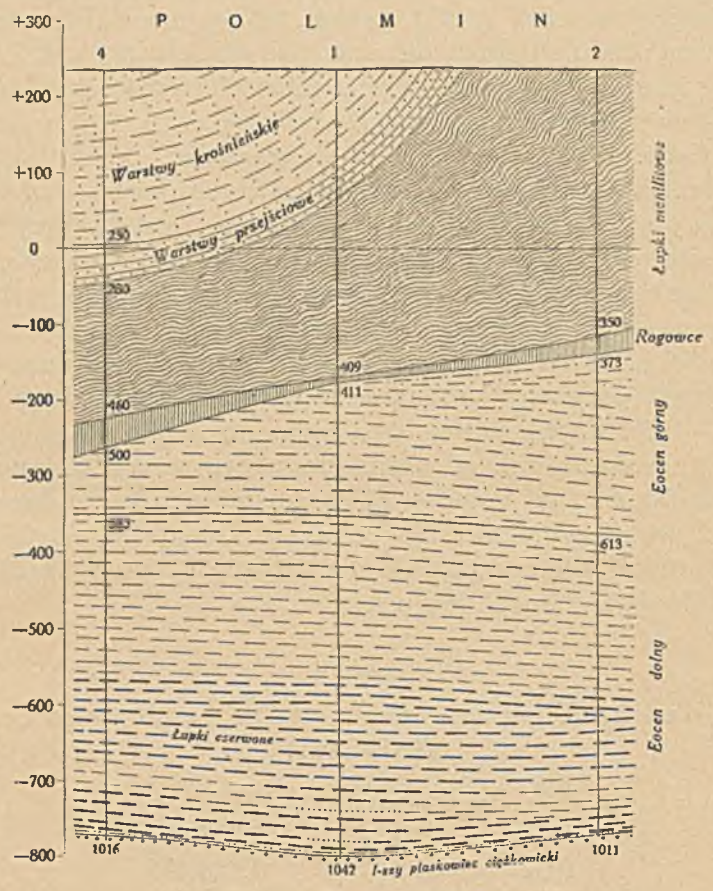


Fig. 4.

bitne złoże gazowe w pierwszym piaskowcu ciężkowickim w głęb. 1300 m. Ciśnienie w otworze na zamkniętej głowicy wynosiło tu 128 atm. Fakt powyższy udowodnił, że produktywne złoża gazowe w Roztokach ciągną się jeszcze daleko ku zachodowi w kierunku Sobniowa.

Otwór Polminu w Roztokach Nr. 7 przedstawia się tak ciekawie, iż należy mu poświęcić nieco więcej uwagi. Dla-

tego też przytaczamy tu kilka szczegółowych danych, dotyczących jego wydajności, ciśnienia i t. p. [1]).

Po dowierceniu otworu w lutym 1936 r. w głęb. 1298 m uzyskano produkcję w ilości od 50—70 m³/min. Przy pogłębianiu jednak otworu nastąpił silny wybuch gazu, który spo-

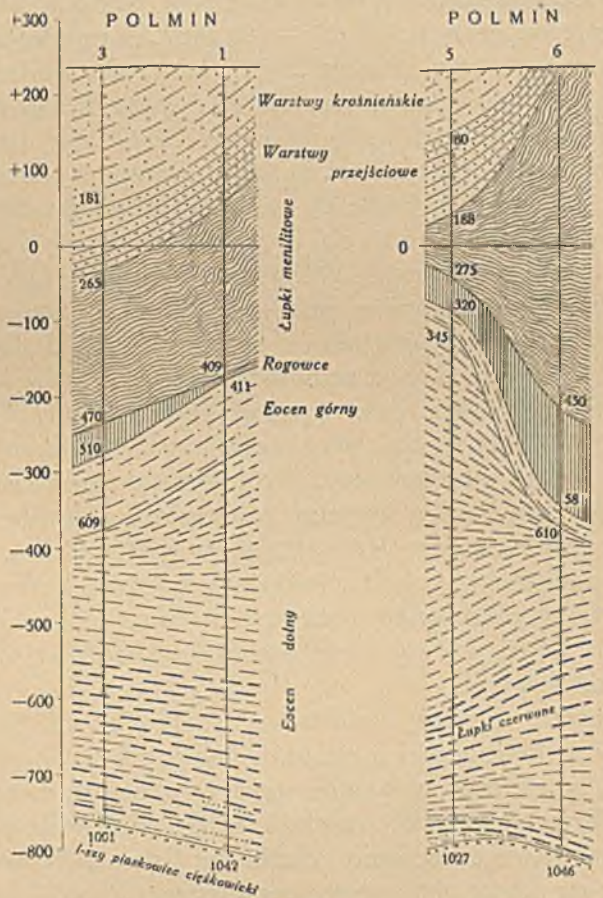


Fig. 5.

wodował pożar szybu — ugaszony szczęśliwie na drugi dzień. Po odbudowaniu wieży i oczyszczeniu otworu, ciśnienie na zamkniętej głowicy dnia 13 kwietnia 1936 wynosiło 128 atm. Obliczone ciśnienie na spodzie otworu około 141 atm. Analiza wykazała zawartość płynnych węglowodorów 35 gr/m³, gę-

[1]) Dane poniższe zawdzięczamy uprzejmości p. dyr. L. Szerauca.

stość gazu 0,60. W maju 1936 roku przystąpiono do pogłębiania. W czerwcu osiągnięto głębokość 1304 m, przy czym powtarzały się wybuchy gazu z małą ilością ropy o c. g. 0.803. Zbadano ciśnienie na zamkniętej głowicy, które wzrastało szybko i osiągnęło poprzednią wysokość 128 atm. W lipcu 1936 eksploatowano gaz w ilości ok. 62 m³/min. przy ciśnieniu głowicowym od 103—106 atm. Produkcja jasnej ropy z tego gazu wynosiła ok. 2.900 kg na dobę, co daje przeciętnie ok. 32 gr. kondensatu na 1 m³ gazu. C. g. tej ropy wahał się od 0.655 do 0.680 przy 15° C. Otwór Nr. 7 wyprodukował do 1 lipca 1936 r. łącznie z gazem wypuszczonym w powietrze przeszło 7,471.000 m³, przy czym produkcja jasnej ropy wynosi ostatnio ok. 8 cyst. miesięcznie. Produkcja gazu na wolny wypływ 1. VII. 1936 r. wyniosła 625 m³/min.

Zdolność produkcyjna całej kopalni Polminu w Roztokach na wolny wypływ wynosi — według ostatnich danych — ok. 2.400 m³/min.; a więc dozwolony pobór 20% wynosi ok. 480 m³/min. Kopalnia cała wyprodukowała do 1. VII. 1936 ok. 129,000.000 m³ gazu, przy czym jasnej ropy uzyskano 230 cyst. Jeżeli uwzględnimy, iż ciśnienie złożowe zachowuje się niezmiennie bardzo wysoko, to uzyskamy realną podstawę do należytej oceny złoża gazowego w Roztokach. Należy również podnieść i tę okoliczność, że w Roztokach nawiercono dopiero 1-szy piaskowiec ciężkowicki; istnieje więc prawdopodobieństwo, że głębsze złoża eoceńskie i kredowe okażą się także produktywne.

Załączona mapka kopalni w Roztokach (fig. 3) podaje rozmieszczenie wszystkich otworów będących tu dotąd w eksploatacji względnie wierceniu wraz z przebiegiem warstwic stropu pierwszego piaskowca ciężkowickiego. Profile podłużne i poprzeczne przez kopalnię Polminu w Roztokach (fig. 4 i 5) obrazują strukturę geologiczną tego szczególnego elementu [1]).

Strachocina—Górki.

Bardzo dobre wyniki osiągnięte na antyklinie potockiej świadczą, że w obrębie Centralnej Depresji karpackiej można liczyć na różne elementy tektoniczne również i o charakterze

[1]) W końcu listopada 1936 dowiercono w Roztokach otwór Polmin Nr. 8 na południowym zboczu, w głęb. 1062 m z produkcją kilkaset m³/min. Fakt ten uwydatnia jeszcze bardziej wartość całej kopalni.

gazowym. Istotnie w ostatnich czasach w okolicach Sanoka uzyskano w tym kierunku dobre wyniki na antyklinie przebiegającej przez Strachocinę i Górki. Mianowicie w latach 1927—1930 Tow. „Galicja“ odwierciło w Strachocinie 2 otwory, które w głęb. ok. 800 m uzyskały produkcję gazu w ilości ok. 100 m³ na min. początkowo w piaskowcach kredowych. Również i w r. 1934 Polmin dowiercił w sąsiedniej miejscowości Górki w piaskowcach kredowych produktywny otwór gazowy w głęb. 1218 m. Wydajność otworu wynosiła tu także ok. 100 m³/min. przy ciśnieniu przeszło 90 atm. Obok załączona tabelka 4 podaje wykaz produkcji kopalń gazowych w Strachocinie i Górkach.

Tabl. 4.

Produkcja gazu ziemnego w Strachocinie i Górkach.

Lata	Strachocina m³	Górki m³
1930	4,380.000	—
1931	4,283.000	—
1932	2,428.000	—
1933	2,151.000	—
1934/35	1,267.000	234.518
1935/36	3,292.000	1,371.608
do VI. 1936	903.000	382.783
	18,704.000	1,988.909

Kopalnie jednak gazowe w Strachocinie i Górkach na razie nie mogły się rozwinąć dla braku odbiorców gazu. W każdym razie odkrycie produktywnej antykliny Strachocina—Górki udowadnia, że i w danym rejonie w okolicach Sanoka można liczyć na znaczne rezerwy gazów ziemnych. Kopalnie te w przyszłości połączone z siecią gazociągów jasielskich mogą być dobrym uzupełnieniem arteryj gazowych, których podstawa przebiega przez Karpaty środkowe [1]).

Gazy pochodzące ze złóż roponośnych karpackich są to z reguły gazy mokre t. j., zawierające węglowodory cięższe, które dają się skraplać w postaci gazoliny. To też od szeregu lat zapoczątkowano już w Polsce przemysł gazoliny.

[1]) B. Bujalski. Strachocina. Geolog. i Stat. Naft. Polski. Zesz. 3, 1933.

Tabl. 5.

Produkcja gazoliny 1926—1935.

Rok	Okręg górn. Jasło		Okręg górn. Drohobycz		Okręg górn. Stanisławów		Razem Polska		Stos. gazu przerobionego do wyprodukow. w %
	Przerobiono gazu ziemn. m^3	Wyrobiono gazoliny kg	Przerobiono gazu ziemn. m^3	Wyrobiono gazoliny kg	Przerobiono gazu ziemn. m^3	Wyrobiono gazoliny kg	Przerobiono gazu ziemn. m^3	Wyrobiono gazoliny kg	
1926	—	—	156,999.563	17,149.844	29,140.941	894.331	186,140.504	18,044.175	38.7
1927	—	—	219,848.444	25,287.961	28,546 391	2,496.192	248,394.835	27,784.153	54 8
1928	—	—	228,179.905	28,931.005	31,025.325	2,923.935	259,205.230	31,854.940	56.4
1929	—	—	247,014.636	31,586.974	30,068.121	2,917 502	277,082.757	34,504.476	59.3
1930	798.150	197.240	249,897 875	34,903 905	35,355.112	3,392.505	286,051.137	38,493.650	58.8
1931	7,578.165	1,455,932	232,794.151	36,140.120	37,253.363	3,384 970	277,625.679	40,981.022	58.6
1932	17,893.988	2,521 915	199,009.902	33,257.716	34,298.243	3,053.045	251,202.133	38,832,676	57.5
1933	42,617.117	4,033.312	193,927.373	34,924.813	36,185.230	3,020.301	272,729.720	41,978.426	59.0
1934	69,564.253	4,436.585	174,209.113	33,349.333	36,943.971	2,952 171	280,717.337	40,738.089	59.8
1935	81,293.622	3,831.056	154,698.727	32,887.608	35,732.977	2,763.744	271,725.326	39,482.408	56.0

Załączona tabela 5 podaje statystykę przerobionego gazu i wyprodukowanej gazoliny za lata 1926—1935. W roku 1935 przerobiono w sumie przeszło 271 milionów metrów sześciennych gazu, z którego wyprodukowano 39,482.408 kg gazoliny. Jak widać większość tej produkcji dostarcza okręg górniczy Drohobycz, a w szczególności rejon borysławski [1]).

Kopalnie produkujące mniejsze ilości gazów ziemnych na obszarze karpackim.

Wszystkie niemal kopalnie czynne w Karpatach wydają łącznie z ropą naftową także i pewne ilości gazów ziemnych. Jednakowoż poza Borysławiem i antykliną potocką, mala tylko ilość miejscowości kopalnianych odznacza się większem bogactwem gazów ziemnych posiadających znaczenie przemysłowe.

Do najbogatszych stosunkowo w gazy ziemne okolic poza Borysławiem należy rejon Bitków—Pasieczna, gdzie eksploatuje się w ostatnich latach ok. 44 milionów metrów^3 gazu rocznie.

Na załączonej tabeli 6 przytoczone są dane odnośnie do produkcji gazu ziemnego na mniejszych kopalniach karpackich w ostatnim okresie.

Tabl. 6.

w tysiącach m^3

Lata	Bitków	Pasieczna	Rypne Perehińsko Duba	Schodnica	Wańkowa Ropienka Paszowa	Harklowa	Zmiennica Turzepole	Starawieś Brzozów Humniska Grabownica	Lipiński Libusza Krys. Kobylanka Dominikowice Wójtowa
1930	42.790	4.208	10.611	3.182	1.546				
1931	42.186	5.116	11.491	3.542	1.510				
1932	43.442	4.057	12 848	3.758	1.524				
1933	41.062	3.266	12.744	3.847	1.555				
1934	40.050	3.416	13.420	5.283	1.134	1.175	1.176	14.013•	
1935	39.100	3.771	12.343	5.434	1.550	1 098	1 042	10.730	1.116

[1]) K. T o l w i ń s k i. Natural Gas in Poland. Bull. of the American Association of Petroleum Geologists. Nr. 7, 1934.

Tereny bitkowskie nie zostały jeszcze dotąd należycie wyzyskane jako obszar gazowy dla braku zapotrzebowania gazów ziemnych w najbliższym promieniu. Około dziesięć lat temu stwierdzono bowiem, że południowy wgłębny element Bitkowa, t. zw. łuska gazowa, posiada złoża gazowe o znacznej wartości. Również na południowych krańcach terenów bitkowskich został dowiercony w r. 1927 otwór Łaszcz 1 w Pasiecznej w głęb. 1598 m. Stwierdzono tu złoże gazowe o ciśnieniu 180 atm. na zamkniętej głowicy. Jest to największe ciśnienie jakie dotąd zostało zaobserwowane na otworach gazowych w Polsce. Pomiary na wolny wypływ nie zostały tu wykonane, gazu również nie pobierano. Otwór Łaszcz 1 znajduje się w stanie zamkniętym.

Z pomiędzy innych rejonów karpackich większe ilości gazów ziemnych produkują kopalnie w Rypnem ok. 12 milionów metrów^3 rocznie, Schodnica przeszło 5 milionów metrów^3 rocznie. Również znacznych ilości dostarcza strefa Brzozowa-Grabownicy ok. 10 milionów metrów^3 rocznie.

Należy jeszcze wymienić Dźwiniacz, jako rejon gazonośny. Znajduje się on już na Przedgórzu, chociaż w głębi napotkano tu formację fliszu karpackiego. Ostatnio kopalnia w Dźwiniaczu jest nie czynna, ale jeszcze w r. 1929/30 szyb Babeta produkował ok. 2 milionów metrów^3 gazu rocznie.

Złoża gazowe na przedgórzu.

Studia i doświadczenia praktyczne z ostatnich lat udowadniają, że budowa geologiczna strefy przedgórskiej pomiędzy Karpatami a płytą podolską i lubelską jest bardzo skomplikowana. Mamy tu do czynienia z występowaniem różnorodnych formacyj neogenu, a również i tektonika zarysowuje się bardzo niejednolicie.

Pod względem stratygraficznym na wyróżnienie zasługuje formacja solonośna, którą należy zaliczyć do I-go piętra śródziemnomorskiego (helwet) oraz potężna seria pokładów II-go piętra śródziemnomorskiego zaliczana ściślej do tortonu i sarmatu. Są to t. zw. u nas warstwy stebnickie i przykrywające je szare iły, zlepieńce, piaskowce i piaski gazonośnej strefy daszawskiej.

Formacja solonośna przebiega jednolicie na wielkiej prze-

strzeni przed czołem polskich Karpat wschodnich, tworząc tu strefę najwyżej do kilku kilometrów szerokości. Jest to t. zw. przykarpacka formacja solna, rozciągająca się pomiędzy Przemyślem a Kosowem. Fragmenty zaś jej spotykamy dalej na zachodzie w okolicy Wieliczki i Bochni. Strefa ta jest bardzo zgnieciona i nieregularna pod względem tektonicznym.

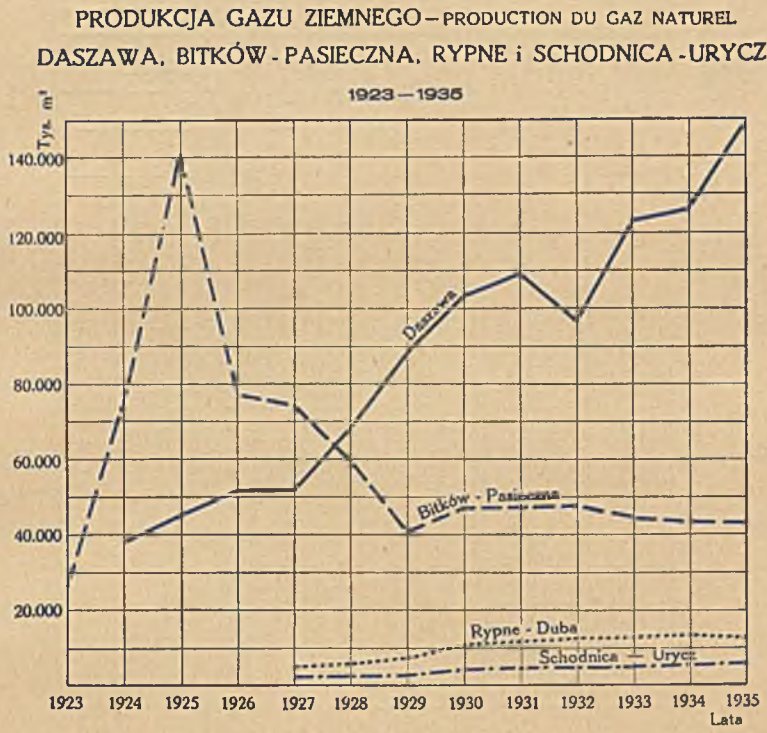


Fig. 6.

Na północ od przykarpackiej strefy solnej, pomiędzy Przemyślem a Kutami, przebiega szeroka stosunkowo strefa o bardzo szczególnych cechach budowy geologicznej. Mianowicie spotykamy tu pofałdowane warstwy stebnickie z przebijaniem się w różnych miejscach iłów solnych, należących do miocenu starszego. Spostrzeżenia z ostatniego okresu wykazały, że mamy tu do czynienia ze zjawiskami tektonicznymi o diapirowym charakterze, podobnie jak to ma miejsce w Rumunii w naftowej strefie w okręgach Prahova i Buzau. W szczególności na przedgórzu Karpat polskich przebijanie

się mas solnych zaznacza się intensywnie na kulminacji Majdanu, gdzie też diapirowa strefa najbardziej się rozszerza. Wyniki niektórych wierceń głębokich udowodniły tu również, że w danej strefie istnieją strome i głębokie synkliny. Np. wiercenie Pioniera w Rachiniu do głęb. 1425 m nie prze-

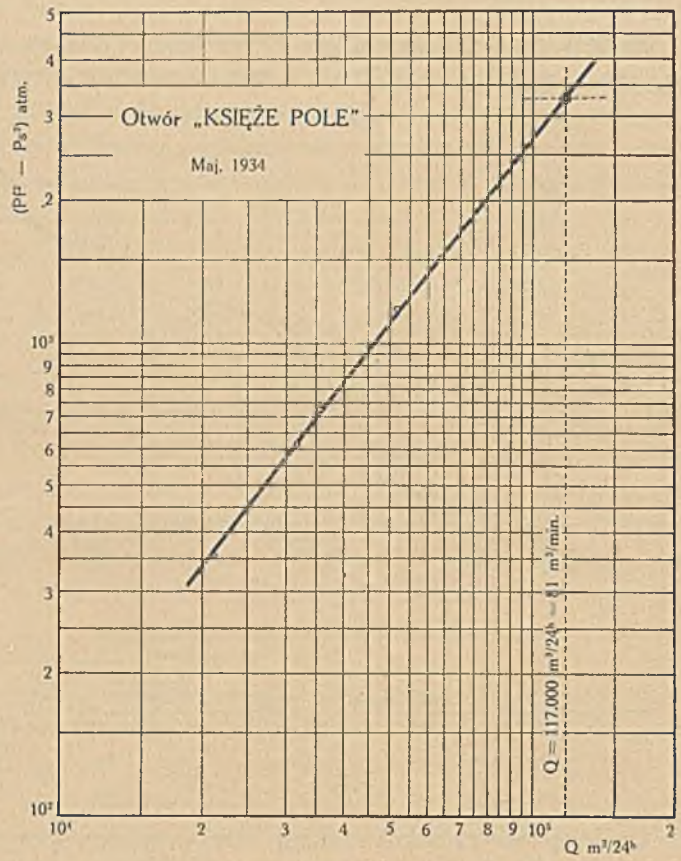


Fig. 7.

biło jeszcze synklinalnej serii różowych margli stebnickich stromo ułożonych.

Na północ od wymienionej wyżej strefy stebnickiej z solnymi fałdami diapirowymi, rozciąga się na wielkiej przestrzeni transgredująca młodsza seria warstw tortońsko-sarmackich o bardziej spokojnym na ogół ułożeniu, gdzie jednak również — w szczególności w jej pasie południowym — za-

znaczają się jeszcze przebijające się warstwy solne, względnie, gdzie wiercenia stwierdziły także strefy mocno zaburzone tektonicznie. Granica pomiędzy serią stebnicką a daszawską w wielu wypadkach jest zakryta, jednakowoż przypuszczać można, że granica ta posiada raczej charakter tektoniczny, t. j. że seria stebnicka częściowo nasuniętą jest na serię daszawską.

W obrębie właśnie owej zewnętrznej, najmłodszej strefy tortońsko-sarmackiej mieszczą się wybitne złoża gazowe stwierdzone szeregiem wierceń w Daszawie.

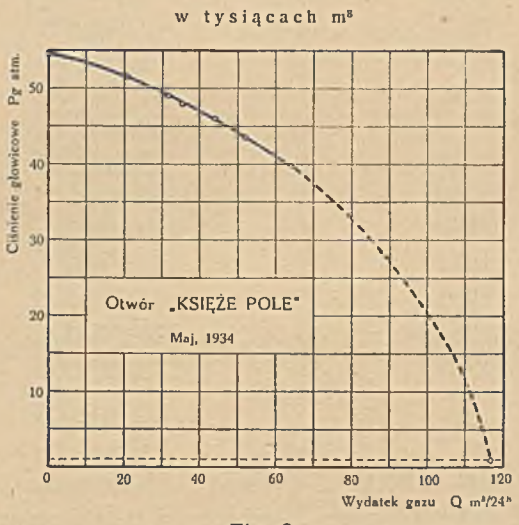


Fig. 8.

D a s z a w a.

W r. 1924 dowiercony został pierwszy otwór w Daszawie, mianowicie Piłsudczyk nr. 1, tow. Gazolina, który w głęb. 740 m napotkał złoża gazowe o bardzo znacznej wydajności pod ciśnieniem przeszło 60 atm. Otwór ten wyprodukował w tymże roku ok. 40 milionów m³ gazów. W czasie wiercenia otworu Piłsudczyk 1 stwierdzono tu również i płytsze złoża gazowe, także o znacznej wydajności. Nie było więc żadnej wątpliwości, że w piaskach i piaskowcach serii warstw daszawskich odkryto złoże gazowe o wielkim bardzo znaczeniu.

Kilkanaście otworów wywierconych na terenach daszawskich w ciągu ostatniego dziesiątka lat wykazały, że mamy tam do czynienia z regularnie i płasko przebiegającymi zło-

żami gazu ziemnego o wielkiej zdolności produktywnej. Eksploatowany obszar daszawski wydał za lata 1924—1935 przeszło 1.052,000.000 m³ gazu, przy czym produkcja za rok 1935 wzrosła do przeszło 148,000.000 m³.

Tabl. 7.

Produkcja gazu ziemnego w Daszawie 1924—1935.

	ilość otworów	m³
1924	1	37,673.459
1925	2	45,549.626
1926	2	51,526.506
1927	3	51,894.371
1928	6	68,044.190
1929	8	88,211.727
1930	9	103,294.271
1931	10	109,188.855
1932	13	96,187.000
1933	13	123,313.000
1934	15	129,036.000
1935	18	148,727.000
		1.052,646.005

Przytoczona tabelka 7 podaje wykaz produkcji kopalń daszawskich zobrazowanej również na załączonym wykresie (fig. 6). Wykresy (fig. 7 i 8) ilustrują produkcję gazu z otworu Książe Pole w ciągu 24-ech godzin w stosunku do ciśnienia głowicowego [1]).

Na figurach 9—15 znajdujemy profile podłużne i poprzeczne, obrazujące przebieg ważniejszych złóż, a również horyzontów wodnych w obrębie gazonośnej strefy daszawskiej. Widać tu wyraźnie, że złoża gazowe na obszarze dotąd odwierconym posiadają bardzo łagodny przebieg z lekkim pochyleniem ku zachodowi i południowi.

Przewiercone otworami gazowymi pokłady daszawskie składają się od góry przeważnie z iłów, względnie iłołupków, wśród których — w szczególności w głębszych partiach —

[1]) Wykresy powyższe zostały mnie uprzejmie udzielone przez pp. inż. M. Gawlińskiego i inż. S. Rzepeckiego.

zaznaczają się przeławicenia piaskowców drobno-ziarnistych lub też piasków. Właśnie w takich piaskowcach względnie piaskach napotykane są złoża gazowe. Do charakterystycznych cech danej formacji należą również liczne wtrącenia żwirów, a nawet zlepieńców, przypominających charakterem swym szutry, t. j. otoczaki skał karpackich, zmieszanych z iłem. Zlepieńce i żwiry tego rodzaju tworzą przeważnie nieregularnie przebiegające ławice, które szczególnie obficie występują do głębok. przeszło 400 metrów. W niektórych jednak wypadkach żwiry tego rodzaju były napotykane również i nad głównym złożem gazowym. Na wyróżnienie zasługują ponadto warstewki, a nawet grubsze ławice tufitów, stwierdzonych na różnych otworach w Daszawie, a rów-

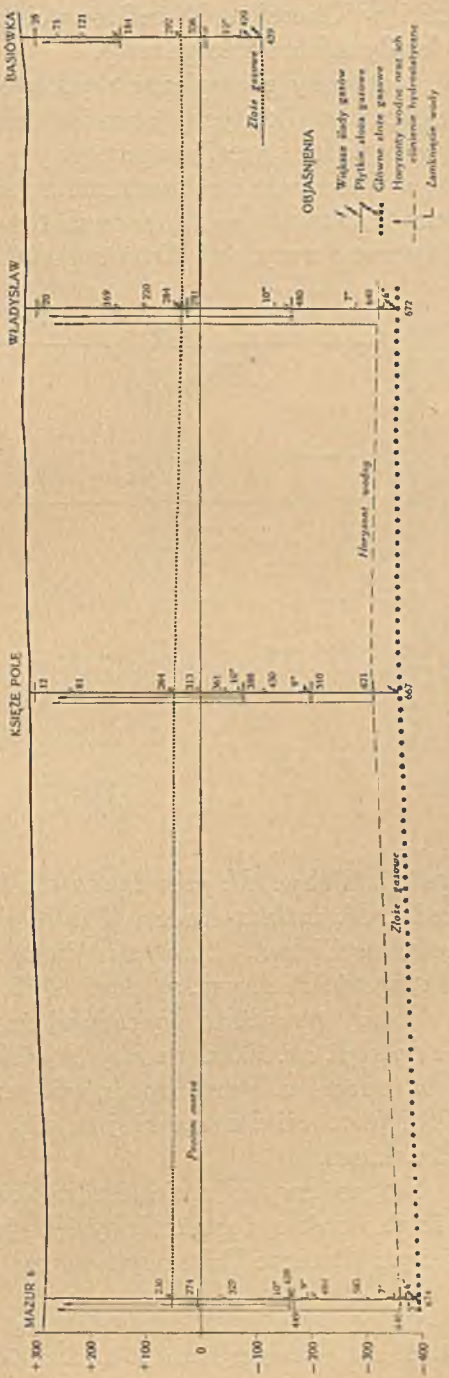


Fig. 9.

nież i w Uhersku. W tufitowych pokładach zaznaczają się niekiedy także złoża gazowe.

Materiały geologiczne wydobyte z otworów daszawskich dostarczyły licznych okazów charakterystycznej fauny. Fig. 16 podaje profil poprzeczny przez otwory Śmiały i Batory w Daszawie z zaznaczeniem fauny, jaka została tu określona [1]). Okazało się mianowicie, że występują tu charakterystyczne formy, jak *Ervilia podolica* Eichw., *Mohrensternia*

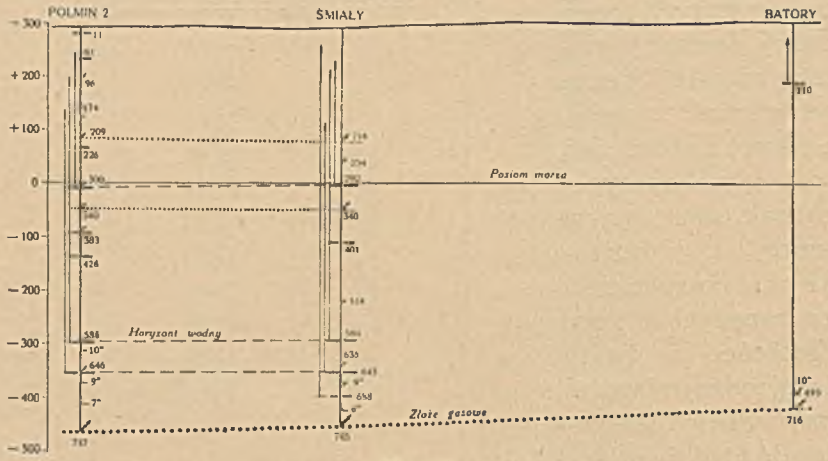


Fig. 10.

angulata Eichw., *M. pseudangulata* Hilb., *M. pseudosarmatica* Friedb., *M. inflata* Andrz., *Gibbula picta* Eichw., *Potamides bicostatus* Eichw., *P. mitralis* Eichw., *P. nympha* Eichw., *Tapes gregaria* Part. var. *modesta* Dub.

Formy powyższe wykazują, że górne warstwy daszawskie do głęb. ok. 500 m należą do wieku górnego tortonu, a częściowo sarmatu. Prawdopodobnie też i całą dolną serię gazonośnej formacji daszawskiej należy zaliczyć do piętra górnotortońskiego.

Nie możemy na razie jeszcze określić jaka jest cała miąższość gazonośnej formacji występującej w Daszawie. Na ściślejszym obszarze Daszawy, otwory przebijały tę formację do

[1]) B. B ö h m. Fauna przedgórza Karpat w okolicy Stryja i Doliny i jej znaczenie stratygraficzne. Biul. K. I. G. N. nr. 21, r. 1934.

głęb. tylko ok. 800 m, prawdopodobnie sięga ono jeszcze znacznie w głąb [1]).

W odległości ok. 3 km ku północnemu zachodowi od eksploatowanego pola w Daszawie, został wywiercony w ostat-

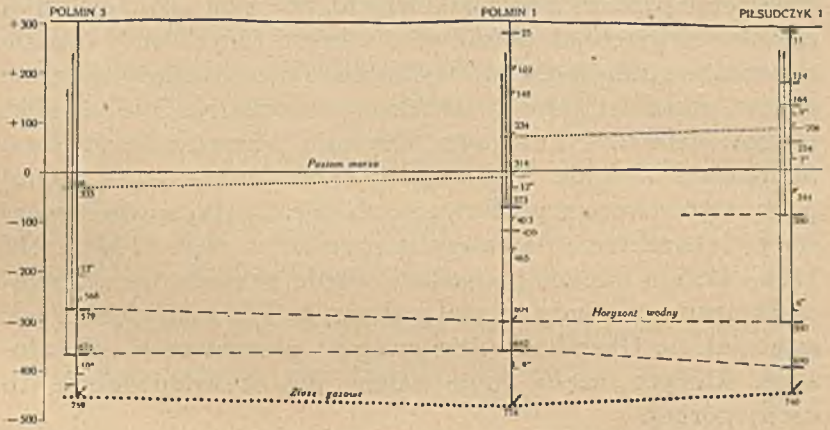


Fig. 11.

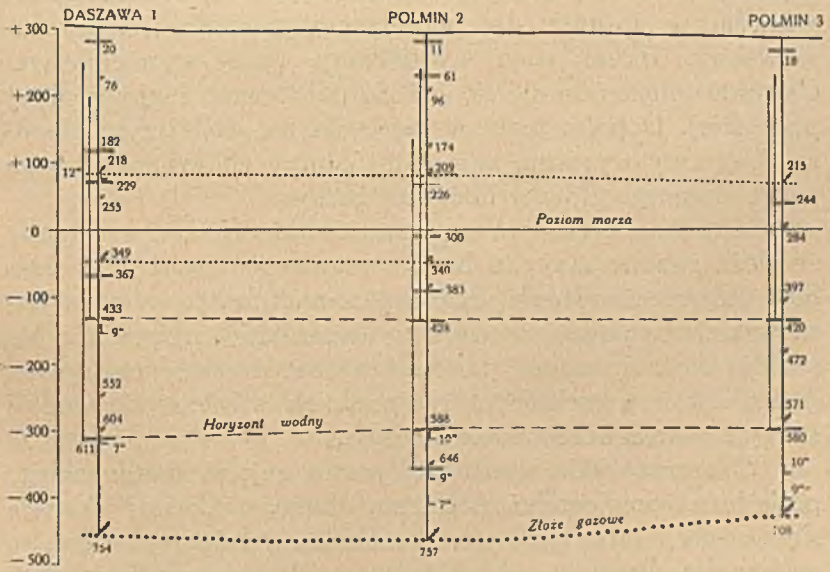


Fig. 12.

[1]) Wiele cennych danych dotyczących kopalń daszawskich zawdzięczam uprzejmości p. inż. J. Kowalczewskiego, który prowadził tu wiercenia od samego początku powstania kopalni w Daszawie.

nim czasie głęboki otwór Polminu Uhersko nr. 1. doprowadzony do głęb. 1332 m. Otwór powyższy przewiercił serię pokładów o typie daszawskim do głęb. 1142 m, zaś od 1142 do 1154 m napotkał warstwy twardego gipsu o alabastrowej strukturze przekładane piaskowcami, po czym aż do ostatniej głębokości przebijał piaskowce, wśród których tu i ówdzie napotkano gniazda gipsu. Piaskowce te nie posiadały zupełnie gazów, przeciwnie miały charakter wodonośny. O kilka kilometrów dalej w tym samym kierunku wiercono otwór Tow. Małopolski Wownia 1 do głęb. 1425 m, przy czym z dolnej partii tego otworu wydobywano rdzenie. I tutaj również warstwy o charakterze daszawskim przebito w głęb. 1174 m. Od 1174—1185 m napotkano bardzo twarde pokłady warstwowanego gipsu o ułożeniu niemal poziomym. Po czym głębiej, tak samo jak na Uhersko 1, przewiercano piaskowce płasko ułożone, których część dolna należy już prawdopodobnie do kredy górnej.

Otwory Uhersko 1, a w szczególności Wownia 1 wysunięte są nieco ku północnemu wschodowi w znaczeniu geologicznym, w stosunku do stwierdzonej gazonośnej strefy daszawskiej. Układ więc stwierdzony wyżej wymienionymi otworami może odnosić się już do północnego regjonu płyty podolskiej. Dopiero głębsze wiercenia na ściślejszym obszarze Daszawy wyjaśnią nam tutaj istotny charakter podłoża, podścielającego główny horyzont gazowy.

Załączone profile przez kopalnie daszawskie wykazują, że złoża gazowe mają tu bardzo regularny i spokojny przebieg. Również i rdzenie wydobyte z niektórych otworów daszawskich świadczą, że warstwy przebijane przeważnie posiadają ułożenie niemal poziome lub bardzo słabo nachylone. Jednakowoż w niektórych wypadkach stwierdzono i tutaj strefy mocno zaburzone tektonicznie.

W szczególności centralna partia rejonu daszawskiego posiada na powierzchni podłużną dolinę, na której ukazują się warstwy solno gipsowe (solanka). Studnie wykopane tu celowo dla zbadania pokładów pozwoliły stwierdzić, że istotnie mamy w danym wypadku do czynienia z wychodniami warstw starszych serii stebnickiej, które posiadały cechy bardzo intensywnych zaburzeń tektonicznych, mianowicie były one niezwykle zgniecione i pofałdowane. Według wszelkiego

więc prawdopodobieństwa i na obszarze daszawskim mamy do czynienia z przebijaniem się warstw starszych, t. j. solnych i stebnickich o charakterze diapirowym[1]).

Eksploatacja gazowego pola Daszawy pozwala dotąd na częściową jedynie ocenę wartości złóż gazowych tu napotkanych. Przede wszystkim więc gazonośna seria daszawska nie została jeszcze tu przewiercona, nie znamy więc jej pełnej miąższości. Również zasięg eksploatowanego dotąd pola gazo-

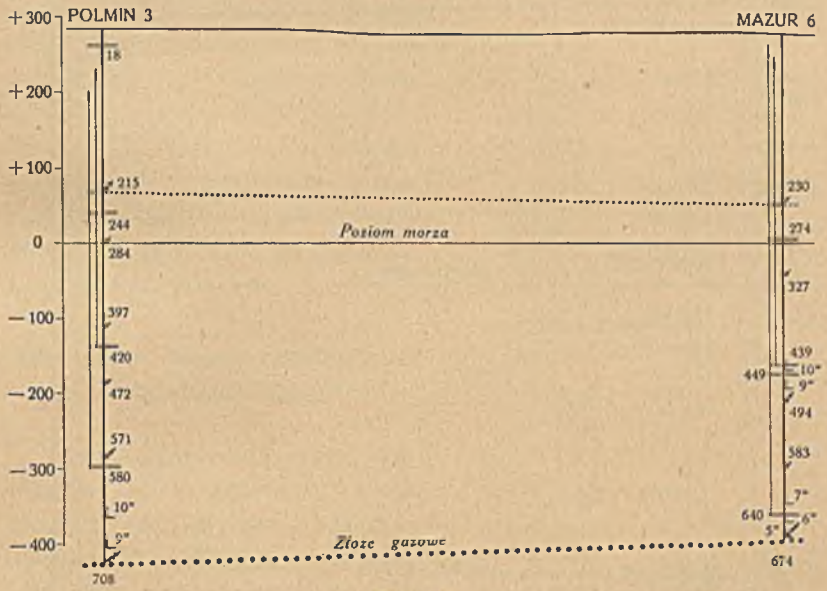


Fig. 13.

wego jest stosunkowo nieznaczny, bo liczy ok. 5 km na długość oraz najwyżej 1 km na szerokość. Granice więc złóż gazowych nie zostały tu dotąd nigdzie osiągnięte. Stwierdzono jedynie, iż zanikają one w dalszym promieniu ku NW. Jednakowoż na podstawie wyprodukowanej ilości gazu ziemnego oraz zachowania się i rozkładu ciśnień w głównym złożu gazowym, można już uzyskać przybliżone pojęcie o wartości daszawskich złóż gazowych, a tym samym i o ich rezerwach.

[1]) Porównaj: J. Obtułowicz, H. Teisseyre, O. Wyszyński. Mapa geol. przedgórza Karpat Wschodn. K. I. G. N., Karpaty i Przedgórze II. 1934.

K. Tołwiński. Diapirowe strefy na przedgórzu Karpat polsko-rumuńskich. K. I. G. N. Karpaty i Przedgórze III, 1935.

Załączona mapka pól gazowych w Daszawie w skali 1:25.000 podaje stan ciśnień w obrębie głównego złoża gazowego w okresie 1934—1935, t. j. po wyprodukowaniu około 1.000,000.000 m³ gazu w ciągu ostatniego dziesięciolecia. Otrzymujemy tu obraz bardzo ciekawy i wiele mówiący. Mianowicie okazuje się, że w centrum pola eksploatowanego t. j.

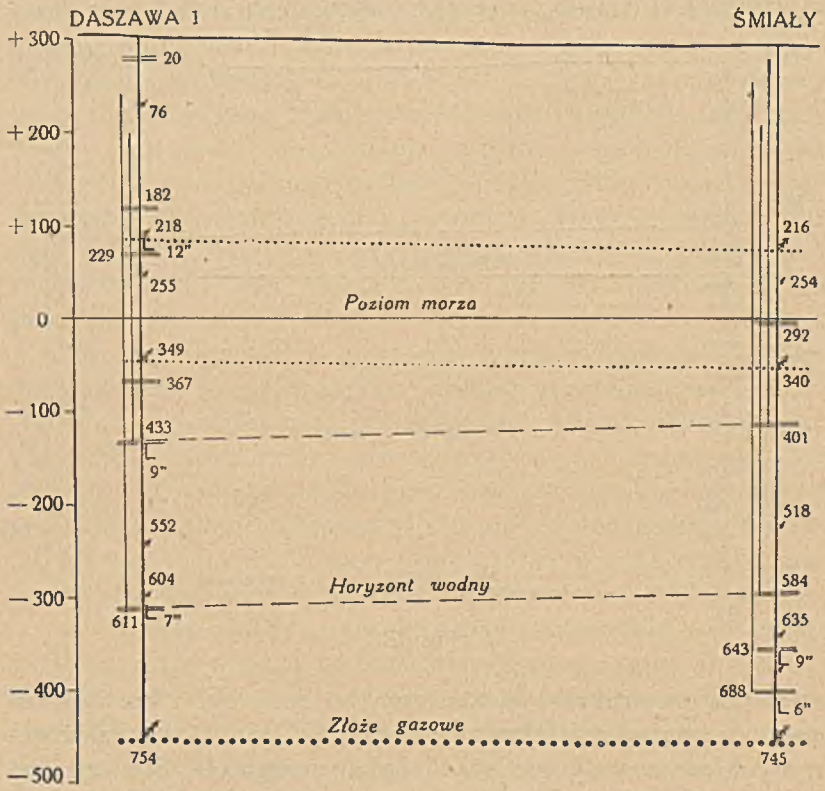


Fig. 14.

obejmującego najstarsze stosunkowo otwory, ciśnienie spadło na 34—40 atm. Od tej depresji posuwając się ku peryferiom napotykamy ciśnienie coraz to większe. Dało się więc tu wyróżnić dalsze pola o ciśnieniu od 40—50 atm., od 50—60 atm. i wreszcie ponad 60 atm. Naturalnie, iż granice pociągnięto na mapie pomiędzy poszczególnymi polami jedynie schematycznie w celu łatwiejszego zobrazowania danego zjawiska. W rzeczywistości granice takie nie istnieją, wszędzie w da-

nym wypadku mamy tylko stopniowe przejścia od ciśnień większych na obwodzie pola ku mniejszym w jego centrum.

Eksploatowane pole gazowe w Daszawie mierzy niespełna 5 km². Można więc przyjąć, iż po wyprodukowaniu jednego miliarda m³ gazu ciśnienie w głównym złożu gazowym spadło przeciętnie ok. 15 atm., co odpowiada ok. 60-u milionom m³ gazu na 1-ą atmosferę. Teoretycznie więc zasoby gazu ziemnego na danej przestrzeni i w danym złożu wynoszą ok. czterech miliardów m³. Dotyczy to małego odcinka pola gazowego o powierzchni zaledwie ok. 5 km². A zasięg tych pól jest znacznie rozleglejszy.

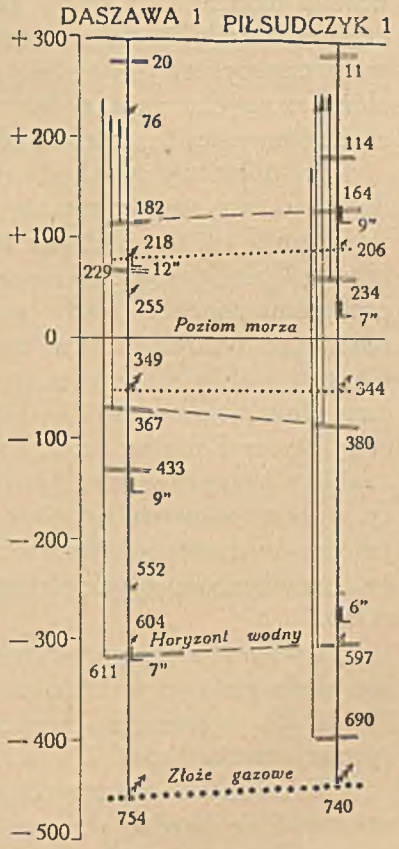


Fig. 15.

Gazonośne rejony przedgórza poza obrębem Daszawy.

Posiadamy cały szereg dowodów, że daszawska strefa gazowa nie ogranicza się wyłącznie do ściślejszego rejonu Daszawy, lecz rozciąga się znacznie dalej w obydwu kierunkach, t. j. ku południowemu wschodowi i północnemu zachodowi. Jeszcze w latach przedwojennych wywiercono dwa otwory w Kałuszu, które dawały znaczne ilości gazu ziemnego pod wys. ciśnieniem. Gaz ten zaczęto już pobierać dla różnych celów miejscowych, jednakowoż na skutek komplikacyj technicznych otwory wymienione musiały być wkrótce zaniechane; tym niemniej dostarczyły one niezbitych dowodów o istnieniu produktywnej strefy gazowej również w okolicy Kałusza, która pod względem geologicznym posiada pewne analogie ze strefą daszawską. W ostatnim roku

został tu również wywiercony otwór Adam 1 tow. TESP do głęb. 726 m, który uzyskał nieznaczne ilości gazu ziemnego. Pomiędzy obszarem daszawskim, a Kałuszem istnieje otwór Gazoliny, Balicze 1, głęboki 460 m, wywiercony w r. 1934, który również napotkał większe złoże gazowe. Otwór powyższy został umieszczony geologicznie na południowym krańcu daszawskiej strefy gazowej. Fakty powyższe świadczą wymownie, że na przestrzeni pomiędzy Daszawą a Kałuszem napotykamy wszędzie na wybitne objawy istnienia tu złóż gazowych, rozciągających się prawdopodobnie nieprzerwanie na całej przestrzeni ok. 40 km na długość.

Na północny wschód od Daszawy posiadamy również dane co do występowania gazów ziemnych. Mianowicie w sierpniu 1930 r. badając stosunki geologiczne na prawym brzegu Tyśmienicy koło Opar, na północ od Drohobycza, napotkałem znaczne ślady gazu ziemnego po przewierceniu ręcznym świdrem kilku metrów górnych iłów i piasków. Gazy te paliły się w tym otworze stałym płomieniem przez czas dłuższy. W r. 1933 w danej miejscowości został wywiercony otwór Polminu nr. 1, który w głęb. ok. 180 m napotkał znaczny przypływ gazu. Otwór ten następnie został zamknięty, a gazy odprowadzone do góry małą rurką palą się tam jeszcze do dnia dzisiejszego. Również i w sąsiednim otworze nr. 2 stwierdzono płytkie złoże gazowe w warstwach daszawskich.

A więc i w danym wypadku uzyskano dowody, że płytkie złoża gazowe w każdym razie istnieją w odległości ok. 30 km ku północnemu zachodowi od Daszawy w podobnej sytuacji geologicznej.

W ten sposób daszawska strefa gazowa zaczyna już zarysowywać się bardzo wyraźnie na przestrzeni kilkudziesięciu km na długość, a najnowsze doświadczenia udowadniają, że i na dalszych krańcach przedgórza gazy ziemne występują w nieznacznej już stosunkowo głębokości. Np. w ostatnim roku otwór poszukiwawczy Pioniera w okolicy Kosowa napotkał znaczne skupienia gazu ziemnego w głęb. ok. 200 m. Także i na zachodnim krańcu przedgórza posiadamy dowody o istnieniu złóż gazowych. W r. 1934 rozpoczęto wiercenie otworu Polminu w Żdżarach. Otwór ten już w głęb. ok. 100 m napotkał wyraźne ślady gazu ziemnego; w szczególności jed-

nak gazy zaznaczały się wyraźnie w piaskach poniżej 200 m. Przy dalszym wierceniu do głęb. ok. 800 m napotkano stale grube ławice piasków ze śladami gazów, obecność jednak solanki o silnym przypływie komplikowała tu sytuację. W każdym wypadku uzyskano dowody niezmiernie wielkiej wagi, że gazonośna seria daszawska rozciąga się daleko na

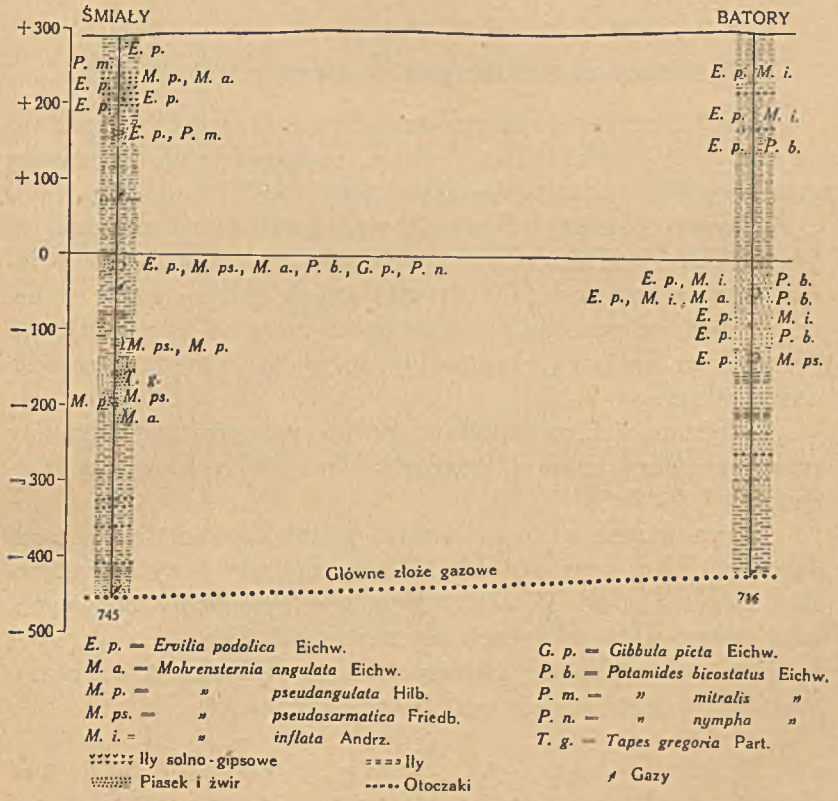


Fig. 16.

zachodnich krańcach przedgórza. Również i co do geologicznego wieku napotkanych pokładów uzyskano dowód, że posiadają one skamieliny jak np. Ervilie, a więc podobnie jak w Daszawie.

Zestawiając wszystkie dotychczasowe nasze doświadczenia o gazonośnych zasobach przedgórza, dochodzimy do wniosku, że zdołano dotąd odkryć dla celów eksploatacyjnych jedynie mały fragment złóż gazowych w Daszawie na przestrzeni za-

ledwie kilku km². Wówczas gdy ogromny obszar przedgórza ścielącego się na dziesiątki i setki km² czeka jeszcze na dalsze prace i odkrycia poszukiwawcze, zawierając wielkie rezerwy bituminów lotnych. Rezerwy te już dzisiaj mogłyby być spożytkowane w większej mierze niż dotąd, a w każdym razie oddadzą one nieocenione usługi przy wzmożeniu się gospodarczego tętna życia Polski w niedalekiej przyszłości.

Chemiczny charakter gazów ziemnych w Polsce.

Gazy ziemne eksploatowane dotąd w Polsce rozpadają się na dwie bardzo różne grupy, mianowicie do pierwszej grupy należą gazy zawierające węglowodory cięższe, czyli t. zw. gazy naftowe lub gazolinowe. Gazy te napotykane są przeważnie na obszarze karpackim; znane one są też pod nazwą gazów mokrych. Do drugiej grupy należą gazy suche, składające się przeważnie z metanu. Gazy te występują na przedgórzu Karpat i eksploatowane są, jak dotąd, w rejonie daszawskim.

Załączona tabela 8 podaje średnie wartości analiz gazów ziemnych Borysławia i Daszawy, wykonanych w laboratorium K. I. G. N. [1]).

Zarysowuje się więc tu ostra różnica pomiędzy gazami daszawskimi a borysławskimi. Wówczas gdy gazy borysławskie zawierają od 35— ok. 38% węglowodorów cięższych, gazy daszawskie w złożach płytszych składają się z ok. 95% metanu, w złożach zaś głębszych zawierają ok. 94% metanu oraz tylko ok. 1% węglowodorów cięższych.

* * *

W celu zobrazowania całości terytorium w Polsce, które posiada stwierdzony gazonośny charakter, załączamy mapę „Tereny gazowe na Przedgórzu i w Karpatach“ w skali 1:1,500.000. Wyróżniono tu obszar karpacki oraz Przedgórza wraz z północnym obramieniem układów starszych. Na mapie przedstawiono kopalnie naftowe, a w szczególności gazowe z większą produkcją; również zaznaczono schematycznie stwierdzone strefy gazowe na Przedgórzu. Wrysowano tu

[1]) K. K a t z. Występowanie i własności gazów ziemnych. Geologia i Statystyka Naftowa Polski. Zeszyt 5, 1933.

Tabl. 8.

Otwór	Miejscowość	Firma	Głęb. otw.	Data pobrania gazu	CO_2	O_2	H_2	CO	C_nH_{2n+2}	N_2	Suma	Nadwyżka CO_2 względem	
												gazu	C_nH_{2n+2}
				Borysław									
Zuzanna 1	Mrażnica	B. Roth	1479	21. IV. 1933	0.60	3.16	0	0	92 70	3.54	100.00	37.62	40.60
Zygmunt 4	„	Galicja	1467	11. IV. 1933	0.63	4.24	0	0	88 66	6.47	„	35.32	39.84
				Daszawa									
Polmin 6	Daszawa	Polmin	317	13. VI. 1933	0.11	2.17	0	0	94.64	3.08	100.00	0	0
Basiówka	„	Gazolina	490	„	0 06	2.02	0	0	95.19	2.73	„	0	0
Śmiały	„	„	740	„	0	2.33	0	0	94 23	3 44	„	1.50	1.59
Polmin 4	„	Polmin	775.6	„	0.15	2.13	0	0	94.16	3.56	„	1.39	1.48

także istniejące gazociągi, ważniejsze przemysłowe miejscowości i miasta z większą ilością mieszkańców. W ten sposób mapka wymieniona może służyć dla przeglądowych celów, związanych z kopalnictwem gazu ziemnego w Polsce. Można też będzie na niej zaznaczyć przyszłą sieć gazociągów sięgających — mamy nadzieję — aż po Warszawę.

Résumé.

Introduction.

Certains gisements pétrolifères en Pologne se distinguent non seulement par leur teneur très considérable du gaz naturel, mais aussi par la longévité de leur production. Borysław nous en fourni un bon exemple: ce gisement a donné au cours des années 1916—1935 5,185 millions de m^3 de gaz. Cependant en tenant compte de grandes quantités de gaz qui se sont échappé en air pendant les années précédentes, on peut admettre — avec beaucoup de probabilité — que Borysław a produit en somme plus de 10 milliards de m^3 de gaz naturel.

Quelques autres régions karpatiques se distinguent également par caractère nettement gazifère. Tel est le cas de l'anticlinal de Potok (Karpates occidentales), où les puits à pétrole et gaz, ainsi que les puits uniquement gazeux, ont produit en somme env. 2 milliards de m^3 de gaz.

Au cours des dix dernières années une nouvelle mine de gaz a commencé à se développer à Daszawa sur l'avant-pays; 1924 à 1935 elle a produit plus de 1,052 millions de m^3 de gaz.

Comme les chiffres cités ci-dessus, les conditions géologiques de l'appartion des gaz naturels en Pologne montrent aussi que les gisements gazifères ont chez nous une importance très considérable et qu'il faut attirer une attention spéciale sur ce problème, à cause de son importance économique.

Caractère géologique des gisements gazifères.

Les trois grandes régions gazifères, dont nous venons de parler à savoir Borysław, l'anticlinal de Potok et Daszawa, se trouvent dans des conditions géologiques très différentes. Les deux premières appartiennent aux Karpates. Borysław

forme un type spécial de gisement pétrolifère et gazifère dans l'élément du fond, dit „skiba" de Borysław. L'anticlinal de Potok forme une élévation relativement étroite dans la Dépression Centrale des Karpates.

Les gisements gazifères de Daszawa appartiennent à un type géologique complètement différent; ils apparaissent sur l'avant-pays des Karpates, et spécialement dans sa zone externe, dans les sables et les grès du Tortonien supérieur ou du Sarmatien. La zone gazifère de Daszawa sur l'avant-pays des Karpates orientales est bornée au Sud par le Miocène plus ancien, apparaissant dans la zone des plis à diapirs. Les gisements de Daszawa se trouvent probablement en partie aussi sous l'influence tectonique des plis à diapirs.

Gisements gazifères dans les Karpates.

Borysław.

La structure géologique de Borysław a été étudiée en détail et décrite ces dernières années dans diverses publications spéciales; aussi n'en traiterons nous pas en détail ici.

Le pli profond de Borysław que présente un réservoir de pétrole et de gaz naturels forme un bloc à allure relativement régulière. Cependant ce bloc doit son origine à des forces tectoniques puissantes en particulier à la pression qui agissait du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Par suite l'élément profond de Borysław a subi des plissements secondaires peu considérables, tandis que s'y sont manifestées de grandes dislocations généralement à direction transversale. Par suite de ces dislocations les blocs différents de la „skiba" de Borysław ont été déplacés de telle façon qu'ils ne s'accordent pas entre eux dans le sens longitudinal. Donc les processus tectoniques compliqués qui ont eu lieu expliquent, pourquoi le même gisement peut présenter des caractères différents, suivant les régions. Par ex. le grès de Borysław qui est un des plus grands gisements pétrolifères et gazifères de toute la région a une productivité en pétrole et en gaz différente, suivant les puits. Il arrive qu'à côté de puits très productifs, il y ait des puits

presque complètement secs. Dans ce cas les variations de la porosité et de la perméabilité du grès jouent aussi leur rôle.

Les différences de productivité des divers puits est encore plus forte pour les gisements plus profonds où la puissance des grès est plus petite, ou, où leur allure est encore moins régulière, comme par ex. dans le grès de Jamna.

Tabl. 1.

Production du gaz naturel en Pologne 1916—1935
(Milliers de m^3)

Année	Borysław	District de Drohobycz la région de Borysław	District de Jasło	District de Stanisławów	Total
1916	352,000				352,000
1917	347,000				347,000
1918	336,000				336,000
1919	285,000	486	7,593	3,749	296,828
1920	282,000	3,810	172,420	9,090	467,320
1921	274,000	4,900	100,074	25,436	404,489
1922	283,000	5,000	88,000	26,000	402,685
1923	280,000	6,149	77,052	26,850	390,051
1924	250,000	47,335	70,000	75,114	442,845
1925	276,000	55,084	63,740	142,258	537,082
1926	285,612	59,067	57,946	78,697	481,322
1927	271,213	60,733	45,537	76,117	453,600
1928	277,232	76,083	44,054	62,162	459,531
1929	276,235	99,306	49,135	42,007	466,683
1930	242,612	120,034	75,432	48,428	486,506
1931	211,763	127,549	86,719	47,792	473,823
1932	186,764	115,811	86,347	48,008	436,930
1933	176,972	142,978	97,664	44,597	462,211
1934	154,516	149,722	121,083	43,633	468,954
1935	137,390	168,507	136,476	43,036	485,409
Razem	5,185,309	1,242,554	1,379,272	842,974	8,651,269

Comme nous l'avons remarqué le pétrole et les gaz naturels apparaissent dans les gisements de Borysław simultané-

ment; c'est seulement dans les cas sporadiques où on rencontre des accumulations de gaz sans pétrole. On connait de tels accidents généralement dans la zone des schistes ménilitiques du flanc méridional du grès de Borysław.

Sur le tableau 1 nous trouvons des données statistiques illustrant la production en gaz des mines de Borysław pour les années 1916—1935. Pendant les premières années de cette période, Borysław produisait plus de 300 millions de m^3 par an, tandis qu'en 1935 sa production s'est élevée seulement à 137 millions de m^3 de gaz. Toutes les données montrent que la productivité des puits à gaz a beaucoup diminué; ces derniers temps elle atteint en moyenne env. 0,4 m^3/min. par puits.

Le diagramme présenté sur la fig. 1 indique clairement que la courbe de la production du gaz naturel dans la région de Borysław s'abaisse constamment depuis 1929. Il est vrai que l'allure de cette courbe nous permet d'espérer obtenir encore des quantités considérables de gaz; il n'en demeure pas moins que la région de Borysław ne peut pas être sérieusement prise en considération pour ses réserves de gaz. La mode d'exploitation des gaz en usage pendant les dernières années souligne le fait: par suite du manque de pression on puise les gaz à l'aide des exhausteurs, en appliquant un vide atteignant 500 mm de mercure. Il est vrai que sur les chantiers de Borysław il y a encore assez d'espace libre pour forer des puits nouveaux, mais l'expérience montre que les pressions dans les gisements bitumineux se sont abaissées ici sur un très grand rayon; donc les puits nouveaux pourront à peine refréner la chute trop rapide de la production des gaz dans toute la région de Borysław.

A Borysław c'est plutôt nous nous trouvons devant le problème de la régénération de la pression qui se pose au moins dans certains gisements importants, comme par ex. dans le grès de Borysław, à l'aide d'introduction d'air ou de gaz naturel sous pression.

Traitant des réserves de gaz naturels adressons nous donc à d'autres régions, soit dans les Karpates, soit à leur voisinage.

L'anticlinal de Potok.

Entre Krosno et Jasło dans la Dépression Centrale des Karpates s'étend un anticlinal, dit „l'anticlinal de Potok" à structure géologique très spéciale. Sur la culmination de cet anticlinal entre Krościenko et Sądkowa s'étend un noyau éocène très long (env. 20 km). Cependant aux deux extrémités de cet anticlinal à l'Est et à l'Ouest ce sont les schistes ménilitiques qui apparaissent dans la noyau; à l'Ouest, à Roztoki les schistes ménilitiques s'enfoncent vers l'Ouest sous les grès de Krosno dont l'affleurement s'étend jusqu'à Sobniów où l'axe de l'anticlinal s'abaisse rapidement [1]).

Dans la zone axiale de l'anticlinal et surtout dans sa partie occidentale les couches sont redressées, parfois complètement verticales, tandis qu'en profondeur règne une allure plus tranquille.

L'anticlinal de Potok est exploité jusqu'à présent sur une longueur d'env. 20 km. Les mines s'y sont développées d'abord dans les environs de Krosno et surtout à Potok, où l'exploitation des puits de pétrole dure déjà depuis plusieurs dizaines d'années. Mais c'est seulement en 1912 qu'on a foré à Białkówka puits à gaz ayant fourni une grande production du gaz naturel. Les puits suivants ont été forés en 1916. Au commencement on ne savait pas utiliser les gaz, aussi pendant plusieurs années les a-t-on laissé s'échapper dans l'atmosphère. C'était un spectacle singulier, comme par ex. au puits de Winnica, où une colonne énorme de gaz sous grande pression s'élevait de puits, débitant sans arrêt plusieurs centaines de mètres cubes par minute. On peut s'imaginer quelle énorme dévastation des gisements gazifères en est résultée.

Le tableau 2 ci-joint donne la production des mines à gaz de l'anticlinal de Potok de 1917 à 1935. Au cours de cette période on a produit 1,116 millions de m^3. La production de gaz naturel augmente constamment depuis 1927, par suite du développement d'une mine nouvelle à Roztoki. L'allure de la production de gaz sur l'anticlinal de Potok est présentée aussi par le diagramme de la fig. 2.

---

[1]) J. Obtułowicz. Anticlinal de Potok (en polonais). Géologie et Statistique du Pétrole en Pologne, N-o 2. 3, 1932.

Tabl. 2.

Production du gaz naturel à Sądkowa, Dobrucowa, Białkówka, Brzezówka, Męcinka, Jaszczew et Roztoki. (L'anticlinal de Potok).

Année	Nombre des puits	m^3
1917	1	661,188
1918	1	10,800,831
1919	5	33,853,899
1920	5	95,326,611
1921	7	89,434,554
1922	11	85,297,351
1923	15	74,854,824
1924	16	63,532,785
1925	20	62,009,094
1926	24	57,399,610
1927	27	44,643,105
1928	26	44,982,316
1929	25	47,212,315
1930	22	50,475,027
1931	23	53,976,000
1932	23	54,426,000
1933	30	59,820,000
1934	34	84,722.000
1935	39	102,976,000
		1,116,403,510

Les gisements de pétrole et de gaz naturels se trouvent dans le noyau de l'anticlinal de Potok, et surtout dans les grès éocènes de Ciężkowice, ainsi que dans les grès plus profonds du Crétacé.

R o z t o k i.

Les premiers bons résultats donnés par les puits de gaz à Winnica et à Męcinka n'ont pas été utilisés d'une façon rationnelle; la production du gaz à commencé à s'abaisser depuis 1920 et n'a même plus suffi aux besoins locaux. C'est seulement en 1931 qu'on a achevé à Roztoki le puits nouveau Polmin I qui a montré que l'extrémité occidentale de l'anticlinal

de Potok est gazifère; le gisement gazifère trouvé ici à une profondeur de 1043 m dans le I-er grès de Ciężkowice se distingue par une grande productivité et par une haute pression: env. 115 atm. Jusqu'à ces derniers temps on y a foré 7 puits; tous ces puits sans exception ont rencontré le grès gazifère dans la même situation géologique avec abondant débit de gaz atteignant env. 200 m³/min. toujours sous pression.

L'an dernier la valeur de la mine de Roztoki s'est accrue du fait que le puits n-o 7 a rencontré à 1300 m de profondeur toujours dans le I-er grès de Ciężkowice le gisement gazifère sous une pression d'env. 128 atm. La production très considérable, atteignant plus de 600 m³/min à issue libre.

Le gaz de ce puits contient env. 32 g du pétrole claire pour un m³. L'ensemble de la mine de Roztoki a produit jusqu'à juillet 1936 env. 129 millions de m³ de gaz.

La courbe de la production du gaz est présenté sur le diagramme de la fig. 2.

Tabl. 3.

Année		m³
1931	1	2,327.499
1932	2	3,728.495
1933	3	5,783.914
1934	4	35,032.863
1935	6	49,654.282
	Razem	96,527.053

Sur le tableau 3 on a présenté les données statistiques concernant la production de la mine de Roztoki pendant les années 1931—1935.

La carte ci-jointe (fig. 3) et les profils (fig. 4, 5) montrent la situation géologique de la mine de Roztoki [1]).

Strachocina — Górki.

Les très bons résultats atteints sur l'anticlinal de Potok prouvent que dans la Dépression Centrale des Karpates on

[1]) K. Tołwiński. Roztoki (en polonais). Géologie et Statistique du pétrole en Pologne. N-o 7, 1932.

peut espérer trouver différents élémenis tectoniques gazifères. En fait on a obtenu dernièrement de bons résultats dans la région de Sanok sur un anticlinal passant par Strachocina et Górki: entre 1927 et 1930 la S-té „Galicja" a foré à Strachocina 2 puits qui à env. 800 m de profondeur ont obtenu une production initiale de gaz d'env. 100 m³/min dans les grès crétacé. En 1934 la S-té „Polmin" a foré dans la localité voisine Górki un puits productif de gaz dans le grès crétacé à une prof. de 1218 m. La production du puits s'est élevée ici également à env. 100 m³, à pression de plus de 90 atm. Le tableau 4 ci-joint donne la production des mines de gaz à Strachocina et à Górki [1]).

Tabl. 4.

Production du gaz naturel à Strachocina et Górki.

Année	Strachocina	Górki
1930	4,380.000	—
1931	4,283.000	—
1932	2,428.000	—
1933	2,151.000	—
1934/35	1,267.000	234.518
1935/36	3,292.000	1,371.608
do VI. 1936	903.000	382.783
	18,704.000	1,988.909

Les gaz provenant des gisements pétrolifères karpatiques sont en générale humides, c'est-à-dire qu'ils contiennent hydrocarbures lourdes qu'on peut condenser sous forme de gazoline. Aussi a-t-on instauré en Pologne depuis quelques années l'industrie de gazoline.

Le tableau 5 ci-joint donne la statistique du gaz traité et de la gazoline produite en 1926—1935. En 1935 on a traié en somme plus de 271 millions de m³ de gaz, d'où on a extrait 39,482.408 kg de gazoline. Comme on le voit, c'est le district minier de Drohobycz et surtout la région de Borysław qui fourni la majorité de cette production [2]).

[1]) B. B u j a l s k i. Strachocina (en polonais). Géologie et Statistique du Pétrole en Pologne. N-o 3. 1933.

[2]) K. T o l w i ń s k i. Natural Gas in Poland. Bull. of the American Association of Petroleum Geologists. Nr. 7. 1934.

Tabl. 5.

Production de la gazoline en Pologne
1926—1935.

Année	District de Jasło		District de Drohobycz		District de Stanisławów		Total		
	Gaz traité m^3	Gazoline produite kgs.	Gaz traité m^3	Gazoline produite kgs.	Gaz traité m^3	Gazoline produite kgs.	Gaz traité m^3	Gazoline produite kgs.	
1926	—	—	156,999.563	17,149.844	29,140.941	894.331	186,140.504	18,044.175	38.7
1927	—	—	219,848.444	25,287.961	28,546.391	2,496.192	248,394.835	27,784.153	54.8
1928	—	—	228,179.905	28,931.005	31,025.325	2,923.935	259,205.230	31,854.940	56.4
1929	—	—	247,014.636	31,586.974	30,068.121	2,917.502	277,082.757	34,504.476	59.3
1930	798.150	197.240	249,897.875	34,903.905	35,355.112	3,392.505	286,051.137	38,493.650	58.8
1931	7,578.165	1,455.932	232,794.151	36,140.120	37,253.363	3,384.970	277,625.679	40,981.022	58.6
1932	17,893.988	2,521.915	199,009.902	33,257.716	34,298.243	3,053.045	251,202.133	38,832.676	57.5
1933	42,617.117	4,033.312	193,927.373	34,924.813	36,185.230	3,020.301	272,729.720	41,978.426	59.0
1934	69,564.253	4,436.585	174,209.113	33,349.333	36,943.971	2,952.171	280,717.337	40,738.089	59.8
1935	81,293.622	3,831.056	154,698.727	32,887.608	35,732.977	2,763.744	271,725.326	39,482.408	56.0
	219,745.295	16,476.040	2.056,579.889	308,419.279	334,549.674	27,798.696	2.610,874.658	352,694.015	

Mines produisants de moindres quantités de gaz naturels dans la région karpatique.

Presque toutes les mines actives dans les Karpates fournissent outre le pétrole, aussi une certaine quantité de gaz naturels. Cependant à l'exeption de Borysław et de l'anticlinal de Potok, seules quelques des mines ont une richesse en gaz ayant une importance industrielle.

La région de Bitków—Pasieczna, où on exploite ces derniers temps 44 millions de m³ de gaz par an est, en dehors de Borysław, une des plus riches en gaz naturels.

Tabl. 6.

Production du gaz naturel dans les mines moins importantes

Milliers de m³

Année	Bitków	Pasieczna	Rypne Perehińsko Duba	Schodnica	Wańkowa Ropienka Paszowa	Harklowa	Zmiennica Turzepole	Stara wieś Brzozów Humniska Grabownica	Lipinki Libusza Myg. Kobylanka Dominikowice Wójtowa
1930	42.790	4.208	10.611	3.182	1.546				
1931	42.186	5.116	11.491	3.542	1.510				
1932	43.442	4.057	12.848	3.758	1.524				
1933	41.062	3.266	12.744	3.847	1.555				
1934	40.050	3.416	13.420	5.283	1.134	1.175	1.176	14.013	
1935	39.100	3.771	12.343	5.434	1.550	1.098	1.042	10.730	1.116

Sur tableau ci-joint on a présenté des données relatives à la production du gaz dans ces mines moins importantes au cours de ces derniers temps.

Les chantiers de Bitków n'ont pas été utilisés rationnellement comme région gazifère faute de démande de gaz dans un rayon proche. Il y a env. 10 ans, on a constaté que l'élément profond du Sud de Bitków, dit „écaille gazifère" renferme un gisement de gaz d'une valeur considérable. A Pasieczna à l'extrémité Sud des chantiers de Bitków on a foré en 1927 le puits Łaszcz 1 qui atteint 1598 m. On y a rencontré gisement de gaz sous une pression de 180 atm. C'est la plus haute pression jusqu'à présent observé dans les puits de gaz en Pologne. Les

mesures d'issue libre n'ont pas été exécutées; on n'a pas pris non plus d'échantillons du gaz. Le puits Łaszcz 1 est actuellement fermé.

Parmi les autres régions karpatiques ce sont Rypne avec env. 12 millions de m^3 et Schodnica avec plus de 5 millions de m^3 par an qui donnent les quantités les plus considérables de gaz naturels. La zone de Brzozów—Grabownica fournit aussi une quantité importante; env. 10 millions de m^3 par an.

Il faut encore mentionner Dźwiniacz qui se trouve déjà sur l'avant-pays, quoique en profondeur on y ait rencontré la formation du Flysch karpatique. Ces dernières années la mine de Dźwiniacz est inactive, mais 1929/30 le puits Babeta produisait encore 2 millions de m^3 de gaz par an.

Gisements gazifères sur l'avant-pays.

Les études et les observations des dernières années montrent que la structure de l'avant-pays situé entre les Karpates et le plateau podolien et celui de Lublin est très compliquée. Différentes formations du Néogène y sont représentées et la tectonique se présente aussi d'une façon très hétérogène.

Au point de vue stratigraphique il faut distinguer surtout la formation salifère qu'on doit attribuer au I-er étage méditerranéen (Helvetien) et la puissante série des couches du II-ième étage méditerranéen, ou plus exactement du Tortonien et du Sarmatien. Ce sont les couches dites chez nous „de Stebnik" et les argiles grises, conglomérats, grès et sables de la zone gazifère de Daszawa, surmontant les couches de Stebnik.

La formation salifère s'étend uniformement sur une grande longueur devant le front des Karpates polonaises orientales, où elle forme une zone de quelques km de largeur tout au plus. C'est la zone salifère dite périkarpatique qui s'étend entre Przemyśl et Kosów. On rencontre des tronçons appartenant à cette formation plus loin à l'Ouest dans les environs de Wieliczka et de Bochnia. Cette zone est très écrasée et très irrégulière au point de vue tectonique.

Au Nord de la zone salifère périkarpatique entre Przemyśl et Kuty s'étend une autre zone, relativement large à structure géologique très spéciale: elle comporte les couches de Stebnik plissées avec par places des percements d'argiles

salifères appartenant au Miocène plus ancien. Les observations récentes ont montré que cette structure est due à des phénomènes tectoniques diapirs, comme cela a lieu en Roumanie dans la zone pétrolifère des districts de Prahova et de Buzeu. Le percement des massifs de sel manifeste sur l'avant-pays des Karpates polonaises d'une manière spécialement intense sur la culmination de Majdan, où la zone à diapirs s'élargit le plus. Certains forages profonds ont également montré dans la zone en question l'existence de synclinaux profonds à flancs fortement inclinées. Par ex. le forage de la S-té „Pionier" à Rachiń qui atteint une profondeur de 1425 m n'a pas rencontré le fond de la série synclinale des marnes roses de Stebnik à fort pendage.

Au Nord de cette zone de Stebnik à plis à diapirs affectant la formation salifère, s'étend sur une vaste surface une zone transgressive plus récente tortono-sarmatienne, en générale à structure plus tranquille: cependant des massifs de sel intrusifs y apparaissent encore — surtout dans la partie méridionale et les forages ont décelé aussi des zones très disloquées. La limite entre la série de Stebnik et celle de Daszawa est en beaucoup de cas masquée, cependant on peut admettre qu'elle est de nature tectonique, c'est-à-dire que la série de Stebnik est partiellement charriée sur celle de Daszawa.

C'est précisément dans cette zone extérieure, la plus récente, tortono-sarmatienne que se trouvent les gisements gazifères considérables constatés par toute une série de forages à Daszawa.

D a s z a w a.

En 1924 on a achevé le forage du premier puits de Daszawa, Piłsudczyk n-o 1 de la S-té „Gazolina" qui à une prof. de 740 m a rencontré un gisement de gaz très abondant, sous une pression de plus de 60 atm. Ce puits a produit au cours de 1924 env. 40 millions de m^3 de gaz. Au cours du forage on avait rencontré d'autres gisements de gaz moins profonds et également abondants. Il n'y avait donc pas de doute qu'on avait découvert dans les grès et dans les sables de la série des couches de Daszawa un gisement gazifère d'une très grande importance.

Plusieurs puits forés sur les chantiers de Daszawa au cours de ces dix dernières années ont montré que les gisements de gaz ont une structure régulière et plate, et une grande capacité de production. La région exploitée à Daszawa a produit 1924—1935 plus de 1,052 millions de m³ de gaz, et la production de l'année 1935 a dépassé de 148 millions de m³ de gaz.

Tabl. 7.

Production du gaz naturel de la région gazifère de Daszawa.

Année	Nombre des puits	m³
1924	1	37,673.459
1925	2	45,549.626
1926	2	51,526.506
1927	3	51,894.371
1928	6	68,044.190
1929	8	88,211.727
1930	9	103,294.271
1931	10	109,188.855
1932	13	96,187.000
1933	13	123,313.000
1934	15	129,036.000
1935	18	148,727.000
		1.052,646.005

Le tableau 6 ci-joint et le diagramme (fig. 6) présentent la production des mines de Daszawa.

Les diagrammes 7 et 8 donnent la production du gaz du puits Księże Pole pendant 24 heures, en rapport à la pression [1]).

Sur les figures 9—15 nous trouvons des profils longitudinaux et transversaux, montrant l'allure des gisements de gaz et des horizons aquifères dans la zone gazifère de Daszawa. On y voit nettement que dans la région jusqu'à présent connue par forage les gisements gazifères ont une allure tranquille et plongent doucement vers l'Ouest et vers le Sud.

Les matériaux géologiques extraits des puits de Daszawa

[1]) Les diagrammes ci-dessus m'ont été aimablement offerts par M. l'ing. M. Gawliński et par M. l'ing. S. Rzepecki.

ont fourni des nombreux exemplaires d'une faune caractéristique. La figure 16 donne un profil transversal passant par les puits Śmiały et Batory à Daszawa; on y a marqué l'emplacement des faunes rencontrées. Ces faunes ont été ici déterminée [1]); on y a trouvé des formes caractéristiques comme *Ervilia podolica* Eichw., *Mohrensternia angulata* Eichw., *M. pseudangulata* Hilb., *M. pseudosarmatica* Friedb., *M. inflata* Andrz., *Gibbula picta* Eichw., *Potamides bicostatus* Eichw., *P. mitralis* Eichw., *P. nympha* Eichw., *Tapes gregaria* Part. var. *modesta* Dub.

Ces formes montrent que les couches supérieures de Daszawa jusqu'à la profondeur d'env. 500 m appartiennent au Tortonien supérieur et partiellement au Sarmatien. Vraisemblablement toute la série inférieure de la formation gazifère de Daszawa doit aussi être attribué à l'étage Tortonien supérieur.

Pour le moment nous ne pouvons pas déterminer la puissance totale de la formation gazifère de Daszawa. Dans la région de Daszawa proprement dite les puits n'ont pas atteint le fond de cette formation à une profondeur d'env. 800 m. Elle s'étend probablement encore assez loin en profondeur.

A Uhersko et à Wownia à quelques kilomètres au Nord-Ouest de la mine de Daszawa on a foré dernièrement deux puits qui ont traversé toute la série de Daszawa en prof. de 1142 et 1174 m, en rencontrant des couches des gypses durs, légèrement inclinées, sous lesquelles venaient des séries de grès d'une puissance considérable dont on n'a pas atteint la base. Le puits Uhersko 1 a été poussé jusqu'à 1332 m, le puits Wownia 1 — jusqu'à 1425 m. Les grès en question appartiennent probablement déjà au Crétacé; ils sont inondés.

Les profils des mines de Daszawa présentés ici, montrent que les gisements gazifères ont ici une allure très régulière et tranquille. Egalement les carottes extraites de quelques puits de Daszawa montrent aussi que les couches perforées sont généralement presque horizontales ou très faiblement inclinées. Cependant en quelques cas on a observé même ici les zones très disloquées. En particulier dans la vallée longitudi-

[1]) B. B ö h m. La faune de l'avant-pays des Karpates dans les environs de Stryj et de Dolina et sa signification pour la stratigraphie. Serv. géol. des Karpates. Bull. 21, 1934.

nale qui s'étend au centre apparaissent des couches salifères et gypsifères avec eau salée. Les puits à moins qu'on y a creusés ici pour examiner les couches ont montré que ces affleurements appartiennent aux couches plus anciennes de la série de Stebnik; ces couches ont subi des dislocations tectoniques très intenses; elles ont été extrèmement écrasées et plissées. Donc selon toute vraisemblance il y a eu dans la région de Daszawa comme ailleurs percement diapir des couches plus anciennes, c'est-à-dire de la formation salifère et des couches de Stebnik, à travers les formations plus récentes [1]).

La carte ci-jointe des chantiers pétrolifères de Daszawa au 1:25.000 présente l'état des pressions dans la zone du gisement gazifère principal pendant la période de 1934—1935, c'est-à-dire après l'exploitation d'env. 1 milliard de m^3 du gaz au cours des dix dernières années. Elle nous donne un tableau très curieux et très expressif: au centre du champ exploité, où se trouvent les puits les plus anciens, la pression est tombée à 34—40 atm. En avançant de cette dépression vers les bords nous rencontrons des pressions de plus en plus hautes. On a réussi à trouver des zones plus éloignées à pression de 40—50 atm. de 50—60 atm., et enfin au-dessus de 60 atm. Il est évident que les limites entre ces zones ne sont dressés sur la carte que d'une façon schématique pour faciliter la présentation de ce phénomène. En réalité il n'y a pas de limites tranchées mais passage graduel des grandes pressions en périphérie aux pressions plus basses vers le centre.

Régions gazifères de l'avant-pays Daszawa exclue.

Toute une série de faits montre que la zone gazifère de Daszawa n'est pas limitée exclusivement à la région de Daszawa proprement dite, mais qu'elle s'étend beaucoup plus loin en longueur vers le Sud-Est et vers le Nord-Ouest. Dès avant la guerre on avait foré deux puits à Kałusz qui ont donné des quantités considérables de gaz naturel sous haute

[1]) Comparer: J. Obtułowicz, H. Teisseyre, O. Wyszyński. Carte géologique des Karpates Polonaises Orientales. Serv. Géol. des Karpates. Karpates II, 1934. — K. Tołwiński. Zones à diapirs sur l'avant-pays des Karpates polono-roumaines. Ibidem. Karpates III, 1935.

pression. On avait déjà commencé à capter ce gaz pour les différentes besoins locaux, mais par suite de complications techniques on a été forcé d'abandonner ces puits; néanmoins ils ont montré incontestablement l'existence d'une zone gazifère productive aux environs de Kałusz, région qui au point de vue géologique, possède certaines analogies avec la zone de Daszawa. Entre la région de Daszawa et celle de Kałusz on a foré en 1934 un puits de la S-té „Gazolina" Balicze 1, qui a trouvé également des gisements gazifères considérables. Ce puits a été placé géologiquement sur l'extrémité méridionale de la zone gazifère de Daszawa. Tous ces faits attestent qu'entre Daszawa et Kałusz il y a partout des manifestations nettes de gisements gazifères qui s'étendent probablement sans interruption sur tout cet espace c'est-à-dire sur env. 40 km de longueur.

Au Nord-Ouest de Daszawa nous possédons également quelques données sur l'apparition de gaz naturels. En Août 1930, étudiant la géologie de la rive droite de la Tyśmienica près de la localité d'Opary au Nord de Drohobycz, j'ai rencontré des traces importantes de gaz, après avoir perforé quelques mètres d'argiles et de sables avec un trepan à la main. Ce gaz a brulé dans le puits avec une flamme constante pendant un temps assez long. En 1933 on a foré dans cette localité le puits Polmin 1 qui a rencontré à env. 180 m un afflux considérable de gaz. Ensuite on a fermé ce puits, et les gaz conduits en haut par un tuyau étroit brulent depuis lors. Dans le puits voisin n-o 2 on a également constaté un petit gisement gazifère peu profond.

Donc des gisements gazifères peu profonds existent en tout cas à env. 30 km au Nord-Ouest de Daszawa dans une situation géologique analogue.

De cette façon la zone gazifère de Daszawa commence déjà de s'esquisser très nettement sur une longueur de quelques dizaines de km et les recherches les plus récentes montrent que les gaz naturels apparaissent également dans des parties éloignées de l'avant-pays à une profondeur relativement peu considérable. Par ex. au cours de l'année dernière le puits d'exploration de la S-té Pionier dans la région de Kosów a trouvé des agglomérations considérables du gaz naturel à env. 200 m de profondeur. A l'extrémité occidentale

de l'avant-pays il y a aussi des gisements gazifères: en 1934 on a commencé à forer le puits Polmin à Żdżary. Ce puits a rencontré dès la profondeur de 100 m env. des traces nettes du gaz naturel; dans les sables au-dessus de 200 m les gaz se manifestaient d'une façon encore plus nette. En continuant le forage jusqu'env. 800 m de prof. on a trouvé continuellement les gros bancs de grès avec traces des gaz; cependant le fort afflux d'eau salée compliquait la situation. En tout cas on a ainsi obtenu des preuves exceptionnellement fortes de lointaine extension de la zone gazifère de Daszawa vers les extrémités occidentales de l'avant-pays. Les couches traversées là contiennent les mêmes fossiles que celles de Daszawa, par ex. *Ervilia,* et elles sont par suite du même âge.

De tous ces faits relatifs aux gisements gazifères de l'avant-pays, il ressort que les quelques kilomètres carrés, exploités à Daszawa ne sont qu'un fragment d'un vaste domaine encore mal connu et non exploité. Un énorme espace de l'avant-pays s'étend sur des dizaines et des centaines de km², renferme de grandes réserves de bitumes volatils, mais attend encore les travaux et les explorations qui en permettront l'exploitation. Ces réserves pourraient dès aujourd'hui être utilisées d'avantage qu'elles ne l'ont été jusqu'à présent; en tout cas elles rendront des services inappréciables au cours du premier essor économique de la Pologne.

Caractère chimique des gaz naturels en Pologne.

Les gaz naturels exploités jusqu'à présent en Pologne se divisent en deux groupes différents: le I-er groupe renferme les gaz contenant des hydrocarbures lourds ou les gaz dits de naphtène ou de gazoline. Ces gaz se rencontrent généralement dans la région karpatique; ils sont aussi connus sous le nom de gaz humides. Au II-ième groupe appartiennent des gaz secs, composés généralement de méthane. Ces gaz apparaissent sur l'avant-pays des Karpates et jusqu'à présent ne sont exploités que dans la région de Daszawa.

Le tableau 7 adjoint au texte présente les valeurs moyennes des analyses des gaz naturels de Borysław et de Daszawa, exécutées au laboratoire du Service Géologique de Karpates [1]).

[1]) K. K a t z. Apparition et propriétés des gaz naturels (en polonais) Géologie et Statistique du Pétrole en Pologne. N-o 5, 1933.

Tabl. 8.

Valeurs moyennes des analyses des gaz naturels de Borysław et de Daszawa.

Puits	Localité	Société	Prof. m		CO_2	O_2	H_2	CO	C_nH_{2n+2}	N_2	Total	Sur plus CO_2 par rapport au:	
												gaz	C_nH_{2n+2}
			Borysław										
Zuzanna I	Brażnica	B. Roth	1479	21. IV. 1933	0 60	3.16	0	0	92.70	3.54	100.00	37.62	40.60
Zygmunt 4	„	„Galicja“	1467	11. IV. 1933	0.63	4.24	0	0	88.66	6.47	„	35.32	39.84
			Daszawa										
Polmin 6	Daszawa	Polmin	317	13. VI. 1933	0.11	2.17	0	0	94.64	3.08	100.00	0	0
Basiówka	„	Gazolina	490	„	0.06	2 02	0	0	95.19	2.73	„	0	0
Śmiały	„	„	740	„	0	2.33	0	0	94.23	3.44	„	1.50	1.59
Polmin 4	„	Polmin	775.6	„	0.15	2.13	0	0	94.16	3.56	„	1.39	1.48

Il s'y manifeste donc une différence nette entre les gaz de Daszawa et ceux de Borysław. Tandis que les gaz de Borysław contiennent de 35 à 38% environ d'hydrocarbures lourds, les gaz de Daszawa contiennent dans les gisements les moins profonds env. 95% de méthane, et dans les gisements les plus profonds env. 94% de méthane et env. 1% d'hydrocarbures lourds.

*

* *

Pour représenter la place de l'ensemble des territoires gazifères connus en Pologne nous ajoutons une carte des „Terrains gazifères sur l'avant-pays et dans les Karpates" au 1:1,500.000. On y a distingué la région Karpatique et celle de l'avant-pays avec l'encadrement des systèmes plus anciens au Nord. Sur cette carte on a présenté les mines de pétrole, et spécialement celles de gaz à production considérable; on y a marqué schématiquement les zones gazifères constatées sur l'avant-pays. On a également figuré pipe-lines de gaz, les localités industrielles importantes et les villes les plus peuplées. Ainsi cette carte donne une vue générale de l'industrie minière du gaz naturel en Pologne. On pourra également y figurer le réseau futur des pipe-lines du gaz qui s'étendra — esperons le — jusqu'à Varsovie.

Arnold Sarjusz-Makowski.

Osiadania w Polskim Zagłębiu Węglowym podczas karbonu produktywnego.

(Die Senkungen während des produktiven Karbons im Polnischen Steinkohlenbecken).

Zagadnienie ruchów litosfery jest kardynalnym zagadnieniem geologii. Z ruchami tymi połączone są wydźwigania się lądów i następowanie zalewów morskich, wznoszenie się gór i tworzenie się głębokich zapadlisk, zjawiska przekształcające strukturę i oblicze ziemi naszej, zmieniające jej królestwa zwierzęce, roślinne i mineralne. Tworzenie się głębokich zapadlisk karbońskich należy do tej kategorii zjawisk.

Od końca ubiegłego wieku, gdy w nauce zapanowały nowe poglądy tektoniczne, badania budowy i powstawania gór zostały znacznie posunięte we wszystkich krajach górskich, szczególnie alpejskich, natomiast nie mniej ciekawe i ważne badania nad zapadliskami zaawansowane są w znacznie mniejszym stopniu. Szczególnie ciekawe są badania serii węglonośnej, bardzo monotonnej, składającej się ze stale powtarzających się osadów, wśród których daje się zaznaczyć pewna kolejność, odpowiadająca pewnej cykliczności tych zjawisk, pewnej rytmice procesów w dziejach ziemi.

Badania.

Dla zrozumienia procesów osiadania w Polskim Zagłębiu Węglowym trzeba zapoznać się z kolejnością zmian, które się tam zaznaczyły w odpowiednich osadach. Najbardziej charakterystyczne zmiany i osady napotykamy wśród warstw Ostrawskich w dolnej partii karbonu produktywnego, gdzie mamy cały szereg osadów węglonośnych z warstwami stigmariowymi w spągu pokładów węglowych, poprzedzielanych miejscami przez poziomy z fauną morską, wykazujące ciągłą

oscylację podłoża. Charakterystycznym jest również rozmieszczenie tych warstw w całym kompleksie grupy ostrawskiej, sięgającej do 3,5 km miąższości. Poziomy morskie wśród warstw Ostrawskich były odkrywane bardzo stopniowo, podział tej serii modyfikował się również powoli.

Po intensywnych badaniach, szczególnie w obwodzie Ostrawy Morawskiej, gdzie szeregi kopalń urabiają węgiel z warstw Ostrawskich, podział tej serii został ustalony w ostatnim dziesięcioleciu przez Petrascheck'a, następnie identyczny przez Šustę. W swoim podziale Petrascheck (1928 r.) wprowadza 15 grup, czasem bardzo cienkich, charakteryzując każdą z nich zespołem odnośnych pokładów węglowych i skał płonnych. Niemczyk w 1929 roku po znalezieniu tych samych poziomów morskich na kopalniach Gliwickich koordynuje swe spostrzeżenia z szematem Petrascheck'a i Šusty. Późniejsze badania Pattejskiego, Folprechta, Curth'a, Gothana, Groppa, Schindlera, i innych, a w okręgu Dąbrowy Górniczej Doktorowicza-Hrebnickiego nie zmieniają przyjętego podziału, uzupełniając tylko dane co do rozmieszczenia poszczególnych poziomów w rozmaitych okręgach Polskiego Zagłębia Węglowego.

Kilkuletnie badania autora na kopalniach Rybnickich wykryły, oprócz wszystkich dotąd znanych w okręgu Ostrawy Morawskiej poziomów morskich, jeszcze dwa nowe: morski poziom Eleonory i lingulowy Emmy, co jednak prawie nie wpłynęło na zmianę szematu. Wszystkie wspomniane badania zgodnie ustalają, że poziomy morskie warstw Ostrawskich, przynajmniej w części zachodniej Zagłębia, są z dostatecznym przybliżeniem ustalone i że jakichś większych niespodzianek oczekiwać tu trudno.

Tworzenie się pokładów polskich węgli karbońskich w wodzie słodkiej.

Osady morskie wyrażone są przeważnie ciemno-szarymi, pelitowymi, rysującymi się paznokciem, łupkami o muszlowym przełamie i aksamitnym dotyku. Często towarzyszą im więcej lub mniej zlimonityzowane syderyty. Po znalezieniu jakiegoś poziomu morskiego badania autora prowadzone były

krok za krokiem dla wykrycia przebiegu całej ingresji morskiej, o ile pozwalały na to odsłonięcia w kopalniach, jakżeż często zamurowane w najciekawszych miejscach.

Badania te pozwoliły ustalić, że większa część ingresyj morskich rozpoczyna się i kończy się fauną słodkowodną, wskazującą na stopniowe napływanie wody i fauny morskiej do laguny węglowej, początkowo słodkowodnej i na stopniowe późniejsze wysładzanie się tej samej laguny po regresji morskiej. Zalewy takie były przeważnie krótkotrwałe za wyjątkiem paru, które pozostawiły po sobie grubsze partie osadów morskich, dające możność łatwego rozpoznania tych seryj wśród warstw Ostrawskich. Wśród osadów morskich przerostów węglowych nie napotykamy, tworzące się przeważnie w wodzie morskiej pewne gatunki węgli „boghead" i „cannel" [1]) są rzadkie w naszym Zagłębiu. Poza tym w wodzie morskiej węgiel się nie tworzył. Ogólna miąższość osadów morskich wśród warstw Ostrawskich podług obliczeń Šusty stanowi tylko 2,5% (za mało zdaje się jednak policzona), poza tym cała seria Ostrawska, a w tym wszystkie pokłady węglowe, osadzone były wśród i przez wody słodkie. Tym bardziej grupy węglonośne siodłowa i łękowa, wśród których żadnych osadów morskich nie napotykamy, są wytworem wód słodkich.

W licznych bardzo wypadkach znajdujemy w bezpośrednim stropie pokładów węglowych czarny pelitowy łupek, aksamity w dotyku, przechodzący często w łupek palny, w miarę zwiększenia się domieszki węgla. Bardzo często są te łupki przepełnione jednostajną fauną słodkowodną. Rzadziej znajdujemy tam *Najadites* i *Carbonicula*, ale przede wszystkim masy *Anthracosia* i *Anthracomya*. Takie łupki niepalne i palne towarzyszą pokładom węglowym na długie kilometry i świadczą o obszernych słodkowodnych basenach, zalewających ongiś nasze Zagłębie. Łupki takie są bardzo rozpowszechnione tak wśród grupy łękowej, jak i brzeżnej (warstwy Jaklowieckie, pewne serie grup Porębskiej i Gruszowskiej).

Znane są przykłady, kiedy w bezpośrednim stropie po-

[1]) Dla okręgu Dąbrowy Górniczej Hrebnicki stwierdził istnienie węgli typu „cannel" wśród warstw siodłowych, utworów niewątpliwie słodkowodnych.

kładu węglowego znajduje się fauna morska. W naszym Zagłębiu są one dość rzadkie i dotyczą przeważnie najwyższych poziomów morskich. Ale takie zjawisko świadczyć może o nagłym zalewie morskim, spowodowanym nagłym obniżeniem się podłoża po wytworzeniu się węgla. Jeśli w setkach wypadków mamy dowody, że pokłady węglowe tworzyły się w wodzie słodkiej, to i pojedyncze przypadki muszą być przede wszystkim wytłumaczone zgodnie z ogólnymi zasadami, tym bardziej, że wyżej przytoczone wyjaśnienie nagłego zjawiania się fauny morskiej przez nagłe osiadanie nie przedstawia zgoła jakichś trudności.

Serie morskie, paraliczne, lądowe, limniczne wśród warstw Ostrawskich w Polskim Zagłębiu Węglowym.

A. Grubsze partie osadów morskich pozostawiły po sobie zalewy poziomów Franciszka (IX), Enna (VII), Barbara (V) (patrz tab. I). Każda z tych seryj składa się z kilku (3—4 i więcej) ławic typowego łupku morskiego z fauną, poza tym z piaskowców, z łupków piaszczystych i t. p. Fauna zwykle drobna składa się przeważnie z ławic rozmaitych ślimaków i małż *Pleurotomaria, Bellerophon, Nucula, Ctenodonta* i innych. Poza tym goniatyty czasem w większej ilości, ale zawsze źle zachowane, i liczne inne przeważnie pojedyncze okazy *Modiola, Myalina, Euomphalus, Solenomya, Sanguinolites, Nuculana, Edmondia,* i inne małże i ślimaki, ramienionogi, *Orthoceras, Phillipsia* i rozmaite inne rzadziej napotykane okazy [1]).

B. Oprócz tych grubszych partyj bezpokładowych morskich wyróżnić możemy wśród warstw Ostrawskich grubsze partie takich utworów lądowych, wśród których nie wykryto żadnych poziomów morskich. Są to trzy partie: 1) ze zlepieńcami Zameckimi (IV), 2) podpiętro Jaklowieckie (VI), 3) najniższa część podpiętra Gruszowskiego (X) (patrz tab. I).

Dla podpiętra Jaklowieckiego Petrascheck dla Ostrawy Morawskiej, a Niemczyk dla Gliwic, zaznaczają istnienie jednego poziomu morskiego, natomiast

[1]) Wspomniane wyżej piaskowce i łupki piaszczyste zaliczamy do osadów morskich z tego powodu, że leżą one wśród ławic typowego łupku morskiego i nie zawierają przerostów węglowych.

Šusta dla Ostrawy Morawskiej zamieszcza tu poziom słodkowodny zamiast morskiego. Poszukiwania tego poziomu przez autora na kopalniach Rybnickich dotąd nie wykazały jego istnienia. Wiele pokładów wśród warstw Jaklowieckich przykryte są bezpośrednio czarnym łupkiem palnym z *Anthracosia*, znajdującym się często i w innych partiach lądowych.

Najniższa część warstw Gruszowskich w obwodzie Rybnickim badana była z otworów wiertniczych na rdzeniach, zachowanych niekompletnie, gdzie trudno było dostrzec warstwy z fauną słodkowodną. Natomiast dla obwodu Ostrawskiego Šusta zaznacza w tej serii pięć poziomów z fauną słodkowodną.

Bardzo charakterystyczną jest partia piaskowców i zlepieńców Zameckich o charakterze częściowo arkozowym, często z czerwonym lepiszczem krzemionkowym. Poszczególne otoczaki, zwykle wielkości orzecha lub pięści, dochodzą czasem do rozmiarów głowy ludzkiej i większych. Składają się przeważnie z kwarcu, następnie z łupków krystalicznych, kwarcytów, lidytów, ziarn ortoklazu, kawałków kaolinu, gliny w rodzaju *terra rossa* i innych skał.

C. Poza trzema seriami wyłącznie morskimi i trzema wyłącznie lądowymi wyróżniamy jeszcze partie pośrednie.

Są to trzy serie, zawierające każda kilka poziomów morskich i znacznie więcej przerostów i pokładów węglowych: 1) w najwyższej części podpiętra Porębskiego (I), 2) w środkowej części tego podpiętra (III), 3) w górnej części podpiętra Pietrzkowickiego (XI) (patrz tab. I). Partie morskie cechuje typowy łupek z fauną morską, a nad pokładami węglowymi często napotykamy tu charakterystyczny łupek czarny z *Anthracosia*, przy tym dużo mamy utworów piaszczystych. Jest więc tu ciągła zmiana utworów lądowych i morskich.

D. Do ostatniej grupy należą trzy serie przeważnie o charakterze osadów lądowych z licznymi pokładami węglowymi. Wśród tych osadów napotykamy tylko po jednej partii pochodzenia morskiego z odpowiednią fauną. Są to pozostałości krótkotrwałych zalewów morskich. Zaliczamy tu: 1) serię II z poziomem lingulowym Emma w górnej części podpiętra Porębskiego, 2) serię VIII z poziomem morskim Roland

i 3) serię XII z poziomem morskim T e o d o r w dolnej połowie podpiętra P i e t r z k o w i c k i e g o. Poziom lingulowy E m m a został na razie stwierdzony tylko na jednej kopalni. Osady poziomu T e o d o r w Ostrawie Morawskiej mają około 4 m miąższości. Osady poziomu morskiego R o l a n d około 8—30 m. Poza tym we wszystkich tych seriach znamy tylko utwory lądowe: łupki z *Anthracosia*, liczne poziomy warstw stigmariowych, czasami bez pokładu węgla w stropie, bardzo dużo cienkich przerostów węglowych i inne oznaki słodkowodnych osadów błotnistych. W dolnej części serii XII (XIIb) z Ostrawy Morawskiej znaną jest bezpokładowa partia stumetrowej miąższości, kończąca się poziomem morskim S t u r a. Niżej idą warstwy przejściowe do kulmu. Nad serią I leżą warstwy S i o d ł o w e pochodzenia lądowego. Dotąd znane granice podziału paleontologicznego dla warstw O s t r a w s k i c h są w zupełnej zgodności z granicami zaznaczonych seryj.

Gdy teraz obejrzymy całość opisanej tablicy I, rzuca się w oczy regularna kolejność naprzemianległych seryj paralicznych i limnicznych w naszym Zagłębiu wśród warstw O s t r a w s k i c h, świadcząca o pewnej cykliczności tych zjawisk.

Trzykrotnie teren Zagłębia w owym czasie na dłuższy okres zalany zostaje przez morze — poziomy morskie F r a n c i s z k i (IX), E n n y (VII) i B a r b a r y (V), i przestaje w ogóle być zagłębiem węglowym. Trzykrotnie (okresy I, III, XI) jest to typowe paraliczne zagłębie zalewane morzem często, lecz na krótko, a po każdej regresji morskiej tworzą się pokłady węglowe. Trzykrotnie (okresy II, VIII, XII) jest to przede wszystkim zagłębie limniczne, przerywane tylko jednorazowym krótkotrwałym zalewem morskim. Trzykrotnie zaś (okresy IV, VI, X) jest to typowe zagłębie limniczne, nie różniące się od stanu tego zagłębia w okresach późniejszych tworzenia się grupy siodłowej i łękowej. Przy tym po każdej serii osadów morskich lub paralicznych następowała seria osadów lądowych, limnicznych.

Krajobraz laguny karbońskiej. Warstwy stigmariowe.

Jakież warunki osadzania się tych warstw mogły w przybliżeniu istnieć w Zagłębiu w owym czasie? Struktura pokła-

dów węgla kamiennego, wykazująca doskonałe uwarstwienie, świadczy o tworzeniu się tych pokładów w wodzie, lecz była, jak to widzieliśmy wyżej, woda słodka. Ciągnące się na dziesiątki kilometrów pokłady węglowe (p. R e d e n, p. P o c h h a m m e r, p. A n t o n i, p. E m a n u e l, p. J a n (VI) i szereg innych), a pod nimi spągowe warstwy stigmariowe, poziomo leżące pierwotnie, mogły się wytworzyć tylko na obszernych nizinach. Że niziny te leżały przy morzu, świadczą o tym liczne poziomy z fauną morską, pozostałą po częstych transgresjach morskich na te niziny. Takie obszerne, zalane wodą płytką i słodką niziny, leżące na brzegu morza, mogły być tylko laguną błotnistą, odgrodzoną od morza jakąś mierzeją, oddzielającą wody słone od słodkich.

Lasy rosnące na tych nizinach musiały się składać z roślin hydrofilnych, jak tego dowodzi budowa anatomiczna flory karbońskiej. Bez wody rośliny te musiały ginąć. Nie możemy sobie wyobrazić, żeby te lasy mogły rosnąć na jakichś nawet niewielkich wyniosłościach. Odwrotnie, „les paléobotanistes s'accordent à déclarer que les plantes de la forêt houillère poussaient sur un sol marécageux, mais que la hauteur d'eau, pour qu'elles vivent, ne pouvait pas y excéder quelques décimètres". (P r u v o s t 1930, str. 554, Livre jubilaire).

Korzenie tych lasów pozostały w postaci warstw stigmariowych, które w rzadkich wypadkach nie są znane pod pokładami węglowymi. Autor specjalnie badał na kop. E m m a, kop. S z a r l o t a i kop. F r y d e r y k w obwodzie Rybnickim spąg wszystkich dostępnych pokładów i nawet cienkich przerostów (0,10 m, 0,16 m, 0,20 m) węglowych — i nie zna żadnego wypadku, gdzieby brakło warstw stigmariowych pod pokładami węglowymi.

Odwrotnie, badając rdzenie otworów wiertniczych podpiętra G r u s z o w s k i e g o na kopalni F r y d e r y k, autor stwierdzał czasami istnienie warstw stigmariowych przy braku odpowiednich pokładów węglowych w stropie tych warstw. Węgiel więc albo się nie wytworzył, albo był tam zmyty. Są to zresztą rzeczy znane. Istnienie warst stigmariowych w spągu pokładów węglowych stwierdzają dla okręgu Dąbrowy Górniczej — D o k t o r o w i c z - H r e b n i c k i, dla niemieckiej części Zagłębia C u r t h, dla rozmaitych części Zagłębia wiele innych autorów.

Z powyższego widzimy, że warstwy stigmariowe musiały wytwarzać się początkowo prawie na poziomie wody w lagunie, a więc zupełnie poziomo. Gdy woda podnosiła się, lasy były zatapiane, gdy woda obniżała się — lasy usychały. Każdy więc pierwotny poziom warstw stigmariowych był prawie taki, jak i poziom wody w lagunie, a poziom ten mógł wahać się tylko bardzo nieznacznie w stosunku do poziomu wody w sąsiednim morzu.

Gromadzenie się ogromnej miąższości, około 7 km, osadów karbonu produktywnego w naszym Zagłębiu z setkami poziomów warstw stigmariowych możliwe jest wytłómaczyć tylko przez stałe osiadanie, przerywane okresami spokoju, kiedy laguna węglowa wypełniała się osadami. Gdy nowe osady narastały do powierzchni wód — rozrastały się znowu lasy, z których gromadziły się resztki roślinne i tworzył się węgiel tak długo, nim nowe osiadanie nie powodowało nowego zalewu i nowej sedymentacji klastycznej. Takie mniej więcej zapatrywania podziela szkoła francuska (B a r r o i s, R e n i e r, P r u v o s t, D u p a r q u e i inni) i tego rodzaju rozważania dobrze dają się zastosować dla warunków naszego Zagłębia. Przyjmujemy, że teren Zagłębia podczas karbonu produktywnego znajdował się w stanie stałego osiadania, ruch zaś rekompensacyjny (wznoszenie się) ogarniał tereny sąsiednie, Sudety i inne, skąd były wynoszone olbrzymie ilości materiału klastycznego, gromadzącego się w Zagłębiu.

Warunki tworzenia się pokładów węglowych.

W sprawie tworzenia się pokładów węglowych było pisane bardzo dużo, ale ostatecznie sprawa ta nie jest wyjaśniona. Dawniejsze teorie autochtoniczna i allochtoniczna wciąż się modyfikują i odnowiają. P o t o n i é i jego szkoła stali na gruncie teorii autochtonicznej. Gdy późniejsze badania petrografii węgla wykazały niewątpliwie osadowe jego pochodzenie z rozmaitych cząstek roślinnych, co wpłynęło na zmianę poglądów dawniejszych, D u p a r q u e, modyfikując zapatrywania S t e v e n s o n a i innych, ogłosił (1933 r.) dla Zagłębia Franko-Belgijskiego teorię tworzenia się węgla w lagunie na przedpolu lasów przy ich przesuwaniu się pod wpływem transgresji i regresji wód lagunarnych. Przy tym

rozmaite gatunki węgla miały się wytwarzać podług niego w rozmaitej odległości od skraju lasu na rozmaitej głębokości laguny.

Dla stosunków naszego Zagłębia są to jeszcze sprawy nie wyjaśnione. Dotychczasowe badania Hrebnickiego nad węglami Dąbrowskimi (Reden) i Borkowskiego nad węglami kopalń Rybnickich (warstwy Biertułtowskie) zdaje się nie potwierdzają wielu zapatrywań Duparq u e'a szczególnie co do sortowania rozmaitych gatunków węgla.

Być może pewne zmodyfikowanie dawniejszych teoryj autochtonicznych mogło by najlepiej wyjaśnić ten problem. Trudno bowiem zrozumieć, czemu koniecznie resztki roślinne, tworzące węgiel miałyby się gromadzić w wielo-kilometrowych odległościach poza lasem, skąd pochodzą, a nie przede wszystkim tuż na miejscu pod tymi drzewami gdzie wyrosły, lub w niewielkiej odległości, przenoszone słabymi prądami wody. Bo jeśli węgiel tworzył się poza obrębem lasu, to cóż się działo z resztkami roślinnymi, najwięcej niewątpliwie w lasach zgromadzonymi? Jeśli te lasy były typu mangroe, to pewne sortowanie materiału przez wodę odrazu musiało mieć miejsce i tym tłumaczyłaby się ostra granica pomiędzy pokładem węglowym a spągiem, przepełnionym korzonkami roślinnymi. Przy tym łatwo byłaby wytłumaczona prawie powszechna obecność warstw stigmariowych pod pokładami węglowymi, czego nie może wyjaśnić teoria Duparq u e'a dla wypadków nasuwania się lasów na zasypywaną osadami lagunę. A takie wypadki, przecież, przyjmując poglądy Duparq u'a, musiały by istnieć przy tworzeniu się co drugiego pokładu.

Czystość węgla w pokładach można by wytłumaczyć tym, że olbrzymie lasy i mokradła wstrzymywały dopływ materiału klastycznego na ich brzegu, dalej zaś w lasach mogły się gromadzić wyłącznie tylko odpadki roślinne i precypitaty przesyconych rozczynami wód humusowych. Trudno jednak wyobrazić sobie, ażeby w otwartej lagunie, gdzie stale szła usilna sedymentacja materiału klastycznego, mogła ona periodycznie ustawać, ustępując miejsca dla tworzenia się czystego węgla. W zwykłych warunkach musiałby węgiel, tworzący się w lagunie otwartej, być zanieczyszczony.

Znaczne trudności jednak przedstawia wytłumaczenie tworzenia się szczególnie grubszych pokładów węglowych. Dla wytworzenia się obecnego pokładu parumetrowej miąższości pierwotny materiał sapropelitowy musiał mieć parokrotnie większą miąższość. Jeżeli się zważy, że głębokość wody w lasach karbońskich sięgała podług przytoczonej opinii paleobotaników tylko kilka decymetrów, to bez przyjęcia ruchu powolnego osiadania podczas samego tworzenia się pokładu węglowego, trudno te zjawiska wytłumaczyć. W tym wypadku jednak stale zatapiany las musiałby stale wyrastać na tym samym miejscu, na podłożu sapropelitowym. Tego rodzaju warunki wykazuje rozrost pewnych torfowisk podług B o r n a. Jeśli torfowisko rośnie na podłożu nieruchomym to wzrost jego jest ograniczony, przeważnie przez ustanie dopływu wody zaskórnej. Przy powolnym osiadaniu podłoża, torfowisko może dotrzymać kroku, rosnąc stale i może osiągnąć bardzo znaczną miąższość.

Przy szybkim osiadaniu wzmaga się różnica poziomu erozyjnego, powodująca zatopienie torfowiska i następnie zasypanie go materiałem osadowym.

W ten sposób zależnie od szybkości osiadania podłoża z jednej, a sedymentacji i rozrostu lasów z drugiej strony, wytwarzałyby się pokłady węglowe grubsze i cieńsze, aż do najcieńszych przerostów. Sedymentacja elementów klasycznych, przy tej koncepcji, rozpoczynałaby się każdorazowo, gdy lasy znikały pod wodami laguny, a zatem znikała przeszkoda, wstrzymująca dopływ materiału klastycznego do tworzącego się węgla.

Osiadania powolne i nagłe.

Przy każdorazowym obniżaniu się podłoża i zatapianiu brzegu, osady gromadziły się szybko. Podajemy tu dwa typowe przykłady, ilustrujące osiadanie powolne i osiadanie nagłe w naszym Zagłębiu. Na kop. E m m a w pow. Rybnickim nad pokładem VI-tym, na granicy warstw J a k l o w i e c k i c h i P o r ę b s k i c h, poczyna się transgresja długotrwałego zalewu morskiego poziomu B a r b a r a w sposób następujący.

1) 0—12 m. Bezpośrednio nad pokładem VI węgla w łupkach nieco piaszczystych, nieco mikowych, napotykamy

sieczkę roślinną. 2) 12—16 m. Wyżej w ciemnych łupkach ilastych znajdują się z rzadka słodkowodne *Anthracosia*, które czasami napotykamy wśród roślin. 3) 16—20 m. Jeszcze wyżej rośliny zanikają, *Anthracosia* stają się coraz częstsze. 4) 20 do 24 m. Następnie w ciemno-szarych łupkach pelitowych napotykamy faunę morską, wśród niej bardzo rzadko *Anthracosia*. 5) 24 m i wyżej napotykamy tylko faunę morską (*Nucula*, ramienionogi i in.). Jest to więc stopniowy zalew morski. Zamurowanie przebitki nie pozwoliło prześledzić tych ciekawych stosunków dalej.

Charakterystycznym jest przy tym długotrwałym zalewie morskim, że formy słodkowodne zjawiają się jeszcze w osadach leżących na 20 m nad pokładem węglowym, nowy dowód tego, że węgiel tworzył się w wodach słodkich. Tego rodzaju stopniowe zalewy morskie, b. częste dla rozmaitych poziomów morskich, odpowiadają powolnemu osiadaniu.

Przy nagłym osiadaniu („par saccades" pg. P r u v o s t) sedymenty gromadzą się b. szybko, czego najlepiej dowodzą w warstwach grupy łękowej całe lasy trzonów drzew, zasypane przez osady tak nagle, że nie zdążyły się zwalić i pozostały w pierwotnej pozycji stojącej. Liczne przykłady z okręgu Karwińskiego podaje Š u s t a (1924 r.). W innych miejscach, rzadko w naszym Zagłębiu, wyrazem nagłego osiadania jest zjawienie się fauny morskiej w bezpośrednim stropie pokładu węglowego.

Osiadania nierównomierne. Rozszczepianie się pokładów węglowych.

Samo osiadanie w rozmaitych punktach Zagłębia szło niejednostajnie. Jedne miejsca osiadały więcej, inne mniej, osady gromadziły się w większych ilościach w miejscach głębiej osiadających. Tym się tłumaczy rozmaita miąższość osadów tego samego wieku w rozmaitych częściach Zagłębia. Szczególnie silnie obniżała się część zachodnia Zagłębia w stosunku do wschodniej co ilustruje tabl. następująca (II) (pg. G a e b l e r a). Pomijamy przy tym warstwy Ł a z i s k i e i C h e ł m s k i e, jako nie istniejące na zachodzie. (Dla wschodniej części Zagłębia miąższość warstw O s t r a w s k i c h wykazujemy pg. H r e b n i c k i e g o 1935).

Tabela II. — Tabelle II.

Warstwy — *Schichten*:	Zachód *West* m	Wschód *Ost* m
Orzeskie — *(Orzescher)*	1700	716
Rudzkie — *(Rudaer)*	585	255
Siodłowe — *(Sattelflöz)*	270	95
Ostrawskie Górne — *(Obere Ostrauer)* . . .	1043	960
Ostrawskie Dolne — *(Untere Ostrauer)* . . .	2487	1000
Razem — *(Zusammen)* . . .	6085	3026

Podobnie nierównomierne osiadanie możemy zanotować i w kierunku N—S. Dla podpiętra Porębskiego wśród warstw Ostrawskich mamy miąższości następujące:

Tabela III. — Tabelle III.

	okr. Ostrawy Morawskiej *(Mährisch-Ostrauer Bez.)*	okr. Rybnicki *(Rybniker Bezirk)*	okr. Gliwicki *(Gleiwitzer Bezirk)*
Od poziomu morskiego **Andrzej** do „ „ **Konrad** *(Vom Meereshorizont* **Andreas** *bis zum Meereshorizont* **Konrad)**	220	400	130
Od poziomu morskiego **Konrad** do „ „ **Barbara** *(Vom Meereshorizont* **Konrad** *bis zum Meereshorizont* **Barbara)**	290	440	200

Wskazuje to na tworzenie się niecki podczas karbonu.

N i e m c z y k (1930) podaje parę przykładów podobnie nierównomiernego osiadania podczas karbonu produktywnego dla niecki Bytomskiej. Tak w kierunku N-S mamy dla warstw siodłowych miąższości następujące:

Tabela IV. — Tabelle IV.

	Brzeg Pn *(Nord-Rand)* m	Niecka Bytomska *(Beuthener Mulde)* m	Siodło Główne *(Haaptsattel)* m
miąższość całej grupy *(Mächtigkeit der ganzen Sattelflöz-Gruppe)*	a) 210 b) 125	254 200	216 183
sumaryczna miąższość węgla *(Gesamte Mächtigkeit der Kohle)*	a) 19,1 b) 26,3	28,6 30,0	26,4 29,6

Nierównomiernemu osiadaniu podłoża stale towarzyszy zjawisko rozszczepiania się pokładów. Część nierozszczepiona pokładu *A* tworzyła się na podłożu dłuższy czas nieosiadającym, albo bardzo powoli osiadającym, wówczas gdy część pokładu *B* tworzyła się na podłożu szybciej osiadającym. Po zapełnieniu tej części osadami do powierzchni wody, rozrastały się w miejscu *B* lasy i tworzył się ponownie pokład węgla, będącego w zetknięciu się z pokładem węgla w miejscu *A*. Powtarzało się to kilkaktrotnie. Proces taki przy dłuższym trwaniu prowadził do rozszczepiania się pierwotnego pokładu. Pod każdym z tych rozszczepionych pokładów znajdują się warstwy stigmariowe, jak to wykazały badania autora na kopalniach Rybnickich.

Fig. 1.

Tego rodzaju rozszczepienie pokładów znamy we wszystkich warstwach karbonu produktywnego w naszym Zagłębiu, świadczą one wymownie o procesach osiadania podczas ich tworzenia się. Przytoczone wyżej przykłady charakteryzują to rozszczepianie się pokładów. W górnej części warstw Orzeskich, ciągnie się prześledzony przez W e b e r a (1927), na 25—30 km gruby pokład węgla od Brzezinki poprzez Murcki do Łazisk, którego grubsze rozgałęzienia w miarę rozszczepiania się zmieniają nazwy (P r z e m s z a, K a r o l, E m a n u e l, P o r ę b s k i). Stosunki miąższości seryj i ilości przerostów węglowych widoczne są na tabeli następującej:

Tabela V. – Tabelle V.

Kopalnie: — *Gruben:*	Brada	Barbara	Boer	Karol	Przemsza
miąższość serii (m) *(Mächtigkeit der Serie)*	205	115	92	36	3,32
ilość przerostów węglowych (m) *(Zahl der Kohlenbänke)*	20	15	15	7	2
sumaryczna miąższość węgla (m) *(Gesamte Mächtigkeit der Kohle)*	11,54	10,10	7,26	3,91	3,24

Znana każdemu górnikowi w Zagłębiu grupa pokładów siodłowych ma z zachodu na wschód od kop. Carnall do kop. Kazimierz na przestrzeni 35 km przebieg następujący (porówn. Niemczyk 1930):

Tabela VI. — Tabelle VI.

	Zabrze *Hindenburg*	Niecka Rudy *Rudaer Mulde*		Siodło Główne *Haupt Sattel*		
Kopalnie: — *Gruben:*	Carnall	Jakób	Elżbieta	Godula	Niemcy	Matylda
miąższość serii (m) *(Mächtigkeit der Sattelflöz-Gruppe)*	275	220	210	178	167	140
ilość przerostów węgl. (m) *(Zahl der Kohlenbänke)*	11	10	10	7	7	6
sumar. miąższość węgla (m) *(Gesamte Mächtigkeit d. Kohle)*	29,77	23,68	23,46	22,93	19,9	20,0

	Król	Richter	Saturn	Czeladź	Kazimierz
miąższość serii (m) *(Mächtigkeit der Sattelflöz-Gruppe)*	112	52	44	40	18
ilość przerostów węgl. (m) *(Zahl der Kohlenbänke)*	5	4	5	5	1
sumar. miąższość węgla (m) *(Gesamte Mächtigkeit d. Kohle)*	15,44	16,40	14,70	15,35	15,20

Grupa ta wykazuje typowe rozszczepianie się pokładów wskutek nierównomiernego osiadania podłoża. Podobne nierównomierne osiadanie rozmaitych części Zagłębia, przykłady czego możnaby znacznie powiększyć, wytwarzało pierwotne niecki (w zach. części Zagłębia, w okol. Bytomia i inne) w kierunkach predysponowanych, równoległych do przebiegu gór otaczających nasze Zagłębie, o czym autor parokrotnie ogłaszał drukiem (1925—1927). Takie nierównomierne osiadanie wytwarzało miejscami wśród warstw pewne nachylenia, które w zestawieniu z poziomym uławiceniem innych warstw, może wykazywać niezgodność uławicenia mylnie czasem (naprzykład dla warstw Siodłowych) interpretowane jako zjawiska podnoszenia się terenu.

Cykliczność zjawisk sedymentacyjnych.

Nie mamy dowodów na stwierdzenie zjawisk podnoszenia się terenu Polskiego Zagłębia Węglowego podczas karbonu produktywnego, szczególnie zaś jako zjawisk stale powtarzających się na początku pewnego cyklu sedymentacyjnego, kończącego się osiadaniem, w tym rodzaju, jak to ustalają geolodzy amerykańscy W e l l e r, a za nim W a n l e s s i inni (1931, Illinois State Geological Survey) dla zagłębi węglowych Stanów Zjednoczonych. Zjawiska podnoszenia się w tych zagłębiach geolodzy amerykańscy ustalają na podstawie: 1) niezgodności uławicenia, obserwowanej czasami pomiędzy warstwami stigmariowemi, a wyżej leżącym pokładem węglowym i zanotowanego miejscami pewnego rodzaju wietrzenia iłów stigmariowych, 2) głównie zaś na podstawie niezgodności uławicenia i zjawisk erozji i denudacji na granicy stropu iłów i wapieni morskich, a spągu piaskowców lądowych w serii cyklu sedymentacyjnego.

Co się tyczy gliny stigmariowej, to ostra granica, zachodząca pomiędzy nią a pokładem węgla, zwracała na siebie często uwagę uczonych, którzy tłumaczą to zjawisko osadzaniem się węgla niezależnie od podłoża.

Procesy przekształcania się osadzonego materiału sapropelitowego, przyczyniają się ewent., również przy karbonizacji do wytworzenia ostrych przejść między pokładem węgla a jego spągiem. W każdym bądź razie granica ta nie świadczy o żadnym procesie wznoszenia się. Odwrotnie, węgiel tworzył się w wodzie, a przy procesach podnoszenia się byłby z tej wody wysunięty. Nie możemy więc ze wspomnianej ostrej granicy w spągu węgla sądzić o podnoszeniu się podłoża w tym momencie.

Jeżeli się wspomina o pewnego rodzaju wietrzeniu iłów stigmariowych, to być może, że przy nieznacznej nawet zmianie poziomu wód w lagunie, przeważnie odciętej od morza, mogło tu i ówdzie wysunąć się podłoże (warstwy stigmariowe) i podlegać procesom wietrzenia w tropikalnym klimacie. Zaznaczamy jednak, że zjawisk tych dotąd w Polskim Zagłębiu Węglowym nie stwierdzono.

Co się tyczy cykliczności zjawisk sedymentacyjnych i erozyjnych, zaobserwowanych przez geologów w zagłębiach

węglowych amerykańskich, rozpatrzymy ją dla naszego Zagłębia węglowego w stosunku do większych kompleksów osadów i do poszczególnych odcinków od pokładu do pokładu.

Poczynione dotąd obserwacje w naszym Zagłębiu pozwalają podzielić warstwy O s t r a w s k i e, zaliczane dotąd całkowicie do utworów paralicznych, na szereg kolejnych seryj o zmiennym charakterze limnicznym i paralicznym (patrz tab. I). Zdaniem naszym, główną przyczyną tych różnic jest kombinacja powolniejszych czy więcej przyspieszonych rytmów osiadania i sedymentacji o rozmaitej amplitudzie i nasileniu. W wypadkach gdy osiadania były większe, morze zalewało lagunę węglową, gdy osiadania były mniejsze i sedymentacja wyrównywała wytworzone głębiny, jakaś mierzeja stale odgradzała lagunę od morza. Można więc stwierdzać w kolejnych przytoczonych na tablicy seriach paralicznych i limnicznych wśród warstw O s t r a w s k i c h, cykliczne zwiększania i zmniejszania amplitudy i tempa osiadania i sedymentacji.

A. Pomijając początkowe obniżenie się, osiadania dna w seriach m o r s k i c h (V, VII, IX) (patrz tab. I) musiały być dość powolne lecz znaczne i ciągłe. Osady tworzące się wówczas nie zapełniały całkowicie laguny przed zakończeniem serii i do powierzchni wód nie dochodziły.

B. Osiadania dna w seriach l ą d o w y c h słodkowodnych (IV, VI, X) były szybkie, ale dno obniżało się nie głęboko, tak że do zalewu morskiego nie dochodziło. Osady zapełniały lagunę wielokrotnie i wielokrotnie rozrastały się wówczas lasy i tworzyły się pokłady węglowe.

C. Osiadania w 3-ch typowych seriach p a r a l i c z n y c h (I, III, XI) były i szybkie i o znacznej amplitudzie, powodowały one częstą zmianę fauny morskiej i stosunków lądowych.

D. Osiadania w seriach l i m n i c z n y c h z jednym zalewem morskim (w seriach II, VIII, XII), były częste i nie głębokie za wyjątkiem głębszego osiadania, które spowodowało zalew morski. Osady wielokrotnie zapełniały lagunę.

Co się tyczy zmienności poszczególnych warstw od pokładu do pokładu, to tu napotykamy różnicę w ich kolejności, zależnie jednak również od tego, czy osiadanie było głębokie, czy płytkie, czy następowało nagle czy stopniowo. Wpływało

to na zmienność warunków sedymentacyjnych. Dla osiadań nagłych możemy w ogólnych zarysach potwierdzić znaną już dawniej pewną cykliczność osadów. Jako szemat tej cykliczności będzie zjawienie się w stropie pokładów węglowych, łupków (iłów), stopniowo przechodzących w piaskowce (piaski), kończące się łupkiem (gliną) stigmariową i pokładem węglowym.

Jako szemat sedymentacji przy osiadaniu powolnym może służyć podana wyżej kolejność uwarstwowienia przy zalewie morskim B a r b a r a. Następująca stopniowo zamiana iłów na piaski odpowiada stopniowemu wypełnianiu osadami wód laguny przy jej spłycaniu. Zjawisk jakiejś erozji, przy tym, pomiędzy łupkami a piaskowcami (iłami a piaskami) na tych drobnych odcinkach w naszym Zagłębiu dotąd nie stwierdzono, nie mówiąc już o jakimś stałym regularnym powtarzaniu się takiej erozji i dotąd nie ma danych, żeby znane przejścia od iłów do piasków, uważać za dowody ruchów podnoszenia się terenu. Podane wyżej szematy kolejności warstw są naturalnie bardzo ogólne. Bardzo często żadnego szematu ustalić się nie da.

Zjawiska erozyjne. Zlepieńce. Ruchy orogeniczne. Podnoszenia się.

Zjawiska erozyjne podczas karbonu produktywnego są jednak znane w naszym Zagłębiu. Opisane są one przez licznych autorów (C z a r n o c k i, H r e b n i c k i, Q u i t z o w, A h l b u r g, Š u s t a i innych) głównie dla warstw S i o d ł o w y c h, poza tym pojedynczo dla warstw R u d z k i c h (Dolno-Karwińskich) i Ł a z i s k i c h. Są to wymycia w postaci koryt dawnych potoków, rozmycia powierzchni i innego rodzaju erozja przede wszystkim jednak w pokładach węglowych, leżących pod grubo-ziarnistymi piaskami lub zlepieńcami, które czasami wcinają się nawet w spąg pokładu węglowego. Erozja ta świadczy o charakterze lądowym tych zjawisk. Piaskowce i zlepieńce leżą nawet tu i ówdzie niezgodnie na niżej leżących warstwach, ale zjawiska te nie mają charakteru abrazji, ścinającej na dłuższą odległość warstwy spągowe i świadczącej o ruchu podnoszenia się podłoża i przerwie sedymentacyjnej. Odwrotnie, sam charakter tych

zjawisk jest zawsze lokalny. Ogólne uławicenie piaskowców wyżej leżących jest zwykle zgodne z uławiceniem warstw podległych zjawiskom wymycia, a okres powstawania warstw Siodłowych, jak widzieliśmy wyżej przy rozpatrywaniu zjawisk rozszczepiania się pokładów, świadczy właśnie o ruchach osiadania, nie zaś o ruchach wznoszenia się. Przytoczone zaś zjawiska erozyjne spowodowane były ewentualnie (zgodnie zresztą z opinią Šusty i innych autorów) przez gwałtowne ulewy tropikalne i rwące potoki, torujące sobie drogi poprzez mokradła, gdzie się tworzył węgiel. Dla przenoszenia ewent. z Sudetów do naszego Zagłębia otoczaków, składających opisane zlepieńce i dochodzących do wielkości pięści, głowy ludzkiej i więcej, trzeba było ogromnej siły potoków, zapełnionych piaskiem, wśród którego takie otoczaki mogły być na dalszą odległość przenoszone. A takie potoki mogły zasypywać znaczne obszary ponad zwykłym poziomem wód, który w lagunie, po odcięciu jej od morza, mógł podlegać przecież pewnym wahaniom, mogło to powodować lądowy charakter opisywanej erozji. Takie potoki mogły nawet w zupełnie płytkiej lagunie porobić odpowiednie wymycia, nie koniecznie należy tego rodzaju erozję tłomaczyć ruchami wznoszenia się. Rozmaite zjawiska erozyjne znane są i wśród innych formacyj, np. w piaskowcu triasowym, w utworach lodowcowych i t. p., ale nie są tam interpretowane jako skutek ruchów wznoszenia się tego podłoża, na którym zostały skonstatowane.

Jest natomiast rzeczą ze wszechmiar wiarogodną, że masowe zjawienie się piaskowców i zlepieńców w pewnych okresach karbonu produktywnego (zlepieńce Zaleckie, Siodłowe, Łaziskie) świadczą o ruchach orogenicznych w terenach otaczających Polskie Zagłębie Węglowe, w Sudetach, skąd zostały one zniesione do Zagłębia. Samo Zagłębie było tylko terenem akumulacyjnym, właśnie nie wznoszącym się podczas gromadzenia się w nim tych psamitów i psefitów. Gdyby bowiem oba obszary i denudacyjny i akumulacyjny wznosiły się lub obniżały wspólnie — różnica hypsometryczna między nimi zostawałaby nienaruszona i nie było by przyczyny do zmiany w Zagłębiu charakteru osadów, które pozostawałyby takimi jak i w okresie poprzednim.

Nagle zmiany osadów i duże otoczaki, dochodzące do

wielkości głowy, w seriach piaszczystych i zlepieńcowatych wskazują na silne wzmożenie erozji, na procesy orogeniczne, które musiały mieć miejsce ewent. w Sudetach, bo bliżej do Zagłębia rozwinięte są tylko utwory kulmowe, w samym zaś Zagłębiu pod wspomnianymi zlepieńcami — utwory ilaste i piaszczyste, z których takie zlepieńce powstać nie mogły. Ruchy wznoszenia się w Sudetach spowodować musiały silne wzmożenie się procesów erozyjnych, dzięki którym materiał klastyczny został wyrwany, otoczony i przetransportowany do ówczesnej laguny. Wyklinowywanie się seryj piaszczystych i zlepieńcowatych od zachodu ku wschodowi w Zagłębiu, wskazuje, że materiał transportowany był od strony Sudetów.

Przeciwko istnieniu procesów wznoszenia się przy tworzeniu się węgla przemawia następujące rozważanie. Osiadanie kompensowane jest sedymentacją i od kombinacji rytmów tych 2-ch czynników jest uzależniony ten czy inny wynik t. j. charakter limniczny czy paraliczny osadów, tworzenie się grubszego czy cieńszego pokładu węglowego, ta czy inna odległość między pokładami i t. p. Trudniej byłoby natomiast wytłumaczyć cały kompleks zjawisk, obserwowanych w naszym Zagłębiu, przy wprowadzeniu do systemu osiadania i sedymentacji jeszcze czynnika podnoszenia się, i to jako tylko periodycznie, w pewnych określonych momentach (na wzór amerykański) działającego. Co za przyczyna byłaby takiej regularności niewielkiego podnoszenia się na tle ogólnego znacznego osiadania?

Zjawisk erozji wśród skał płonnych między pokładami węglowymi w naszym Zagłębiu dotąd nie zanotowano. Gdyby przyjąć istnienie wznoszenia się w tym momencie na wzór amerykański — musielibyśmy dopuścić, że dziwna amplituda tego podnoszenia się doprowadzała podłoże tylko do poziomu wód laguny, gdzie rosły lasy (dające początek warstwom stigmariowym), bo przecież gdyby podnoszenie się szło wyżej, to lasy pozbawione wody, musiałyby zanikać, erozja wówczas działałaby tak długo, jak długo trwałby proces podnoszenia się, musiałaby ona sięgać bardzo głęboko. Dopiero przy nowym obniżaniu się musiałaby nastąpić pewna prawidłowość w sedymentacji, zjawiska zaś erozyjne i abrazyjne musiały-

by być obserwowane pomiędzy każdą parą pokładów węglowych (pg. szematu amerykańskiego). Podobnych zjawisk w naszym Zagłębiu Węglowym dotąd nie znamy.

Widzimy, że wszystkie powyższe rozważania nie usprawiedliwiają przyjęcia szczególnie periodycznych ruchów wznoszenia się w naszym Zagłębiu podczas karbonu produktywnego.

Wszystkie obserwowane tam zjawiska, na razie przynajmniej, dają się wytłómaczyć osiadaniem i sedymentacją i o ile można tym się ograniczyć, nie potrzebujemy tego szematu komplikować. Być może przyszłe badania wykażą, że zjawiska wznoszenia się podczas karbonu produktywnego w naszym Zagłębiu jednak istniały, na razie takich udowodnionych faktów nie znamy.

Wykres rytmów osiadania, sedymentacji i oscylacji.

Spróbujemy teraz nasze rozważania o osiadaniu przedstawić w postaci graficznej. Weźmiemy jako przykład badane przez autora stosunki geologiczne na kop. E m m a w pow. Rybnickim. Przyjęliśmy, że każda warstwa stigmariowa (na załączonym przy tym wykresie i przekroju geologicznym — każdy pokład węglowy) tworzyła się na poziomie blisko poziomowi wody w morzu. Jeżeli więc w pewnym przekroju mamy kilka poziomów warstw stigmariowych, leżących jedne nad drugimi, to mamy dowód, że od czasu tworzenia się niższego poziomu tych warstw do czasu tworzenia się każdego wyższego poziomu, nastąpiło obniżenie się podłoża na taką odległość, jaka odpowiada różnicy wysokości między tymi poziomami stigmariowymi. Wytworzone obniżenie się, jakto widzieliśmy wyżej, następnie było wypełnione osadami, a gdy osady gromadziły się do powierzchni wód, rozrastały się lasy i tworzyły się znowu warstwy stigmariowe i węgiel. Wielkość osiadania jest więc równą miąższości osadów między jakimś poziomem stigmariowym, a niżej leżącym punktem. Naturalnie, że ta głębokość jest tylko przybliżona, którą obecnie można na profilu geologicznym odmierzyć. W chwili osiadania warstwy były znacznie grubsze, lecz pod wpływem ciśnienia, diagenezy i t. p. zjawisk ich ostateczna miąższość zmalała. Ale dla uproszczenia rozumowań przyjmujemy obec-

ne miąższości wykazane przez profil geologiczny. Przy większym obniżaniu się, gdy „mierzeja", czy jakaś przegroda od strony morza, była zatapiana lub przerywana — morze zalewało lagunę węglową.

Jakież obniżenie wystarczało, ażeby ten zalew morski spowodować? W naszym wypadku najmniejsze obniżenie, przy którym morska fauna przenikała do laguny przypada na poziom morski G a b r i e l a, gdzie faunę znaleziono na głębokości ok. 8—9 m pod wyżej leżącą warstwą stigmariową. Ale poziom ten na kop. E m m a jest przeważnie słonawy (przeważają *Lingulidae)*, więc dla kop. E m m a nie typowy, na kop. zaś S z a r l o t a, leżącej na zachodnim skrzydle tej samej niecki Jejkowickiej, stosunki miarodajne dla tego poziomu są zupełnie odmienne. Wolimy więc dane, uzyskane z poziomu G a b r i e l a, przy konstruowaniu wykresu pominąć.

Następne poziomy morskie, najbliżej pod warstwami stigmariowymi leżące, są: poziom K o k s o w y (ok. 15 m pod pokł. IV) i poziom K o n r a d (ok. 15 m pod pokł. 0,10). W takiej samej odległości pod warstwami stigmariowymi te poziomy były znalezione na kop. S z a r l o t a. Wystarczyło więc obniżenie się na jakie 15 m, ażeby fauna morska tych poziomów przeniknęła do laguny. Jeżeli obniżanie było mniejsze, to fauna morska do laguny nie dostawała się. Było to przyjęte pod uwagę przy konstrukcji wykresu, również i to, że iły osadzały się głębiej, piaski płyciej. Jeżeli miąższość osadzonych warstw była większa niż 15 m, a fauny morskiej one nie zawierały, znaczyło to, że przy stałym obniżaniu się podłoża, dzięki trwającej sedymentacji, mierzeja, odgradzająca lagunę od morza, przerywaną nie była. Jeżeli do wytworzenia się warstw stigmariowych (pokładów węglowych) nie dochodziło, znaczyło to, że osady nie wypełniały laguny do powierzchni, gdy następowało nowe obniżanie się.

Jeśli w pewnym poziomie morskim przeważa jakaś grupa faunistyczna — możemy ustalić na jakiej głębokości w przybliżeniu napotykaliśmy tą grupę [1]). Jeżeli pewna grupa faunistyczna była napotykana dość często, przy tym w znacznej ilości na tej samej w przybliżeniu głębokości, możemy skon-

[1]) W stosunku do sąsiedniego wyżej leżącego poziomu stigmariowego.

statować o p t i m u m warunków życiowych (głębokości), które tej grupie odpowiadały. W ten sposób autor mógł ustalić, że w obwodzie Rybnickim najpłytszymi formami były *Lingulidae* z optimum do 10 m głębokości, liczne *Nuculidae* były znajdowane na głębokości ok. 25—40 m, *Goniatitidae* — do 60 m. Wszystkie przytoczone dane były przyjęte pod uwagę przy wykonywaniu omawianego wykresu. Służyły one do ustalenia na osi rzędnych a m p l i t u d y o s i a d a ń, które wykazywaliśmy dla niekomplikowania wykresu jako nagłe.

Dla wykreślenia r y t m u s e d y m e n t a c j i i rytmu o s c y l a c j i wymagana jest oprócz tego miara czasu, zaznaczona na osi odciętych. Do tego możemy zastosować tylko względne stosunki. Przyjmujemy, że dla osadzenia się warstwy piaskowca (podczas sedymentacji więc piasku) średniej wielkości ziarna, 1 m miąższości — potrzebna była pewna jednostka czasu; dla osadzenia się piaskowca łupliwego 1 m miąższości — dwie takich jednostek; dla 1 m łupku piaszczystego — trzy; dla 1 m łupku ilastego — cztery; dla 1 m węgla — dwanaście takich jednostek czasu. Naturalnie, możnaby było przyjąć i inne stosunki liczbowe. Zaznaczamy na osi odciętych względny czas trwania sedymentacji kolejno każdej warstewki, wykazanej na profilu geologicznym. Czas ten otrzymujemy przez mnożenie miąższości każdej z warstewek przez spółczynniki wyżej oznaczone stosunkowo do petrograficznego rodzaju warstwy, przy tym czas sedymentacji 1 m łupku ilastego odpowiada na wykresie 1 mm.

Przy tworzeniu się pokładu węglowego, wielkości osiadania na wykresie nie zaznaczamy.

R y t m o s i a d a n i a — wykazany linią schodową.

R y t m s e d y m e n t a c j i — wykazany ciągłą łamaną linią. Punkty styczności linii osiadania i linii sedymentacji odpowiadają początkowi rozrastania się lasów i tworzenia się warstw stigmariowych, bo w tym momencie osady dochodzą do powierzchni wód.

R y t m o s c y l a c j i — kształtuje się z rytmu osiadania (linie pionowe) i następnej sedymentacji (linie nachylone), co w sumie odpowiada zmiennej pozycji dna laguny węglowej.

Tabela I. Warstwy Ostrawskie w okręgu Rybnickim.

(Tabelle I. Ostrauer Schichten in Rybniker Revier).

			Kolejność seryj: *Reihenfolge der Serien:*	Miąższość poszczególnych seryj *Mächtigkeit der einzelnen Serien* m	Miąższość od spągu warstw siodłowych *Mächtigkeit von dem Liegenden der Sattelflöz-schichten* m	Ilość *Zahl*: zaznaczonych przerostów węgla: *der bekannten Kohlenbänke:*	Ilość *Zahl*: znanych poziomów z fauną słodkowodną: *der bekannten Horizonte mit Süsswasserfauna:*	Ilość *Zahl*: i nazwa poziomów z fauną morską: *und Namen der marinen Horizonte:*	Typy seryj: *Serientypen:*	Uwagi: *Bemerkungen:*
			Warstwy siodłowe *Sattelflöz Schichten*						limniczny *limnisch*	
Górne warstwy Ostrawskie warstwy Biertułtowskie *Obere Ostrauer Schichten — Birtultauer Schichten*	Podpiętro Porębskie *Porembaer Unterstufe*	I	Od spągu warstw siodłowych do spągu poziomu morskiego **Andrzej** *Von dem Liegenden der Sattelflöz-Schichten bis zu dem Liegenden des marinen Horizontes* **Andreas**	215	215	10	3 { osobne / *besondere*	3: 1 — **Gaebler**, 1 — **Römer**, [3 — 4 { ławice / *Bänke*], 1 — **Andrzej**	paraliczny *paralisch*	We wszystkich wypadkach dla ścisłości oznaczeń — przyjęty jest najbliższy pokład węglowy za graniczny między seriami *Für die genauere Bezeichnung ist in allen Fällen der nächste Kohlenflöz als ein Grenzflöz zwischen den Serien angenommen.*
		II	Od spągu poziomu morskiego **Andrzej** do stropu poz. morsk. **Eleonora** *Von dem Liegenden des marinen Horizontes* **Andreas** *— bis zu dem Hangenden des marinen Horizontes* **Eleonore**	350	565	19	4 { osobne / *besondere*	1 **Emma**	limniczny *limnisch*	Wśród limnicznej serii jedna ingresja słonawowodna *Zwischen limnischen Ablagerungen eine brackische Ingression*
		III	Od stropu poz. morsk. **Eleonora** do spągu poz. morsk. **Gabryela** *Von d. Hangenden des marinen Horizontes* **Eleonore** *bis zu dem Liegenden des marinen Horizontes* **Gabriele**	300	865	11	1 osobny *(besonderer)*: 1 { w spągu poz. mor. **Eleonora** *(im Liegenden des mar. Hor.* **Eleonore** / w strope poz. mor. **Gabryela** *(im Hangenden des mar. Hor.* **Gabriele**	5: 1 — **Eleonora**, 1 — **Konrad**, 1 — **Henryk**, 1 — **Koksowy**, 1 — **Gabriela**	paraliczny *paralisch*	
		IV	Od spągu poz morsk. **Gabryela** do stropu poz. morsk. **Barbara** *Von dem Liegenden des marinen Horizontes* **Gabriele** *bis zu dem Hangenden des marinen Horizontes* **Barbara**	175	1040	8	1 { osobny / *besonderer*	0	limniczny *limnisch*	Piaskowce i zlepieńce **Zameckie** *Sandsteine und Konglomerate „Zameckie"*
		V	Od stropu do spągu poz. morsk. **Barbara** *Von dem Hangendem bis zu dem Liegenden des marinen Horizontes* **Barbara**	125	1165	0	1 przy regresji, 1 przy transgresji poz. mor. **Barbara** *1 bei d. Regression, 1 bei d. Transgression d. mar. Hor.* **Barbara**	1 **Barbara** [3—4 { ławice / *Bänke*]	***) morski (paraliczny?) *marin (paralisch?)*	Partia bezpokładowa poziomu morskiego **Barbara** *Flözleere Partie des marinen Horizontes* **Barbara**
	Podpiętro Jaklowieckie *Jaklowitzer Unterstufe*	VI	Od spągu poz. morsk. **Barbara** do stropu poz. morsk. **Enna** *Von dem Liegenden d. marinen Horizontes* **Barbara** *bis zu dem Hangenden d marinen Horizontes* **Enna**	295	1460	31	4 { osobne / *besondere*	0 (?)—1 (?)	limniczny *limnisch*	
Dolne warstwy Ostrawskie *Untere Ostrauer Schichten*	Podpiętro Gruszowskie *Hruschauer Unterstufe*	VII	Od stropu do spągu poz. morsk. **Enna** *Von dem Hangenden bis zu dem Liegenden des marinen Horizontes* **Enna**	245	1705	—0	0	1 **Enna** [3—4 { ławice / *Bänke*]	***) morski (paraliczny?) *marin (paralisch?)*	Partia bezpokładowa poz. morsk. **Enna** *Flözleere Partie des marinen Horizontes* **Enna**
		VIII	Od spągu poz. morsk. **Enna** do stropu poz. morsk. **Franciszka** *Von dem Liegenden des marinen Horizontes* **Enna** *bis zu dem Hangenden des marinen Horizontes* **Franciska**	300	2005	28	2 { osobne / *besondere*	1 **Roland** [2 { ławice / *Bänke*]	limniczny *limnisch*	Wśród limnicznej serii — jeden zalew morski *Zwischen limnischen Ablagerungen eine marine Ingression*
		IX	Od stropu do spągu poz morsk. **Franciszka** *Von dem Hangenden bis zu dem Liegenden des marinen Horizontes* **Franciska**	110	2115	0	1 przy regresji poz. morsk. **Franciszka** ***) *bei der Regression des marinen Horiz.* **Franciska**	1 **Franciszka** [3—4 { ławice / *Bänke*]	***) morski (paraliczny?) *marin (paralisch?)*	Partia bezpokładowa poz. morsk. **Franciszka** *Flözleere Partie des marinen Horizontes* **Franciska**
		X	Od spągu poz. morsk. **Franziszka** do stropu poz. morsk. **Nanette** *Von dem Liegenden des marinen Horizontes* **Franciska** *bis zu dem Hangenden d. marinen Horiz.* **Nanette**	315	2430	21	*) 5 { osobnych / *besondere*	0	limniczny *limnisch*	*) Pokład graniczny — w spągu „Wetzstein" *Grenzschicht im Liegenden des Wetzsteines*
	Podpiętro Pietrzkowickie *Petrzkowitzer Unterstufe*	XI	Od stropu poz. morsk. **Nanette** do spągu poz. morsk. **Leonarda** *Von dem Hangenden des marinen Horizontes* **Nanette** *bis zu dem Liegenden d. marinen Horiz.* **Leonard**	525	2955	38	*) 3 { osobne / *besondere*	7: 1 — **Nanette**, 1 — **Bruno**, 1 — ?, 1 — **Wilhelmina**, 1 — bez nazwy *(unbenannt)*, 1 — bez nazwy *(unbenannt)*, 1 — **Leonard**	paraliczny *paralisch*	
		XIIa	a. Od spągu poz. morsk **Leonarda** do ostatniego pokładu węglowego *Von dem Liegenden des marinen Horizontes* **Leonard** *bis zu der letzten Kohlenbank*	*) 300	3255	*) 16	*) 1 { osobny / *besonderer*	1 **Teodor**	limniczny *limnisch* a. węglonośny *flözführend*	*) Górna partia (a) serii XII — z pokładami węglowemi dolna (b) — bez Wśród limnicznej serii — jedna krótkotrwała ingresja morska. *Obere Abteilung (a) — flözführend, untere (b) — flözleer. Zwischen limnischen Ablagerungen eine kurzdauernde marine Ingression.*
		XIIb	b. od ostatniego pokładu węglowego do stropu poz. morsk. **Stur** *Von der letzten Kohlenbank bis zu dem Hangenden des marinen Horizontes* **Stur**	100	**) 3355	0		1 **Stur**	b. bezpokładowy *flözleer*	
			Dotąd znana ilość sumaryczna: *bis jetzt bekannte gesamte Zahl:*		3355	**) 182	24 (26?)	poz. morski *marin. Horiz.* 21 (?); ławice / *Bänke* 35 (?)		

*) Podług danych z Morawskiej Ostrawy — *nach den Angaben von Mährisch-Ostrau.*

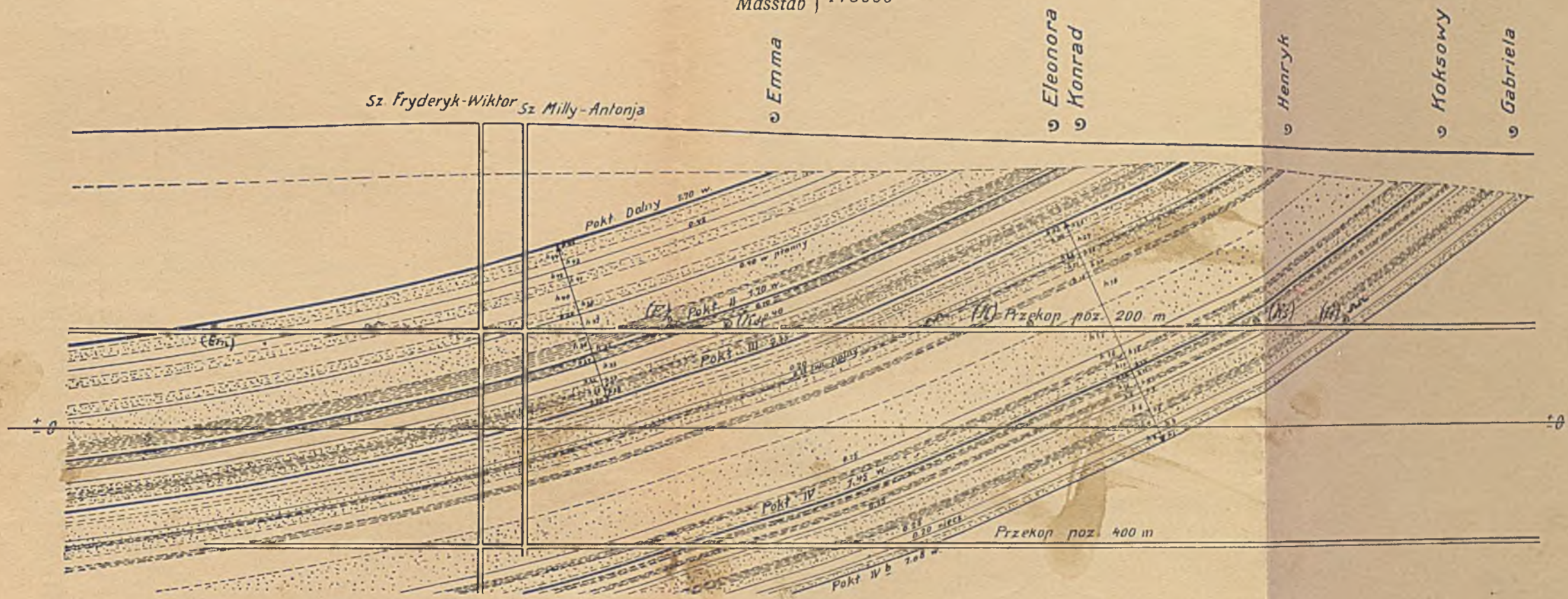
) Gaebler podaje ogólną miąższość warstw ostrawskich na **3530,29 m (w stosunku do innych kopalń) a liczbę przerostów węglowych na 221. — *Die gesamte Mächtigkeit der Ostrauer Schichten gibt Gaebler (bezüglich der anderen Gruben) auf 3530,29 m, die Zahl der Kohlenbänke auf 221 an.*

***) Narazie nie posiadamy danych, czy wśród seryj morskich nie są podrzędnie wtrącone i bezpokładowe osady lądowe. — *Zurzeit gibt es keine Beweise dafür, ob zwischen den marinen Serien auch untergeordnete flözleere Landablagerungen sich befinden.*

Część profilu geologicznego kop. Emy do wykresu rytmu oscylacji.

Geologisches Teilprofil der Emma-Grube für das Diagramm des Oscillationsrhythmus.

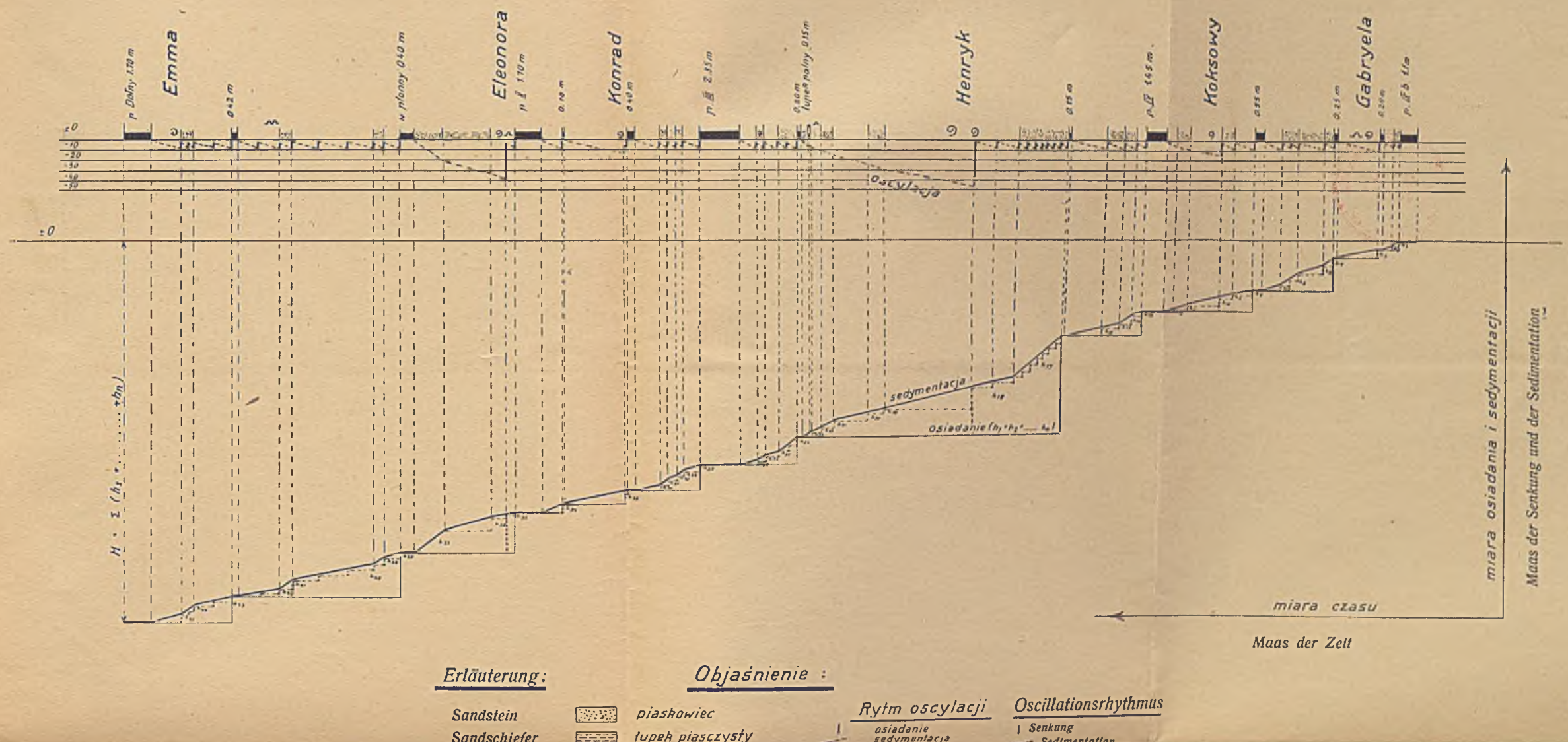
Skala / Massstab } *1:5000*



93

Wykres
ewent. rytmu oscylacji
przy tworzeniu się karbonu produktywnego na kop. Emma
Okręg Rybnicki Polskiego Zagłębia Węglowego.

Diagramm
des event. Oscillationsrhythmus bei der Bildung des produktiven Karbons auf der Emma-Grube.
Rybniker Revier des Polnischen Steinkohlenbeckens.



Erläuterung: **Objaśnienie :**

Sandstein	piaskowiec	
Sandschiefer	łupek piaszczysty	
Tonschiefer	łupek ilasty	
Kohle	węgiel	
marine Fauna	fauna morska	
Süsswasserfauna	fauna słodkowodna	
brackische Fauna	fauna słonawowodna	

Podziałka dla wysokości / Höhen—Massstab } 1 : 5000

Rytm oscylacji — osiadanie / sedymentacja — **Oscillationsrhythmus** — Senkung / Sedimentation

Rytm osiadania

- Odległości między dwoma pokładami węglowemi (warstwami stygmariowemi)
- Odległości między poszczególnemi warstwami ($h_1, h_2, h_3 \ldots\ldots h_n$)
- Ewent. rytm osiadania.

Senkungsrhythmus

- Abstände zwischen zwei Kohlenflözen (Stigmarienböden)
- Abstände zwischen einzelnen Schichten (h_1, h_3, h_3..... h_n)
- event. Senkungsrhythmus.

Uwaga: Wykres rytmu sedymentacji najlepiej obserwować odwróciwszy rysunek. — Bemerkung: Das Diagramm der Anhäufung der Sedimente ist am besten bei der umgekehrten Lage der Zeichnung zu verfolgen.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA
GŁÓWNA
w Gliwicach

Wszystkie odległości przy wykonywaniu tego wykresu wzięte zostały z kopalnianego profilu geologicznego. Z wykresu widocznym jest rozmaite tempo sedymentacji różnych osadów. Piaskowce narastają szybko, łupki powoli.

Zusammenfassung.

Die Untersuchungen der Ostrauer Schichten des Polnisch-Schlesisch-Mährischen Steinkohlenbeckens im deutschen, sowie im polnischen Anteil in den letzten Jahren, haben zu der Feststellung einer Reihe faunistischer Horizonte geführt, welche früher schon im tschechischen Teile festgestellt worden sind. Man kann annehmen, dass in Bezug auf die Zahl und die Verteilung der marinen Horizonte im westlichen Teile unseres Beckens keine grösseren Veränderungen mehr stattfinden werden.

Bei den Untersuchungen der Ostrauer Schichten in den Rybniker Gruben hat der Verfasser seine ganze Aufmerksamkeit auf die faunistischen Veränderungen bei den jeweiligen marinen Transgressionen und Regressionen gerichtet. Man konnte im allgemeinen feststellen, dass jede marine Transgression (oder besser gesagt Ingression) mit der Süsswasserfauna beginnt und endet. Diese Fauna beweist, dass während der ganzen übrigen Zeit, ausserhalb der kurzdauernden marinen Ingressionen in unserem Steinkohlenbecken nur Süsswasserablagerungen stattfanden. Š u s t a hat seinerzeit die Mächtigkeit der marinen Ablagerungen in den Ostrauer Schichten auf nur 2,5% (vielleicht etwas zu wenig) geschätzt. In den kohlenreichen Mulden- und Sattelgruppen sowohl, wie auch in manchen Abteilungen der Randgruppe treffen wir überhaupt keine marinen Schichten an. In einer grossen Anzahl der Fälle, unmittelbar im Hangenden der Kohlenflöze trifft man feine schwarze Schiefer, welche oft in Brandschiefer übergehen, hauptsächlich mit den *Anthracosien* und *Anthracomyen* (also Süsswasserformen) überfüllt. Solche Verhältnisse führen uns zu dem Schlusse, dass die Kohle sich in süssem Wasser in der Meeresnähe bildete.

Nur in einzelnen Fällen trifft man in unserem Becken die marine Fauna unmittelbar im Hangenden der Kohlenflöze.

Diese Verhältnisse sind aber leicht durch das plötzliche Absinken des Untergrundes nach der Ausbildung des Flözes zu erklären.

In der vorliegenden Tabelle (I) versuchen wir eine Verteilung der Ostrauer Schichten auf Grund der An- und Abwesenheit der marinen Ablagerungen in einzelnen Perioden durchzuführen. Wir können dabei vier Gruppen der Ablagerungen unterscheiden:

1. Drei Serien (V, VII, IX) der marinen Ablagerungen ohne Kohlenflöze;
2. Drei Serien (IV, VI, X) der echten Land- oder limnischen Ablagerungen, ohne Meeresschichten;
3. Drei Serien der typischen paralischen Bildungen (I, III, XI) mit Kohlenflözen und einigen Meeresablagerungen, und endlich
4. Drei limnische Serien (II, VIII, XII), welche aber je eine kurz andauernde marine Ingression aufweisen.

Interessant ist dabei eine regelmässige Reihenfolge der limnischen und der paralischen, oder sogar marinen Serien festzustellen.

Überall im Polnischen Steinkohlenbecken, wo man nur darauf achtete, fand man im Liegenden der Kohlenflöze und selbst unter den dünnen Schmitzen (0,10 m, 0,16 m, 0,25 m u. s. w.) den Stigmarienboden an, wie dies der Verfasser in den Rybniker Gruben konstatiert hat. Die karbonischen Pflanzen, welche diese Wurzelböden ausgebildet haben, wuchsen nach den einstimmigen Meinungen der Paläobotaniker auf einem moorigen, einige dm mit Wasser bedecktem Boden und bildeten eine Art der Mangroe-Wälder. Ohne Wasser konnten diese Pflanzen nicht leben. Solche Wurzelböden bildeten sich also auf einem Niveau, welches ganz nahe dem ehemaligen Meeresniveau lag, auf einer vom flachen Wasser bedeckten Ebene. Wie die grosse Ausdehnung mancher Kohlenflöze (Pochhammer, Antonie, Johann, Emanuelsegen u. s. w.) zeigt, erstreckte sich diese Ebene mehrere Dutzende Kilometer weit, nahe am Meer, wie dies öftere Meerestransgressionen bezeugen. Derartige weite, von süssem Wasser bedeckte Ebenen können nur eine Art Lagune darstellen, deren Wasserstand sehr wenig von demjenigen des Meeres abweichen konnte.

Das Anhäufen der Sedimente von ca 7 km mit den hunderten Horizonten der Stigmarienböden und Kohlenflöze in unserem Kohlenbecken kann man nur durch ein dauerndes Absinken erklären. Das Absinken wurde durch eine Ruhezeit, während welcher sich die Sedimente häuften, unterbrochen. Nach der Ausfüllung der Lagune durch die Sedimente bis zur Wasseroberfläche, breiteten sich wiederum weite Wälder aus, welche die Zufuhr der klastischen Sedimente in die Mitte der Wälder verhinderten, und das Anhäufen der rein pflanzlichen Abfälle verursachten. So waren die Verhältnisse für die Kohlenbildung geschaffen, welche auf dem im allgemeinen sich lagsam senkenden Boden stattfand.

Dann sank der Boden entweder plötzlich oder langsam ein. Auf ersteren Fall weisen unter anderen Verhältnissen hie und da angetroffene, senkrecht stehende, von Sedimenten verschüttete Stämme hin, welche wegen der raschen Anhäufung der Sedimente nicht umfallen konnten. (Š u s t a, Untere Karviner Schichten). Wenn das Absinken tief hinunterging, drang sogar das Meerwasser mit entsprechender Fauna in die Lagune ein. Bei einem langsamen Absinken trifft man im Hangenden des Flözes allmähliche Übergänge der Schichten mit Süsswasserfauna zu denen mit brackischer und ausgesprochener Meeresfauna an. Solche Erscheinungen wiederholten sich dauernd und, abhängig von der A m p l i t u d e und von dem T e m p o des S i n k e n s und der S e d i m e n t i e r u n g bildeten sich je nachdem, mächtige oder dünne Kohlenflöze, oder sogar Kohlenschmitze in kleineren oder grösseren Abständen von einander aus.

Das Absinken des Bodens im Polnischen Steinkohlenbekken ist nicht gleichmässig vor sich gegangen; einige Stellen sanken schneller und tiefer, andere langsamer und seichter. An den ersteren Stellen bildeten sich Sedimente in grösseren, an den letzteren dagegen in viel kleineren Mengen aus. Daraus erklärt sich die ungleiche Mächtigkeit der Sedimente an verschiedenen Stellen unseres Beckens, wie dies die Tabellen II—VI im polnischen Text beweisen. Die mächtigsten Sedimente und damit die tiefsten Senkungen trifft man im westlichen Teil des Beckens.

Die erwähnten Verhältnisse führten auch zur Zersplitterung der Flöze, je nachdem, ob sie sich auf einem langsam

(vergl. Fig. 1, S. 443, Stelle A), oder rasch (Fig. 1, Stelle B) sinkenden Boden bildeten. Während sich ein einziger Flöz an der Stelle A allmählich bildete, wiederholte sich an der Stelle B das Absinken der hier sich neu bildenden Kohlenflöze (welche aber immer im Zusammenhang mit dem unzersplitterten Flöz an der Stelle A standen) und inzwischen die Ausfüllung der Lagune mit den Sedimenten. (Vergl. Tabelle: IV, V, VI).

Oeftere Wiederholung derselben Ursachen führte unbedingt zur regelmässigen Ausbildung derselben Schichten, zu den z y k l i s c h e n Erscheinungen, welche in anderen Bekken schon längst beobachtet wurden. Ganz schematisch im allgemeinen, denn die Verhältnisse sind immer sehr wechselnd, besteht das Hangende des Kohlenflözes aus Schiefer (Ton), welcher allmählich in Sandstein (Sand) übergeht und mit einem Stigmarienboden (vorwiegend Tonschiefer) und einem Kohlenflöz endet. Diese Reihenfolge der Schichten entspricht der allmählichen Sedimentierung und der Verflachung der Lagune.

Zur Zeit kennt man in unserem Kohlenbecken in diesem Schema zwischen zwei beliebigen Flözen keine diskordante Lagerung der Schichten und keine Erosionserscheinungen. In nordamerikanischen Kohlenbecken dagegen haben Weller und andere Geologen die erwähnten Erscheinungen im Liegenden des „Basalsandsteins" nachgewiesen und als Beweise der Landerosion, sowie der Hebungserscheinungen erklärt.

Wohl kennen wir Erosionerscheinungen im Liegenden der groben Sandsteine und Konglomerate, welche in manchen Gruppen in unserem Kohlenbecken in den P o r e m b a e r-, S a t t e l f l ö z-, L a z i s k e r- und in anderen Schichten hervortreten. Gut bekannt sind solche Erosionserscheinungen in Kohlenflözen der S a t t e l-G r u p p e, in Gestalt verschiedener Auswaschungen, Rinnen, Vertiefungen, welche sogar in das Liegende des Flözes eindringen und eine ausgesprochene Landerosion darstellen. Solche Erscheinungen könnten sich event. durch tropikale, stürmische Regengüsse und dadurch entstandene Ströme selbst in der seichten Lagune bilden. Die Sandmassen könnten ausgedehnte Strecken ausfüllen und den Charakter einer Landerosion hervorrufen. Diese Erscheinungen sind aber keine zyklischen, keine sich wiederholenden.

Sie können im Gebiete des Polnischen Steinkohlenbeckens nicht als Resultate der Hebungen betrachtet werden.

Im Gegenteil, das Gebiet des Beckens befand sich damals auch, wie uns die Zersplitterung der Sattelflöze beweist, im Senkungsstadium (vergl. Tabelle II, IV, VI). Es war damals ein Akkumulationsgebiet, wohin die Sedimente aus den angrenzenden Gegenden, vorwiegend aus den Sudeten, wie wir aus dem Gesteinsmaterial der Gerölle schliessen können, getragen wurden. Die grobkörnigen Konglomerate in verschiedenen Schichten-Gruppen unseres Beckens weisen auf die damaligen orogenetischen Erscheinungen hin, welche sich wahrscheinlich im Bereiche der Sudeten abgespielt haben. Die Senkungen im Gebiete unseres Kohlenbeckens waren also durch die Hebungen im Sudetenlande rekompensiert.

Die öftere Abwechslung der Schichten mit mariner und Süsswasserfauna, der Kohlenbänke und Stigmarienböden, welche, wie wir oben gesehen, ungefähr auf dem Meeresniveau ausgebildet wurden, ergibt uns ein Diagramm (vergl. II. Congrès de stratigraphie carbonifère. Heerlen, 1935) der besprochenen Senkungserscheinungen. Als Beispiel nehmen wir die vom Verfasser untersuchten geologischen Verhältnisse der E m m a-Grube im Rybniker Revier an.

Den Abstand zwischen zwei Stigmarienböden können wir als annäherndes Mass des Absinkens zwischen diesen Schichten betrachten, denn die ausgebildete Senke wurde später mit den Sedimenten ausgefüllt und wenn diese Ausfüllung ungefähr bis zur Oberfläche des Meeresspiegels reichte, bildete sich der Stigmarienboden und der Flöz. Das Mass des Absinkens gleicht also der Mächtigkeit der Sedimente und ist uns durch das geologische Profil der Grube gegeben [1]).

Das kleinste Absinken, bei welchem die Meeresfauna eingedrungen ist, gehört auf dem untersuchten Profil dem G a b r i e l e-Horizont an. Auf der E m m a-Grube ist das vorwiegend ein L i n g u l i d e r-Horizont (brackischer), deshalb wollen wir ihn in unserer Betrachtung vermeiden. Die nächsten sind K o k s- und K o n r a d-Horizonte, welche sich ungefähr 15 m unter den nächsten, höher liegenden Stigmarienböden und Flözen (Fl. IV, 0,10) befinden. Es genügte also

[1]) Diese Beobachtung gilt auch für die Abstände zwischen einem Stigmarienboden und einer jeder tiefer liegenden Schicht.

das Absinken auf ca 15 m für das Eindringen der Meeresfauna in die Lagune. Das Mass der einzelnen Senkungen, welche sich immer in der Lagune abgespielt, aber nicht zum Eindringen der Meeresfauna geführt haben, war also kleiner als 15 m. Wenn die Mächtigkeit der abgelagerten Schichten dabei grösser war — so ist dies ein Zeichen einer dauernden Sedimentierung bei gleichzeitigem Absinken des Bodens. Wenn es zu keiner Stigmarienboden-Bildung kam, so füllten die Sedimente das Wasser nicht bis zur Oberfläche aus.

Für die Vereinfachung unserer Untersuchungen nehmen wir nur die Mächtigkeit der jetzt existierenden Schichten an, welche wegen der späteren Schrumpfung und anderer diagenetischen Erscheinungen jetzt viel dünner sind, als während der Zeit ihrer Ablagerung. Für die Ordinate unseres Diagrammes ist das Mass des Absinkens und der Sedimentation angenommen worden.

Für die Abscisse — das Mass der Zeit — können wir nur relative Verhältnisse verwenden. Beispielsweise nehmen wir an, dass die Bildung von 1 m mittelkörnigen Sandsteins (während der Ablagerung also Sand) einen gewissen Zeitabschnitt dauerte, die Bildung des schieferigen Sandsteins — zwei solche Zeitabschnitte, des Sandschiefers — drei, des Tonschiefers — vier, der Kohle — zwölf ähnliche Zeitabschnitte.

Die Mächtigkeit verschiedener Schichten multiplizieren wir, je nach ihrer Art mit den angenommenen Koëffizienten und die Ergebnisse legen wir an der Abscissenaxe in der Weise an, dass ein Zeitabschnitt, während welchem 1 m Tonschiefers sich abgelagert hat, einem Millimeter (1 mm) entspricht. So bekommen wir die Reihenfolge unserer Schichten in der relativen Dauer ihrer Bildung. Die Schichten sind auf dem ± 0-Niveau dargestellt.

Wir erhalten Linien, welche verschiedene R h y t m e n der S e n k u n g, der S e d i m e n t a t i o n und der O s c i l l a t i o n darstellen.

Die Treffpunkte der Oscillations- und der Sedimentationslinien entsprechen dem Moment der Kohlenbildung, denn in diesem Moment gelangen die Sedimente bis zur Oberfläche des Wassers.

Literatura — Literatur.

1. 1870. Roemer F. „Geologie von Oberschlesien". Breslau.
2. 1892. Gaebler C. „Über Schichten-Verjüngung im oberschlesischen Steinkohlengebirge". Katowice.
3. 1896. Ebert Th. „Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebirge". Abhdlg. d. Kgl. Preuss. Geol. L. A. N. F. Heft 10, Berlin.
4. 1900. Zeiller R. „Eléments de Paléobotanique". Paris.
5. 1906. Ahlburg J. „Die Trias im südlichen Oberschlesien". Abh. K. Preuss. Geol. L. A. N. F. Heft 50, Berlin.
6. 1909. Gaebler C. „Das oberschlesische Steinkohlenbecken". Katowice.
7. 1909. Czarnocki S. „Budowa geologiczna utworów węglowych w Zagłębiu Dąbrowskim". Przegl. Górn.-Hutn.
8. 1908—1912. Potonié H. „Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten". Abh. K. Pr. G. L. A. N. F. Heft 55, Berlin.
9. 1911—1913. Stevenson J. „Formation of coal-beds". Proc. Amer. Phil. Soc. vol. L, LI, LII, Lancaster.
10. 1912. v. Klebelsberg R. „Die marine Fauna der Ostrauer Schichten". Jb. K. K. G. R. A. Bd. LXII. Wien.
11. 1912. Tetiajeff. „Les grandes lignes de la géologie et de la tectonique des terrains primaires de la Russie d'Europe". Annales de la Soc. géologique Belgique.
12. 1913. Gothan W. „Die oberschlesische Steinkohlenflora. I. Teil. Farne u. farnähnliche Gewächse". Abh. K. Pr. L. A. N. F. Heft 75, Berlin.
13. 1913. Michael R. „Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes". Abh. K. Pr. G. L. A. N. F. Heft 71, Berlin.
14. 1918. Quitzow W. „Auswaschungserscheinungen der Oberfläche innerhalb des oberschlesischen Karbons". Jb. Pr. G. L. A. Band XXXIX. T. II. Berlin.
15. 1921. Haug E. „Traité de géologie". Paris.
16. 1921. Suess E. „La Face de la Terre". (Traduction). Paris.
17. 1921. Born A. „Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas".
18. 1923. Schmidt C. „Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen im älteren produktiven Karbon d. Geb. v. Witten". (Westfalen).
19. 1923. Stutzer O. „Allgemeine Kohlengeologie". Berlin.
20. 1924. Wegner Th. „Das Auftreten v. Kohlenwasserstoffen im Bereiche des westfälischen Karbons". Glückauf.
21. 1926. Šusta V. „Výmoly v karbonských uhelných slojích". Práce Moravské přírodovědecké společnosti III, 10. Brno ČSR.
22. 1926. Šusta V. „Vláknité uhli v stojatém kmeni". Věstn. Stát. Geol. Ustav. ČSR. Praha.
23. 1926. Meffert B.i Krym W. „Iskopajemyje ugli Donieckago bassejna. II. Ugli Almaznago i Marjewskago rajonow". Izdanje G. G. R. U. Leningrad.

24. 1927. W e b e r G. „Neues über die Identifizierung der Steinkohlenflöze in den oberen Orzeszer und den Lazisker Schichten". Zeitschrift d. Oberschles. Berg-u. Hüttenmännischen Vereines. Heft 2, 3, 4. Katowice.
25. 1927. B a r t l i n g R. „Das Verhältnis zwischen Sedimentation und Tektonik im Ruhrbezirk". Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère. Heerlen. 1927—28.
26. 1927. S t i l l e H. „Die oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variscischen Tektonik". Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère. Heerlen. 1927—28.
27. 1927. J o n g m a n s W. „Geschichte, Einrichtung und Arbeitsmethoden des: „Geologisch Bureau voor het Nederlansche Myngebied" in Heerlen". Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère. Heerlen. 1927—28.
28. 1927. B a r r o i s Ch. Discours présidentiel à la Séance Annuelle de l'Académie des Sciences du 12 décembre 1927. C. R. Acad. Sc. t. CLXXXV. Paris.
29. 1928. Š u s t a V. „Stratigrafie Ostravsko-Karvinké oblasti ve světle paleontologie". Kamenouhelné doly Ostrav.-Karvinského reviru.
30. 1928. P e t r a s c h e c k W. „Die Kohlenreviere von Ostrau-Karvin-Krakau". Ztft. d. Oberschles. Berg-Hüttenmänn. Ver. Katowice.
31. 1929. N i e m c z y k O. „Die Ostrauer Schichten in der Gleiwitzer Sattelzone". Beuthen. Ober-Schlesien.
32. 1930. S t u t z e r O. „Absinken, Sedimentation und Faltung, gleichzeitige langdauernde Vorgänge in manchen Erdölgebieten". Geol. Vereinigung. 5. I.
33. 1930. G o t h a n W., G r o p p W. „Neue Beobachtungen über die paläontologischen Beziehungen d. obersten Ostrauer Schichten zu den Sattelflözschichten Oberschlesiens". Ztft. d. oberschles. Berg-Hüttenmänn. Ver. 69. Katowice.
34. 1930. R e n i e r A. „Considérations sur la stratigraphie du terrain houiller de la Belgique". Mémoires du musée royal d'histoire naturelle de Belgique. Nr. 44, Bruxelles.
35. 1930. P r u v o s t P. „Sédimentation et subsidence". Livre jubilaire de la Soc. Géol. de France. Paris.
36. 1931. N i e m c z y k O. „Der Aufbau des oberschlesischen Karbonbeckens im Lichte älterer u. neuerer geologischer Erkenntnisse". Festschrift zum 40-jährigen Bestehen d. Vereines Technischer Bergbeamten Ober-Schlesiens. Berlin.
37. 1931. Š u s t a V. „Příspěvek k autochtonitě uhlonosného karbonu Ostravsko-Karvinského a R h i z o m o p t e r i s K r a n i c h i, n. sp." Sbornik přírodovědecké společnosti v Mor. Ostravě.
38. 1931. B o h d a n o w i c z K. „Wstęp do geologii węgla". Przegląd Górn. Hutn. Nr. 7—8.
39. 1931. M a k o w s k i A. „Badania karbonu na kopalni Emma w powiecie Rybnickim". Posiedz. Nauk. P. I. G. Nr. 30. Warszawa.
40. 1931. K r a u s E. „Die tektonische Geburt von Erdöl und Kohle".

Congrès International des mines, de la metallurgie et de la géologie appliquée. VI Session. Liège.

41—47. 1931. Studies relating to the order and conditions of accumulation of the coal measures. Illinois State Geological Survey. Bull. Nr. 60. Urbana.
Weller M. „The Conception of cyclical sedimentation during the Pennsylvanian period".
Wanless H. „Pennsylvanian cycles in Western Illinois".
Stout W. „Pennsylvanian cycles in Ohio".
Reger B. „Pennsylvanian cycles in West Virginia".
Ashley H. „Pennsylvanian cycles in Pennsylvania".
Moore R. „Pennsylvanian cycles in the Northern Mid-continent Region".
Plummer F. „Pennsylvanian sedimentary conditions in Texas".

48. 1932. Makowski A. „O poziomach faunistycznych na kopalniach Rybnickich". Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 33. Warszawa.

49. 1932. Stach E. „Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung". Z. d. D. Geol. G. Nr. 8. Berlin.

50. 1933. Duparque A. „Structure microscopique des charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais". Mémoires de la Soc. Géol. du Nord. T. XI. Lille.

51. 1933. Makowski A. „Sprawozdanie z badań nad karbonem produktywnym na terenie arkusza Gorzyce, mapy szczegółowej Polskiego Zagłębia Węglowego". Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 36. Warszawa.

53. 1934. Lucke. J. „A theory of evolution of lagoon deposition shorelines of emergence". Journ. of Geol. Vol. 42.

54. 1934. Makowski A. „Badania stratygraficzne karbonu produktywnego na kopalniach Rybnickich, wykonane w r. 1933". Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 39. Warszawa.

55. 1934. Gothan W. und Gropp W. „Betrachtungen zur paläontologischen Gliederung des oberschlesischen Karbons". Z. d. D. G. G. Bd. 86.

56. 1935. Czarnocki St. „Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu (1914—1934)". Państw. Inst. Geolog. Warszawa.

57. 1935. Doktorowicz-Hrebnicki St. „Arkusz Grodziec". Państw. Inst. Geol. Nr. 2 Warszawa.

58. 1935. Žemczužnikow J. „Obszczaja geologja kaustobiolitow". Leningrad. Moskwa.

59. 1935. Schindler. „Nowe odkrycia fauny morskiej w kopalniach węgla kamiennego Katowickiej Sp. Akc. dla górnictwa i hutnictwa". Przegląd Górn. Hutn. Nr. 1—2. Katowice.

60. 1935—36. Makowski A. „Über die faunistischen Horizonte und die Oscillationserscheinungen im Rybniker Karbon". Heerlen. II. Congrès de stratigraphie carbonifère. (W druku).

W. Budryk i D. Korol.

Możliwość wzbogacania czywczyńskiej rudy manganowej.

(Possibilités d'enrichissement du minérai de manganèse de Czywczyn).

Czywczyńska ruda manganowa jest typu krzemianowo-węglanowego, w której tlenki manganu występują tylko w podrzędnej ilości.

Według badań prof. J. Tokarskiego, przeprowadzonych nad jednym dużym blokiem rudy, zawartość procentowa poszczególnych składników przedstawia się, jak następuje:

Rodochrozyt	60,0%
Kalcyt	4,6%
Magnezyt	2,8%
Syderyt	1,2%
Limonit	1,2%
Apatyt	0,3%
Rodonit	18,4%
Kwarzec	11,5%

Ze wszystkich tych składników jedynie tylko rodochrozyt może posiadać duże znaczenie dla hutnictwa, zawartość natomiast innych składników w rudzie wpływa na ogół ujemnie i znacznie obniża wartość rudy.

Analizy chemiczne poszczególnych prób rudy, przeprowadzone przez prof. J. Tokarskiego, wykazują następujące zawartości:

Mn . . .	od 14,30%	do 40,50%,	średnio 32,50%
SiO_2 . . .	„ 11,30%	„ 38,10%,	„ 23,60%
Fe	„ 4,40%	„ 8,10%,	„ 5,80%
P	„ 0,01%	„ 0,36%,	„ 0,14%

Dla podniesienia wartości rudy w praktyce górniczej stosowane są rozmaite metody przeróbki mechanicznej lub chemicznej. Z metod tych na pierwszy plan wysuwają się mechaniczne metody wzbogacania, gdyż przeróbka chemiczna jest w większości wypadków bardzo kosztowna i znacznie podnosi koszty produkcji rudy.

Jeżeli chodzi o rudę czywczyńską, to w danym wypadku chodziłoby o podniesienie w niej zawartości Mn oraz obniżenie SiO_2, Fe i P.

W celu zbadania możliwości wzbogacania czywczyńskiej rudy manganowej przeprowadzone zostały odpowiednie badania w Zakładzie Przeróbki Mechanicznej Akademii Górniczej w Krakowie.

Użyta do badań próba pozbawiona była prawie zupełnie minerałów płonnych (niemanganowych) i składała się głównie z dwóch podstawowych jej składników — rodochrozytu i rodonitu. Co się tyczy kwarcu, to — jeżeli nawet i występował on w rudzie — ziarna jego musiały być tak mikroskopijnie małe, że o praktycznym oddzieleniu ich od rodochrozytu nie mogło być nawet mowy.

Do badań została użyta zarówno ruda surowa, jak i prażona, w której znaczna ilość rodochrozytu przeszła w tlenki [1]). Skład chemiczny rudy surowej był zbliżony do średniego składu, podanego przez prof. J. T o k a r s k i e g o i wynosił:

Mn . . .	32,36%;	SiO_2 . . .	19,60%;
Fe . . .	5,92%;	P	0,155%;

skład rudy prażonej:

Mn . . .	38,86%;	SiO_2 . . .	24,93%;
Fe . . .	6,97%;	P	0,188%.

O oddzieleniu z rudy czystego rodochrozytu na drodze przeróbki mechanicznej nie może być nawet mowy, to też

[1]) Należy tu nadmienić, że przez prażenie ruda zostaje utleniona tylko na powierzchni, wnętrze natomiast ziarn zwłaszcza, jeżeli są znacznej wielkości, pozostaje nieutlenione.

cale zagadnienie sprowadza się tu do wydzielenia z rudy dwóch produktów: r o d o c h r o z y t o w e g o — o możliwie wysokiej zawartości Mn i niskiej zawartości SiO_2, oraz produktu r o d o n i t o w e g o. Nie zależnie od tego ważną rolę odgrywa obniżenie w produkcie rodochrozytowym zawartości Fe i P.

Badania mikroskopowe wykazały, że dla osiągnięcia — koniecznego dla operacji wzbogacania — oswobodzenia rodochrozytu od rodonitu ruda wymaga daleko posuniętego stopnia zmielenia, mniéj więcej do — 100 mesh czyli do wielkości ziarn $< 0{,}15$ mm.

C i ę ż a r w ł a ś c i w y poszczególnych składników rudy odgrywa decydującą rolę w najczęściej stosowanych w praktyce operacjach wzbogacania, gdyż przy znacznej różnicy wielkości ciężaru właściwego składników daje się w stosunkowo łatwy sposób rozdzielić je od siebie. Badania, przeprowadzone z możliwie czystymi ziarnami różnego składu, wykazały, że ciężary właściwe różnych składników są w danym wypadku bardzo zbliżone do siebie i wahają się w granicach od 2,89—3,79.

W celu skontrolowania tych wyników starano się rozdzielić rozdrobiony materiał (0,1—0,6 mm) na jego składniki przez zastosowanie cieczy ciężkich. Jako cieczy ciężkich użyto: czterobromku acetylenu o c. wł. 2,75, bromoformu o c. wł. 2,92 i cieczy Thouletta o c. wł. 3,18. W dwóch pierwszych cieczach materiał w całości opadał, w cieczy Thouletta znikoma tylko część wypływała lub była w stanie równowagi z cieczą, większość natomiast materiału (około 95%) opadała na dno.

Ujemny wynik rozdziału w cieczach ciężkich świadczy o tym, że nawet przy daleko posuniętym stopniu rozdrobienia materiału (do 0,1 mm) czyste ziarna SiO_2 (c. wł. około 2,65) nie występowały w badanej próbie.

Stwierdzony fakt zbliżonych ciężarów właściwych różnych składników rudy jest bardzo niekorzystnym zjawiskiem dla wzbogacania rudy, gdyż z góry przesądza o możliwości zastosowania najbardziej rozpowszechnionych sposobów wzbogacania w płóczkach i na stołach koncentracyjnych.

Pomimo ujemnych wyników rozdziału w cieczach ciężkich spróbowano jednak zastosowania do badanej rudy mokrych sposobów wzbogacania, licząc się z tym, że niektóre ce-

chy fizyczne, jak np. kształt ziarn, mogą czasami mieć decydujący wpływ przy tych sposobach wzbogacania. Z góry można było przewidzieć, że badania te w żadnym wypadku nie dadzą dobrych wyników, to jednak możliwość chociażby częściowego wzbogacenia tą metodą byłaby korzystna. Przeprowadzone badania (klasyfikacja mokra w połączeniu ze wzbogacaniem na sitach i stołach koncentracyjnych, oraz wzbogacanie w płóczce osadowej) dały wyniki negatywne. Jeżeli metody te zawiodły w warunkach laboratoryjnych, to tym bardziej niemożliwe one będą do zastosowania w warunkach przemysłowych, gdzie wzbogacanie siłą rzeczy jest mniej korzystne, niż w laboratorium. Tym samym twierdzić już można, że ruda czywczyńska nie nadaje się do wzbogacania jakąkolwiek metodą, wykorzystującą różnicę prędkości opadania poszczególnych składników.

Twierdzenie to nie wyklucza bynajmniej możliwości zastosowania wspomnianych mokrych sposobów wzbogacania dla oddzielenia od rudy skały płonnej, domieszka której przy eksploatacji górniczej będzie zawsze nieunikniona.

Ponieważ ruda czywczyńska, zwłaszcza prażona, wykazuje znaczne własności magnetyczne, wobec tego przeprowadzono badania nad ewentualną możliwością wzbogacania jej na separatorze elektromagnetycznym dla rud słabo magnetycznych. Liczono się tu przede wszystkim z tym, że na drodze elektromagnetycznej da się zmniejszyć zawartość Fe.

Do badań użyto próbki rudy prażonej o wielkości ziarn 0,075—1 mm. Wyniki badań zestawione są w tabeli 1, w której kolejne produkty posiadają coraz mniejsze własności magnetyczne.

Z tabeli 1 wynika, że ziarna najbardziej magnetyczne zawierają mniej Mn, więcej SiO_2, dużo P i wybitnie są wzbogacone w Fe. Natomiast ziarna niemagnetyczne wzbogacone są w Mn przy dość znacznym obniżeniu zawartości Fe; SiO_2 i P pozostają prawie bez zmiany. A więc metoda elektromagnetyczna może dać pewne zubożenie rudy w Fe przy jednoczesnym niedużym zwiększeniu zawartości Mn.

Opisane wyżej próby wzbogacania należy uważać raczej jako negatywne, co tłumaczy się zbliżonymi cechami fizycznymi ziarn rodochrozytu i rodonitu. Sposobem wzbogacania,

TABELA 1.

Rozdział w separatorze elektromagnetycznym.

Produkt	Wychód w %% wagowo	Zawartość w %%			
		Mn	SiO_2	Fe	P
Skierowany do separatora	100,00	36,41	24,99	5,55	0,16
1 (najbardziej magnetyczny).	4,24	32,32	27,95	12,88	0,23
2	7,42	33,60	28,20	9,75	0,18
3	5,55	36,96	28,01	8,65	0,17
4	4,58	36,82	26,82	7,86	0,15
5	3,79	36,25	26,50	7,78	0,12
6 (niemagnet.)	74,42	36,86	24,09	4,23	0,16

który jest niezależny od tego rodzaju cech, jak np. ciężar właściwy, kształt ziarn i t. p., a który wykorzystuje jedynie różnicę własności powierzchniowych minerałów, jest f l o t a c j a.

Flotacja rud manganowych stosowana już jest obecnie w przemyśle górniczym. Tak np. w Stanach Zjednoczonych A. P. (Anaconda Copper Co — kopalnia Emma w Butte) rozdziela się na tej drodze rodochrozyt od kwarcu. Flotacyjny sposób wzbogacania ma tę ujemną stronę, że wymaga daleko posuniętego rozdrabiania, to jednak, jak było wspomniane wyżej, sam już charakter rudy czywczyńskiej wskazuje na konieczność takiego rozdrabiania niezaleznie od tego, czy zostanie zastosowana flotacja, czy też inny sposób wzbogacania, gdyż oswobodzenie ziarn rodochrozytu od rodonitu następuje dopiero po zmieleniu mniej więcej do 0,15 mm.

Jeżeli chodzi o łatwość rozdrabiania, to pod tym względem ruda prażona wykazuje mniejszą zwięzłość i większą kruchość od rudy surowej, co wskazywałoby na pewne korzyści zastosowania uprzedniego prażenia przed rozdrabianiem. Wątpliwym jest jednak, czy zastosowanie tej operacji będzie się rentowało w praktyce, gdyż wpływ prażenia ogranicza się do utworzenia tylko zewnętrznej skorupy tlenków oraz do ew. powstania spękań, wewnętrzne jądro natomiast

zostaje niewyprażone, a wskutek tego przy drobnym mieleniu oszczędność energii może być stosunkowo nieduża.

Do badań nad flotacyjnym wzbogacaniem rudy czywczyńskiej rozdrabiano ją do wielkości ziarn poniżej 0,15 mm, lub nawet poniżej 0,1 mm, przy czym badano zarówno rudę prażoną, jak i surową. Wnioski, dotyczące flotacji rudy prażonej, pokrywają się na ogół z odpowiednimi wnioskami, wyciągniętymi przy flotacji rudy surowej z tą jedynie różnicą, że wyniki flotacji rudy surowej okazały się nieco korzystniejsze. To też na tym miejscu podane zostaną tylko wyniki flotacji rudy surowej.

Flotacje prowadzono w maszynach flotacyjnych typu Minerał Separation, względnie Fahrenwald'a, przy gęstości mętów 1:4 i temperaturze 20°.

Badania wstępne, przeprowadzone w maszynie o pojemności 250 cm^3 wykazały, że spośród odczynników flotacyjnych, nadających się do badanej rudy, dają dobre wyniki: soda, a zwłaszcza KOH, jako alkalizatory; kwas oleinowy, kwasy naftenowe i oleat sodu jako kolektory; oraz ewentualnie pine oil jako odczynnik pianotwórczy. Badania te wykazały poza tym, że:

1° w produkcie flotującym (rodochrozytowym) jest tylko pewne nieduże wzbogacenie w Mn, co jest zresztą zrozumiałe, gdyż badana ruda nie zawierała w ogóle skały płonnej i składała się wyłącznie niemal ze związków manganu (rodochrozyt i rodonit);

2° produkt rodochrozytowy zostaje wzbogacony w fosfor, co tłumaczy się łatwym flotowaniem apatytu;

3° produkt rodochrozytowy wykazuje pewne zubożenie w Fe;

4° w produkcie flotującym jest wybitne zubożenie w SiO_2, co w danym wypadku jest najważniejsze.

Następna seria badań, przeprowadzona w maszynie flotacyjnej o pojemności 5.000 cm^3, zmierzała do określenia zużycia odczynników w celu otrzymania optymalnych wyników flotacji ze względu na zawartość SiO_2 w produktach. Zauważono przy tym, że przy użyciu wspomnianych wyżej odczynników da się wyflotować niemal wszystkie składniki rudy, z tą jednak różnicą, że ziarna rodochrozytu flotują znacznie łatwiej od rodonitu. To też oddzielenie produktu rodochrozytowego od rodonitowego możliwe jest tu przez użycie

tylko pewnej ściśle określonej ilości odczynników. Im mniej zostanie użytych kolektorów, tym mniejsza ilość koncentratu (produktu rodochrozytowego) wyflotuje, ale tym jednocześnie uboższy on będzie w SiO_2. Odwrotnie, przy dużym zużyciu odczynników wyflotuje również znaczna ilość rodo-

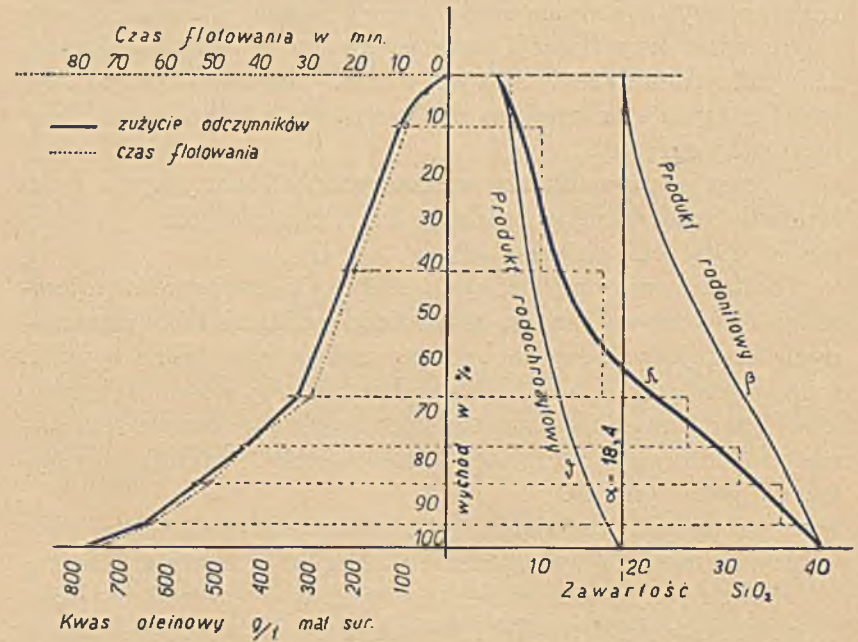


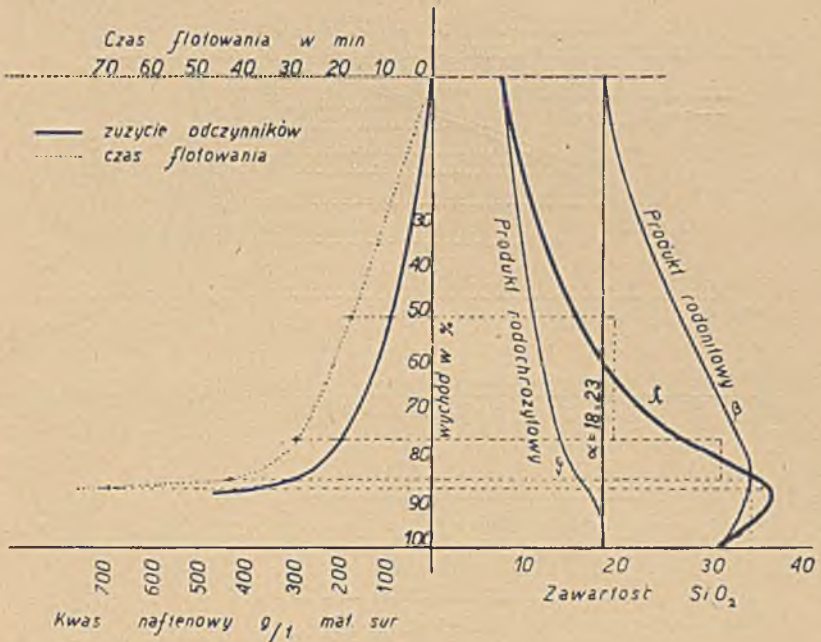
Fig. 1.

nitu, wychód koncentratu będzie większy, ale jednocześnie zawartość w nim SiO_2 będzie większa.

Zawdzięczając tej własności rudy czywczyńskiej można dla każdego z kolektorów sporządzić wykres krzywych wzbogacalności rudy, to znaczy wykres zależności wychodu od żądanego stopnia wzbogacenia lub zubożenia rudy w ten lub inny składnik (w danym wypadku chodziło o zubożenie

w SiO_2). Krzywe te mogą być poza tym uzupełnione krzywymi zużycia odczynników oraz krzywymi czasu flotacji.

Dla sporządzenia tych krzywych do aparatu flotacyjnego doprowadzano odczynniki nie odrazu w całej ilości, lecz w pewnych ściśle określonych dawkach i badano produkty flotowania, otrzymane po każdorazowym dodaniu odczyn-



RUDA SUROWA

ODCZYNNIKI: KOH 200 g/l
Kwas naftenowy

Fig. 2.

nika. Wyniki flotacji mogą być teraz przedstawione w postaci krzywej wzbogacalności λ (fig. 1, 2, 3) w ten sposób, że na osi odciętych nanosi się procentowe zawartości badanego składnika (SiO_2) w poszczególnych wyflotowanych produktach, na osi zaś rzędnych wychody wagowe tych produktów w procentach. Otrzymuje się w ten sposób szereg prostokątów (fig.

1, 2, 3), po zastąpieniu których linią ciągłą dochodzi się do znanej krzywej wzbogacalności (λ).

Na podstawie krzywych λ wykreślono znaną w przeróbce mechanicznej metodą krzywe: ϑ dla produktu rodochrozytowego (flotującego) i β dla produktu rodonitowego. Na tych samych wykresach po stronie lewej (w II ćwiartce) na-

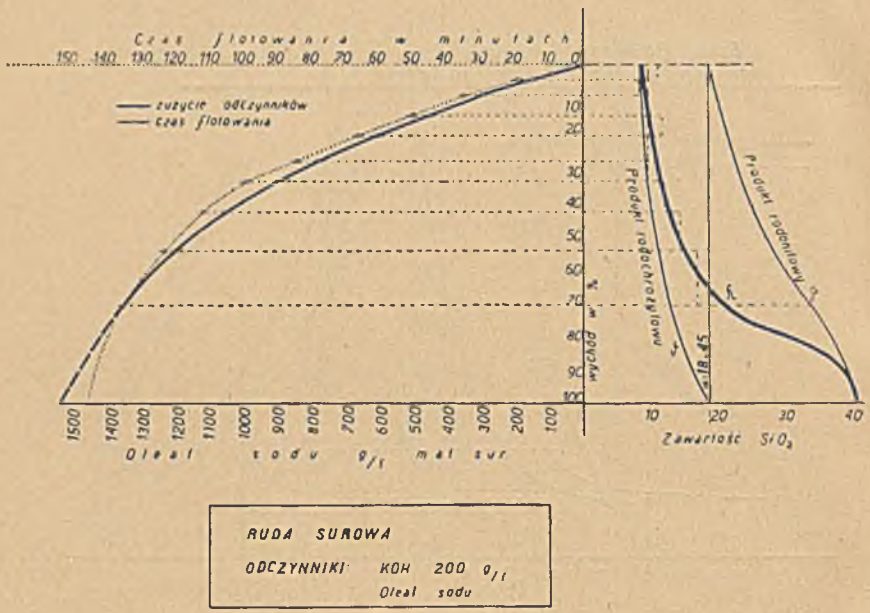


Fig. 3.

niesiono sumaryczną krzywą zużycia odczynników (kolektorów) flotacyjnych (krzywa pełna) i sumaryczną krzywą czasu flotowania (krzywa kropkowana).

Flotacje prowadzono przy różnym stopniu alkalizacji zapomocą KOH lub sody; czas alkalizacji wynosił 30 minut. Zauważono przy tym, że ze względu na zmniejszenie zużycia alkalizatora korzystnym jest alkalizować możliwie gęste męty i dopiero później dodawać wodę do ilości normalnej t. zn. do uzyskania wagowego stosunku rudy i wody 1:4.

Z krzywych wzbogacalności można wyciągnąć wniosek, że najbardziej czyste ziarna produktu rodochrozytowego zawierają 7% SiO_2 i w jednym tylko wypadku skonstatowano 5% SiO_2. Ziarn takich, bardzo ubogich w SiO_2, jest jednak

znikoma ilość. Najbardziej czyste ziarna produktu rodonitowego zawierają krzemionki około 38% i w wyjątkowych tylko wypadkach niektóre ziarna wykazywały zawartość do 42% SiO_2, co wskazuje, że mamy już tu do czynienia z prawie czystym rodonitem.

Na podstawie wspomnianych krzywych możemy odpowiedzieć na szereg kwestyj, tyczących się flotowania rudy czywczyńskiej.

Tak np. najkorzystniejszy stopień wzbogacania z punktu widzenia przeróbki mechanicznej (rzędna punktu przecięcia się krzywej λ z prostą a, odpowiadającą średniej zawartości SiO_2 w badanej rudzie) otrzymujemy przy wychodach od 59—66% (tabela 2). W wypadku takim produkt rodochrozytowy zawiera od 11,25 do 12,50% SiO_2, produkt zaś rodonitowy od 31,50—27,50% SiO_2.

TABELA 2.

Najkorzystniejszy techniczny stopień wzbogacania flotacyjnego.

No flotacji	Odczynniki		Wychód produktu rodochrozytowego γ %	Zawartość SiO_2 %		Zużycie kolekt. w gram.		Czas flotowania w minutach *)
	Alkalizator g/tonnę	Kolektor		Produkt rodochrozytowy δ %	Produkt rodonitowy β %	na tonnę materiału surow.	na tonnę prod. rodochrozytow.	
1 (rys. 1)	KOH-200	Kwas oleinowy	62	11,25	30,00	290	468	27
2	KOH-600	„ „	62	12,00	29,75	330	532	27
3	KOH-1000	„ „	65	12,25	30,25	290	446	22
4	—	„ „	59	11,75	27,50	490	831	60
5	Soda-500	„ „	59	11,50	29,75	250	424	66
6 (rys. 2)	KOH-200	Kwas naftenowy	60,5	11,75	28,00	120	198	21
7	KOH-200	„ „ „S"	60,5	12,00	28,75	130	215	15,5
8	KOH-200	Kwas naft. + „ olein.	60	12,50	28,00	125	208	52
9	KOH-200	pine oil + Kw. naf. S	62	12,00	26,50	170	274	45
10 (rys. 3)	KOH-200	Oleat sodu	66	12,00	31,50	1310	1985	132

*) W rzeczywistości czas flotacji będzie niższy od podanego.

Jak z powyższego wynika, zbyt wysokim wymaganiom w kierunku obniżenia zawartości SiO_2 w produkcie rodochrozytowym nie da się zadość uczynić. Praktycznym ideałem należy uważać tu najniższą granicę zawartości SiO_2, jaką skonstatował prof. J. Tokarski w najbardziej czystych pod tym względem okazach t. zn. około 11% SiO_2. Taką granicę, a nawet i nieco niższą, da się z powodzeniem i z dobrym wynikiem praktycznym uzyskać na drodze przeróbki mechanicznej. Przyjąć więc można, że na drodze flotacyjnej z rudy o średniej zawartości 19% SiO_2 da się uzyskać około 60% produktu rodochrozytowego o zawartości 11% SiO_2 i około 40% produktu rodonitowego o zawartości około 30% SiO_2.

TABELA 3.

Wychody produktu rodochrozytowego przy $\vartheta = 10\%$ SiO_2 oraz $\vartheta = 8\%$ SiO_2.

Nro flotacji	Produkt rodochrozytowy o zawartości $\vartheta = 10\%$ SiO_2					$\vartheta = 8\%$ SiO_2
	Wychód produktu rodochrozytowego γ %	Zawartość SiO_2 w prod. rodonitowym β %	Zużycie kolektorów w gramach		Czas flotacji w minut. *)	Wychód produktu rodochrozytowego γ %
			na tonnę mat. surowego	na tonnę prod. rodochr.		
1 (rys. 1)	52	27,25	255	490	23	30
2	44	25,00	245	557	20	14
3	34	22,75	130	382	11,5	—
4	30	22,00	220	733	33	7
5	45	26,25	195	433	53	14
6 (rys. 2)	42	24,50	65	155	14	12
7	39	23,75	80	205	9	11
8	28	22,50	45	161	18	—
9	—	—	—	—	—	—
10 (rys. 3)	43	25,00	1040	2419	111	—

*) W rzeczywistości czas flotacji będzie niższy od podanego.

Jeżeli ruda będzie zawierała większą ilość SiO_2, wychód produktu rodochrozytowego (11% SiO_2) będzie odpowiednio mniejszy i odwrotnie — przy mniejszej zawartości SiO_2 w rudzie wychód produktu rodochrozytowego odpowiednio wzrośnie.

Gdyby chodziło o otrzymanie produktu rodochrozytowego, który miałby być użyty do wyrobu ferromanganu, o zawartości $\vartheta = 10\%$ SiO_2, otrzymamy wyniki zestawione w tabeli 3. W tejże tabeli podane zostały również wychody produktu rodochrozytowego o zawartości $\vartheta = 8\%$ SiO_2.

Jak z tabeli tej wynika, obniżenie zawartości SiO_2 w produkcie rodochrozytowym do 10% pociągnąć musi za sobą już bardzo poważne zmniejszenie wychodu tego produktu ($\gamma = 40—50\%$ zamiast 60% przy $\vartheta = 11\%$), obniżenie zaś ϑ do 8% SiO_2 możliwe jest tylko przy kilkunasto procentowym wychodzie.

Jeżeli chodzi o wybór odczynników flotacyjnych, to — jak już było wspomniane wyżej — spośród alkalizatorów najlepsze wyniki w warunkach laboratoryjnych dawał KOH, należy się jednak liczyć z tym, że w praktyce uzyska się zupełnie dobre wyniki zarówno przy użyciu wapna, sody, szkła wodnego i t. p.

Spośród wypróbowanych kolektorów należy na pierwszym miejscu postawić kwasy naftenowe, gdyż, jak wynika z tabel 2 i 3, zużycie ich na tonnę rudy jest najmniejsze, najmniejszy jest również czas flotacji, wskutek czego urządzenie zakładu flotacyjnego wypadnie mniejsze; poza tym kwasy naftenowe dają zupełnie dobre wyniki, jeżeli chodzi o zawartość SiO_2 w produkcie rodochrozytowym i pod tym względem nie ustępują na ogół kwasowi oleinowemu.

Zastosowanie kwasów naftenowych ma jeszcze i tę korzystną stronę, że produkowane one mogą być w krajowych rafineriach ropy naftowej. Zastosowanie ich do flotacji zostało opatentowane w roku 1933 przez prof. dr B. Kamieńskiego, prof. dr S. Pilata, dr Seredę i dr K. Karczewskiego.

Wobec tych dodatnich stron kwasów naftenowych jako odczynników flotacyjnych przeprowadzono szczegółowe badania wzbogacania rudy czywczyńskiej przy użyciu kwasu

naftenowego „S", pochodzącego z jednej z krajowych rafineryj nafty [1]). Przy flotacji tej badane były poszczególne frakcje na zawartość nie tylko SiO_2, lecz również i Mn, Fe oraz P.

Wyniki badań zostały przedstawione wykreślnie na fig. 4, a wnioski, jakie mogą być wyciągnięte z tej flotacji, są następujące:

1° Pod względem przeróbczym najkorzystniejszy stopień wzbogacania uzyskuje się przy wychodzie około 60% produktu rodochrozytowego.

2° Przy takim wychodzie zawartość poszczególnych składników jest następująca:

Składnik	Materiał surowy	Produkty	
		rodochrozytowy	rodonitowy
Mn	33,01	34,75	30,00
SiO_2	18,93	12,25	29,00
Fe	5,68	4,85	6,95
P	0,142	0,180	0,0805

3° Największy wpływ wywiera flotacja na obniżenie zawartości SiO_2 (z 18,93% na 12,25%).

4° Wzbogacenie w Mn produktu flotującego (rodochrozytowego) jest stosunkowo nieduże, co tłumaczy się tym, że w badanej rudzie była znikoma tylko ilość skały płonnej. W wypadku większej zawartości tej ostatniej, co jest nieuniknione przy górniczej eksploatacji złoża czywczyńskiego, efekt wzbogacania będzie o wiele widoczniejszy, gdyż średnia zawartość Mn w rudzie będzie w tym wypadku niższa, a w produkcie rodochrozytowym zawartość ta pozostanie prawie bez zmiany (około 35%).

5° Produkt rodochrozytowy wykazuje zmniejszenie zawartości Fe (z 5,68% na 4,85%).

6° Frakcja flotująca wykazuje pewne wzbogacenie w P (z 0,142% na 0,180%), nie wykluczone jest jednak, że przez

[1]) Rafineria nafty w Jedliczu — Galicyjskie Karpackie Towarzystwo Akcyjne.

uprzednie wyflotowanie apatytu dałoby się zawartość tę częściowo obniżyć.

7⁰ Zużycie odczynników przy zastosowaniu do rud czywczyńskich flotacji na skalę przemysłową nie powinno być większe, jak 200 g KOH oraz 80 g kwasu naftenowego na tonnę rudy surowej (nadawy).

8⁰ Koszt tych odczynników wyniesie około 0,30 zł na tonnę. Opierając się na kosztach wzbogacania rudy manganowej w Butte (Stany Zjednoczone) przyjąć można, że całkowite koszty wzbogacania rudy czywczyńskiej sposobem flotacyjnym nie powinny przekroczyć 1—1,5 dolara na tonnę rudy surowej.

Przez wyprażenie uzyskanego z flotacji produktu rodochrozytowego da się znacznie podnieść w nim zawartość Mn, nieunikniony jest jednak przy tym wzrost zawartości SiO_2. Przeprowadzone w tym kierunku próby wykazały, że z niektórych frakcyj dało się uzyskać po wyprażeniu produkty nawet o zawartości 45—52% Mn.

Tak więc na drodze flotacyjnej da się znacznie podnieść wartość przemysłową rudy czywczyńskiej. Nie otrzyma się jednak w ten sposób produktu równowartościowego z rudami manganowymi, mającymi światową markę. Wątpliwym jest, czy przez użycie innych, może korzystniejszych nawet odczynników, dałoby się wybitniej poprawić wyniki flotacji, a wobec tego dla otrzymania lepszego produktu pozostaje przeróbka chemiczna.

Chemiczny sposób przeróbki został wypróbowany już na skalę przemysłową w Stanach Zjednoczonych na krzemianowych rudach żelaznych „Guyana Range“ w stanie Minnesota, zawierających około 15% Mn. W rezultacie tej przeróbki otrzymuje się MnO . OH, który po zagęszczeniu, przemywaniu i suszeniu zostaje brykietowany.

Résumé.

La composition pétrographique du minérai manganèsifère de Czywczyn est, d'après les essais du prof. T o k a r s k i, la suivante:

rodochrosite ($MnCO_3$)	60,0%
calcite	4,6%
magnésite	2,8%
sidérite	1,2%
limonite	1,2%
apathite	0,3%
rodonite ($MnSiO_3$)	18,4%
quartz	11,5%

Le minérai essayé au laboratoire contient:

Mn	32,36%	SiO_2	19,6%
Fe	5,92%	P	0,155%

Vu que l'échantillon fourni ne contenait pas du tout de grains stériles, la préparation mécanique du minérai consistait dans l'extraction de ses deux produits: la rodochrosite avec une teneur en Mn aussi grande que possible et avec une faible teneur en SiO_2 d'une part et de la rodonite d'autre part.

Pour arriver à ce résultat, on a essayé des méthodes d'enrichissement par voie humide. Elles ont échoué à cause de la différence trop faible entre la densité de la rodochrosite et celle de la rodonite. On a cherché aussi à enrichir le minérai calciné par voie électromagnétique, mais le résultat était négatif. Ce n'est qu'après avoir appliqué le procédé de flottation que les résultats sont devenus positifs. Pour la flottation on employait du KOH comme alcalisateur 200 g/t et des acides naphténiques comme collecteur (80 g/t). Les résultats de la flottation ont été représentés à l'aide des trois courbes λ, ϑ, β, connues dans la préparation mécanique. On a prouvé ainsi que par le procédé de flottation il était possible d'obtenir, à partir d'un minérai ayant une teneur moyenne en SiO_2 de 19%, environ 60% du produit de rodochrosite à 11% de SiO_2 et environ 40% du produit de rodonite à 30% de SiO_2 environ. Il est possible d'obtenir à partir de ce minérai aussi des produits plus pauvres en SiO_2 (jusqu'à 8%), mais alors le rendement devient plus petit.

Quant à l'enrichissement en Mn dans le produit de rodo-

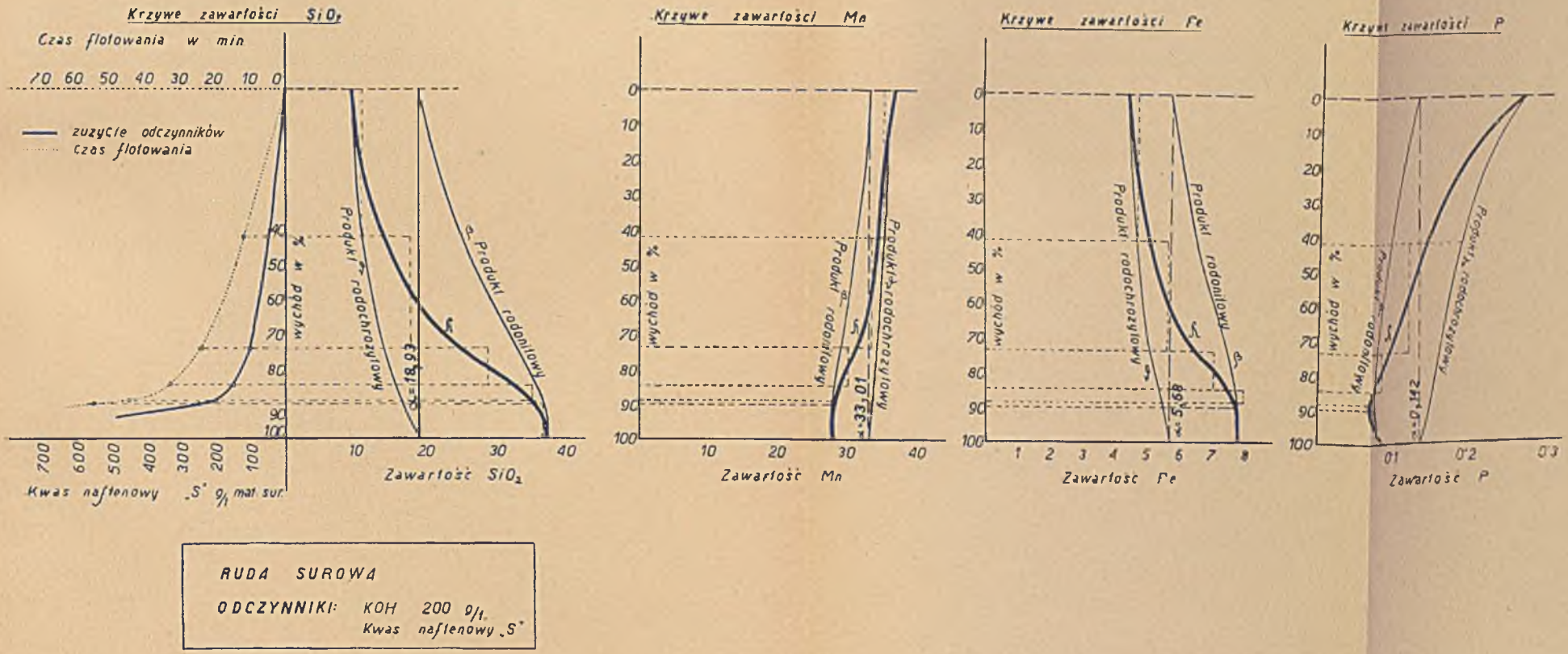

Krzywe zawartości SiO2
Czas flotowania w min
70 60 50 40 30 20 10 0
zużycie odczynników
czas flotowania
wychód w %
Produkt radochrozytowy
Produkt radonitowy
α=18,93
Kwas naftenowy „S" g/l mat. sur.
Zawartość SiO2
Krzywe zawartości Mn
Produkt radonitowy
Produkt radochrozytowy
α=33,01
Zawartość Mn
Krzywe zawartości Fe
Produkt radochrozytowy
Produkt radonitowy
α=5,68
Zawartość Fe
Krzywe zawartości P
Produkt radonitowy
Produkt radochrozytowy
α=0,142
Zawartość P
RUDA SUROWA
ODCZYNNIKI: KOH 200 g/l
Kwas naftenowy „S"

Fig. 4.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach

chrosite, il n'est pas grand, ce qui s'explique par le fait, que le minérai examiné ne contenait pas de grains stériles. Le produit de rodochrosite accuse une diminution de la teneur en Fe et un certain enrichissement en P.

Une calcination du produit de rodochrosite obtenu par flottation fait monter sa teneur en Mn à 45 à 52% avec une augmentation simultanée du pourcentage de SiO_2.

K. Guzik.

O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej).

(Wiadomość tymczasowa).

(Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subtatrischen Decke in der Hohen Tatra und im Chocz-Gebirge.

(Vorläufiger Bericht).

D. Andrusow w pracy p. t. „Subtatranské přikrovy Západnich Karpat" (Carpatica, 1936), podaje profil przez płaszczowinę reglową górną na grzbiecie granicznym w Tatrach Zachodnich, w okolicy Farkosky (Furkaskiej). Autor zalicza jednostkę zawierającą tu t. zw. dolomit „choczański", do płaszczowiny Południcy (pol'udnický přikrov), będącej ekwiwalentem średniej i górnej płaszczowiny reglowej środkowej Słowaczyzny.

Profil podany przez Andrusowa odnosi się do jednostki, która przy obecnym stanie wiedzy o płaszczowinach reglowych Tatr Wysokich (sensu lato), uważana jest za górną. Łączność jej z płaszczowiną Chocza (Vel. Choč w Liptowsko-Orawskich Halach) nie ulega kwestii.

W Tatrach Zachodnich i dalej ku zachodowi w Liptowsko-Orawskich Halach kręgosłupem tej jednostki jest dolomit „choczański", powszechnie uważany za środkowo-triasowy.

Płaszczowina reglowa górna (choczańska) występuje na obszarze Tatr Zachodnich na zachód od Przysłopu Miętusiego. Trias tej serii rozwija się jednak dopiero od doliny Lejowej, gdzie zajmuje niewielki jeszcze obszar. Trias ten ku zachodowi zwiększa obszar swego występowania tak, że na grzbiecie granicznym na zachodzie ciągnie się od Furkaskiej po Siwiańskie Turnie.

Na dolomicie tej płaszczowiny obserwujemy kilka smug

wapiennych, o przebiegu na ogół równoleżnikowym. W otoczeniu Furkaskiej, idąc grzbietem granicznym od Furkaskiej w stronę Siwiańskich Turni, mijamy kolejno: dolomit; na Wielkim Zamczysku widzimy leżące na nim wapienie płytowe, jasne lub szare z rogowcami, nieco niżej obserwujemy trzy czapki tektoniczne, zbudowane z dolomitu, zupełnie podobnego do dolomitu, na którym leżą wapienie. Dolomity te, leżące na wapieniach, tworzą trzy niewielkie skałki w grzbiecie granicznym. Idąc dalej ku północy widzimy, że do wapienia przytykają dolomity jasne, również do dolomitów „nadległych" podobne. Dolomity te ciągną się prawie pod punkt 1076,8 w Małych Koryciskach. Tuż pod eoceńskim zlepieńcem występują tu jeszcze raz wapienie, podobne do wapieni z Wielkiego Zamczyska.

Idąc Wielkimi Koryciskami od szałasów w górę, ścieżką, prowadzącą na Wielkie Zamczysko, obserwujemy wśród opisanych wapieni wkład margli szarych z ławiczkami wapieni ciemnych, zbudowanych z druzgotu skamielinowego. Wkład ten zamyka się u dołu serii w okolicy szałasu, zaś rozszerza się ku górze i tworzy małą przełączkę w grzbiecie granicznym.

Zdawać by się mogło, że mamy tu do czynienia z normalnym następstwem warstw: dolomit, dolny wapień, wkład marglisty, jeszcze raz wapień i wreszcie dolomit górny. Już jednak obecność owych trzech czapek dolomitu, ś c i n a j ą c y c h wyraźnie wapień, przeczy tej interpretacji i nasuwa konieczność interpretowania ich jako dygitacji dolnego, pod wapieniami leżącego, dolomitu. Istnieje wprawdzie możność łączenia owych trzech czapek tektonicznych z dolomitem górnym, o ile seria jest normalna. Jeżeli jednak przyjrzymy się występowaniu margli w okolicy szałasu na Wielkich Koryciskach, zauważymy, że margle owe tworzą dwie ostro zamykające się u dołu synkliny. To samo odnosi się do wapieni, które zatem leżą pod marglami.

Znacznie wyraźniej synklinowato zamykają się wystąpienia wapienia na dolomicie „choczańskim" w okolicy Wielkiej i Małej Suchej doliny. Tu nadległość stratygraficzna wapieni względem dolomitów, oraz jednolitość serii dolomitycznej, nie może podlegać żadnej kwestii. Tu też widzimy wyraźnie, że zespół dolomityczny jest tylko jeden, podległy wapieniom.

Wreszcie w dolinie Lejowej margle, nadległe wapieniom — tu silnie zredukowane — przechodzą wyraźnie w wapienie wyższe, łączące się z jurajską serią Bramy Kantaka.

Jasną jest jednak rzeczą, że może istnieć i inna interpretacja tektoniki; w przypadku bowiem powyższego jej tłumaczenia przyjmujemy istnienie fałdów wstecznych, na ogół niespotykanych w płaszczowinach tatrzańskich.

Można również tłumaczyć tektonikę istnieniem dygitacyj, powtarzających kolejno serie dolomitowe i nadległe im wapienie.

Skłaniam się raczej do przyjęcia istnienia fałdów wstecznych, ponieważ biegi warstw, kierunki zapadów, oraz wyraźne zasynklinowywanie się wapieni na dolomitach przemawiają za tą interpretacją. Nie zawsze jednak warstwy są na tyle odkryte, aby i ta interpretacja tektoniki mogła być przyjęta bez zastrzeżeń.

Jak wspomniałem wyżej, dolomit, leżący pod wapieniami, jest zupełnie podobny do dolomitów, tworzących trzy wspomniane czapki na wapieniach. Możemy w ogóle powiedzieć, że dolomity obok wapieni lub pod wapieniami występujące, są z u p e ł n i e do siebie podobne.

Te względy, oraz względy tektoniczne skłaniałyby nas do przyjęcia następującej kolejności warstw:

1) dolomit choczański,
2) wapienie,
3) poziom marglisto-wapienny,
4) wapienie serii Bramy Kantaka.

Należy przyznać, że podobieństwo dolomitów i układ tektoniczny serii muszą otrzymać potwierdzenie stratygraficzne bardziej dokładne.

Zdaniem D. A n d r u s o w a, profil przez Furkaskę—Wielkie Zamczysko, w pasie granicznym Furkaskiej, przedstawia się w następujący sposób (licząc od dołu ku górze):

1) dolomit z Ramsau,
2) wapienie reiflińskie i związane z nimi warstwy z Partnach,
3) warstwy z Lunz (w grupie Osobitej),
4) dolomit „główny" norycki (Hauptdolomit).

W otoczeniu Chocza występują wapienie gutensteinskie w spągu dolomitu ramsauskiego.

S p e n g l e r w swej pracy (Ist die „mittlere subtatrische Decke“ der West-Karpaten eine selbständige tektonische Einheit? — Vestn. Št. Geol. Ust. ČSl. Rep. VII, c. 4—5), dyskutując nad kwestią istnienia środkowej płaszczowiny reglowej w bloku słowackim, zwraca uwagę między innymi na to, że nad warstwami z Lunz powinny zawsze występować wapienie z Opponitz, w Alpach ściśle związane z lunckim poziomem. Nad nimi leży dopiero „Hauptdolomit“, nad którym występuje poziom retycki. W tym też sensie interpretuje Spengler znany profil w Liptowskim Hradku.

Autor zwraca uwagę, że oboczne przechodzenie zespołów triasowych jest wyraźne na obszarze Karpat Środkowych, co zresztą także występuje w Alpach Wschodnich. Mimo tego uważa jednak, że poziom gutensteinski oddzielony jest zawsze w bloku słowackim od wapieni reiflińskich ramsauskim dolomitem. O ile zaś występują warstwy z Lunz, wówczas najczęściej leży nad nimi Hauptdolomit.

Jak widzimy, D. A n d r u s o w w tym sensie interpretuje też profil przez Furkaskę, przyjmując jednak margle i wapienie, występujące między wapieniami reiflińskimi za warstwy partnachskie.

Wedle badań autora notatki, trias płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej) przedstawia się w Tatrach Zachodnich następująco:

1) dolomit choczański.

Rozpada się on na dwa zespoły: ciemno-szarego względnie szarego dolomitu płytowego, z wtrąceniami dolomitu jasnego, nieco brekcjowatego. Zespół ten występuje w partiach spągowych dolomitu choczańskiego; drugi, stropowy zespół, zbudowany jest z dolomitów jasnych, płytowych, często grubo-ławicowych i wówczas partiami brekcjowatych. Dolomity brekcjowate są jasne, spoiwo brekcji jest miękkie, dolomityczne, rozsypliwe. Są one dość charakterystyczne dla tej serii i poza płaszczowiną górną reglową nie spotykane w Tatrach Zachodnich.

W tym zespole występują często wkładki, czasem dość znaczne, łupków dolomitycznych, szaro-zielonych lub szaro-czerwonych, względnie fiołkowych. Seria ta nie wykazuje spiaszczenia pod żadną postacią. Podobne wtrącenia łupków pstrych obserwowałem w analogicznym położeniu w górnych

partiach doliny Kwaczańskiej (Kvačan) i pod Choczem w Halach Liptowsko-Orawskich.

W. Goetel również wspomina o występowaniu czerwonych łupków w grupie Osobitej, w dolinie Zuberskiej; tam występowanie ich jest także stratygraficznie analogiczne. (W. Goetel: W sprawie rozwiązania kwestii dolomitów choczańskich w Tatrach. Kosmos, XL, 1915).

2) Retyk.

Są to jasno-szare, cieliste wapienie płytowe z rogowcami, ciemne wapienie płytowe, typu „retyckiego", ciemne wapienie zbudowane z detritusu skorup zwierzęcych, ciemne, grubo-ławicowe wapienie rafowe koralowe i brachiopodowo-ostrygowe.

Wapienie jasno-szare, cieliste występują głównie pod Furkaską (Wielkie Zamczysko), wapienie zaś rafowe w okolicy Wielkiej i Małej Suchej doliny. Wapienie, podobne zupełnie do wapieni z Wielkiego Zamczyska spotykałem w Liptowsko-Orawskich Halach (dolina Kwaczańska i Świętej Anny, Wielki Chocz).

Poziom, uważany przez Andrusowa za reifliński, jest w istocie retykiem, jak świadczy o tym bogata fauna retycka, znaleziona w nim przez dr St. Sokołowskiego i autora notatki. Fauna ta występuje w wapieniach, które łączą się przejściami obocznymi z wapieniem typu „reifli-ńskiego" Andrusowa. Występuje ona w kilku punktach, tak, że nie ulega kwestii retycki wiek każdego wapienia, leżącego na dolomicie w otoczeniu Małej i Wielkiej Suchej doliny oraz w otoczeniu Chochołowskiej doliny.

Dodać tu musimy, że w płaszczowinie reglowej górnej nigdzie nie występują na wapieniach reiflińskich dolomity, poza wymienionymi czapkami tektonicznymi Wielkiego Zamczyska.

Nie wiem, czy brak bezpośredniego występowania nad wapieniami drugiego dolomitu, zachodzi w grupie Osobitej. Pod szczytem Wielkiego Chocza, gdzie występują „reifli-ńskie" wapienie, wapienie te tworzą wyraźną synklinę na dolomicie choczańskim.

Wiek retycki wapienia „reiflińskiego" w obecnej chwili nie ulega kwestii. Nie ma też żadnych danych, aby istniała ciągła seria od conajmniej ladynu po retyk, z wykształco-

nymi poziomami: reiflińskim, lunckim, opponickim i noryckim „Hauptdolomitem".

Moim zdaniem, płaszczowina reglowa górna (choczańska) ma następujący profil w triasie na obszarze Tatr Zachodnich wraz z Osobitą i Hal Liptowsko-Orawskich wraz z Choczem:

retyk: wapienie jasne, płytowe i ciemne płytowe, wapienie rafowe i rafogeniczne.

kajper: dolomity jasne, czasem brekcjowate, z wkładkami łupków dolomitycznych, szaro-zielonych lub szaro-czerwonych (karnik-noryk).

ladyn?: dolomity szare, płytowe, czasem zawierające wkładki jasnych, płytowych dolomitów. Występują tu też czasem dolomity szare, brekcjowate, czasem zaś, głównie w spągu, dolomity płytowe, ciemno-szare.

aniz: wapienie gutensteinskie (lokalnie na zachód od Tatr).

Wiek ladyński dolomitu dolnego, podległego kajprowi nie jest pewny, nie wiadomo czy zastępuje on cały ladyn, czy też górną część tego poziomu. Przypuszczenie ladyńskiego wieku związane jest z lokalnym występowaniem anizyjskiego wapienia gutensteinskiego na obszarze Hal Liptowsko-Orawskich (J. K o u t e k: O mezozoikum střední části Proseč-ňanských hor v Liptově. Vest. Št. Geol. Ust. VII. 1932, D. A n d r u s o w, loc. cit.).

Ten gutensteinski poziom jednak z pewnością nie występuje na obszarze płaszczowiny reglowej górnej w Tatrach Zachodnich, przynajmniej do granicy Państwa. Brak zaś jego stawia kwestię dolomitu choczańskiego na obszarze Tatr Zachodnich w takim świetle, że możemy przypuścić istnienie odkłucia, przebiegającego dość wysoko w triasie, może nawet nad piętrem ladyńskim.

Brak wykształcenia warstw reiflińskich, lunckich, samodzielnego noryckiego dolomitu, stawia jednostkę choczańską w innym zupełnie oświetleniu, jeśli chodzi o zawartość stratygraficzną serii w stosunku do płaszczowiny Południcy np. w Niskich Tatrach. Na str. 11 swej pracy (loc. cit.) pisze A n d r u s o w, że z wapieniami „reiflińskimi" są związane warstwy partnachskie. Chodzi tu mianowicie o wspomniane wyżej wkładki marglisto-wapniste, występujące na Wielkim Zamczysku w wapieniach „reiflińskich" (scil. retyckich).

Wkładki te, podobnie jak nadległe retyckim wapieniom, margle z wtrąceniami wapieni, oraz wapienie ciemne, krystaliczne, zbudowane z detritusu skamielinowego, a występujące dopiero w okolicy doliny Lejowej, skłonny jestem uważać za dolny lias (ettanż-sinemur).

„Warstwy z Lunz" A n d r u s o w a, w obrębie jednostki choczańskiej, przez swoją nadległość dla retyku, trzeba uważać zatem za dolny lias, do którego zresztą, mimo pewnych różnic facjalnych są bardzo podobne.

Na zakończenie chciałbym raz jeszcze podkreślić wątpliwości stratygraficzne płaszczowiny choczańskiej, wynikające z faktu, że w płaszczowinie reglowej górnej na przestrzeni Tatry Zachodnie—Wielki Chocz brak wykształcenia samoistnego poziomów: reiflińskiego, lunckiego, karnickiego dolomitu, a natomiast są wykształcone: gresten, retyk oraz kajper, zbliżony do typu „karpackiego".

Z u s a m m e n f a s s u n g.

D. A n d r u s o w bespricht in der Arbeit: „Les nappes subtatriques des Carpathes Occidentales" (Carpatica, Praha 1936) die Stratigraphie der Pol'udnica-Decke, welche der mittleren und oberen subtatrischen Decke der Zentralkarpaten entspricht.

D. A n d r u s o w stellt nach E. S p e n g l e r die Stratigraphie dieser Decke, — auch in der Hohen Tatra und im Chocz-Gebirge so dar, dass in dieser Decke folgende Schichten ausgebildet sind:

anisisch: Gutensteiner-Kalke.

ladinisch: Ramsau-Dolomit. Reiflinger-Kalke, lokal mit Partnach-Mergel.

karnisch: Lunzer Schichten, lokal mit Opponitzer-Kalk.

norisch: Hauptdolomit.

rhätisch: Rhätische Kalke.

In diesem Sinne interpretiert A n d r u s o w die Vorkommen der oberen subtatrischen Decke auch in der Hohen Tatra, in der Farkoska- (Furkaska) Zone, wo aber die Gutensteiner-Kalke und auch die Lunzer Schichten nicht ausgebildet sind. Desto weniger beschreibt A n d r u s o w die Mer-

gel, die mit dem Reiflinger-Kalk gebunden sind, — als die Partnach-Schichten.

In den Reiflinger-Kalken aber fand Dr. Sokołowski und der Verfasser eine sehr reiche rhätische Fauna. Die rhätischen Versteinerungen kommen in jedem Kalke, der auf dem Dolomit liegt, vor, — in der Umgebung des Chocholowska-Tales, scil. in der subtatrischen Decke.

Das rhätische Alter der „Reiflinger" Kalke unterliegt also in der Hohen Tatra, und auch im Chocz-Gebirge keinem Zweifel.

Laut meiner Deutung stellt sich also die Stratigraphie dieser oberen subtatrischen Decke folgendermassen dar:

anisisch: Gutensteiner-Kalke (im Chocz-Gebirge).

ladinisch: Unter-Chocz-Dolomit.

karnisch und norisch: Oberer Chocz-Dolomit mit bunten Schiefern.

rhätisch: Helle Kalke mit Feuersteinen, dunkle Riffkalke und riffgenetische Kalke.

unterer Lias: Graue Mergel mit Bänken von dunklen Kalken.

Bunte Schiefer findet man in dem oberen Chocz-Dolomit in der Hohen Tatra im Westen und auch im Chocz-Gebirge. Die Stratigraphie der oberen subtatrischen Decke (Pol'udnica-Decke) in der Hohen Tatra und im Chocz-Gebirge, stellt sich also jetzt in einem neuen Licht dar.

Karol Bohdanowicz.

Niektóre zagadnienia geologii ropnych złóż.

(Some problems of petroleum geology).

Literatura geologiczna z dziedziny ropy wzrasta z niebywałą szybkością; w fachowej prasie we wszystkich niemal językach co raz to zjawiają się nie tylko opisy poszczególnych naftowych pól, lecz również prace bardziej ogólnego charakteru, licznie rozsiane w samych różnorodnych naukowych czasopismach.

Jedne z tych prac, jak przeważnie amerykańskie i częściowo niemieckie, są nacechowane dostateczną ostrożnością w stosunku do uogólnień i wniosków; inne, jak niektóre niemieckie i rosyjskie, wyróżniają się wielką swadą i pewnością siebie swoich autorów. Pierwsze są ciężkie, wymagają one nie przeczytania, lecz przestudiowania; drugie są o wiele lżejsze, ich dogmatyczne twierdzenia zachowują się w pamięci ostro, a ogłaszanie takich tez w coraz to nowych wydawnictwach może wywoływać wrażenie, że mają to być ostatnie słowa nauki i praktyki.

Niniejsze zestawienie różnych materiałów ma za zadanie skierować uwagę geologów na krytyczne ustosunkowanie się do niektórych tez w zagadnieniach naftowych, jeszcze dalekich od rozwiązania i wymagających dalszej współpracy geologów z innymi specjalistami. Zastanówmy się nad kilku takimi zagadnieniami: 1) geneza, t. j. powstanie samej substancji ropy; 2) skały macierzyste substancji ropnej; 3) migracja ropy i jej nagromadzenie w realne złoża; 4) właściwości rop i ich zróżnicowanie.

Są to raczej wielkie grupy zagadnień, powiązanych ze

sobą i wymagających wspólnego rozważenia, i to ze strony różnych naukowych pracowników, do naftowego inżyniera, oswojonego z prawami mechaniki cieczy włącznie.

I.

Geneza substancji ropnej.

Zagadnienie powstania substancji ropnej było zawsze przedmiotem nie tyle geologii, ile chemii i biologii; geologia miała szukać jedynie podstawy do zrozumienia pierwotnego źródła węgla (C) i wodoru (H), stanowiących główne składniki rop. Ostatnie badania fizyko-chemiczne [1]) wykazały, że ropy z różnych złóż zawierają, coprawda niewiele, lecz poddających się ilościowemu obliczeniu, produktów przemiany chlorofilu (w postaci barwników, porfirinów), które nie mogą zachowywać się w warunkach humifikacji roślinnego materiału (jego uwęglenie) i przy temperaturze ponad 200° C. Te fakty bynajmniej nie przesądzają, aby ropa powstawała wyłącznie z materiału roślinnego, lecz mogą być uważane za nowy bezpośredni dowód, że ropa jest produktem przetworzenia materiału organicznego. Trudno sobie wyobrazić (Radziszewski, Engler) proces takiego przetworzenia, przynajmniej w pierwszych jego fazach, bez udziału drobnoustrojów. Bezpośrednim, znanym do dziś, utworzeniem węglowodoru w wyniku bakterialnego procesu jest tylko wydzielenie z roślinnego materiału CH_4. Wiemy natomiast, że drobnoustroje mogą niszczyć ropę i bituminy, prowadząc redukcję pozostałych w niej utlenionych związków do stanu CO_2 i H_2O [2]).

Takie niszczenie ropy można stwierdzić w jej kontakcie z wodą, posiadającą bakterie; granice możliwej głębokości, w jakiej można oczekiwać takich procesów, nie są nam znane.

[1]) A. Treibs, Pflanzensubstanz als Muttersubstanz des Erdöles. Brennstoff-Geologie, 10 Heft, 1935. Literatura.

[2]) H. E. Hammar, Relation of micro-organisms to generation of petroleum. Problems of Petroleum Geology. Am. Ass. of Petr. Geol., 1934. Literatura.

A. Mc. Coya. R. Keyte, Pres. interpret. of the structur. Theory for oil and gas migration and accumul. Probl. of Petr. Geol., Tulsa 1934, str. 261—268.

Najbardziej przekonywującym zjawiskiem rozkładu bituminów jest odrodzenie się z czasem gleby, zniszczonej doszczętnie wylewami ropy i produktów jej utlenienia (asfalt, kir).

Amerykanie pierwsi zwrócili uwagę [1]), że w wodach ropnych złóż są anaerobowe bakterie, redukujące w złożu roztwory siarczane; następnie rosyjscy badacze stwierdzili bakterie w wodach towarzyszących ropie z szybów na półwyspie Apszerońskim, w Groznym, Majkopie i inn. [2]). Pierwsza z wymienionych niżej rosyjskich autorek miała na celu przede wszystkim ustalenie, czy w ropie otrzymywanej z głębokości znajdują się organizmy, zdolne do wytwarzania fermentacji celulozy i białek. Istotnie w ropach i wodach z szybów stwierdzono różnorodne grupy bakterii, a zwłaszcza redukujących siarczany i związki azotowe, oraz wzbudzające fermentację metanową kwasów tłuszczowych i rozkład celulozy. We wszystkich zbadanych złożach stwierdzono fermenty desulfuryzujące i denitryfikujące; natomiast w jednych złożach (Bakińskie) przeważają bakterie fermentacji białkowej, w innych (Naftalan) fermenty celulozy, a w trzecich (Grozny) — występują obie grupy. Można byłoby wyciągnąć stąd wątpliwy wniosek, że pierwotna organiczna substancja złóż Bakińskich musiałaby pochodzić z materiału zwierzęcego, dla złoża Naftałanu — z materiału roślinnego, a w złożach Groznego — z obydwu grup materiału. Te badania stwierdzają tylko, że mikroflora może żyć na głębokościach bardzo znacznych, lecz nie wiemy, czy ta flora ma być endemiczną i zabytkową, czy tylko przypadkową dla tych poziomów, z których została wydobyta. G i n s b u r g nie wypowiedziała żadnych przypuszczeń o znaczeniu tych faktów dla genezy ropy, a jedynie przytoczyła zdanie V e r n a d z k i e g o [3]): „Odkry-

[1]) E. B a s t i n and Fr. G r e e r, Add. Data on Sulphate-Reducing Bacteria in Soils and Waters of Illinois Oil Fields. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 1926, 12 i 1930, 2.

[2]) G i n s b u r g-K a r a g i t s c h e w a, Probleme der Petroleum-Microbiologie. Bull. Soc. Natur. de Moscou. Nouv. ser. XLI, 1933 i Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 1933, 1.

Dora W o l a n s k y, Beiträge zur Frage der Erdölmuttersubstanz. Brennstoff-Geologie, X, 1933.

[3]) V e r n a d z k i, Zarys geochemji, 1927, w jęz. ros. W swoim dziele późniejszym „La Biosphère", Paris 1929, str. 154, V e r n a d z k i nie idzie jednak tak daleko.

cie bakterij w głębokich ropnych szybach zmienia nasze poglądy na genezę ropy. Możliwie, że za sprawą życia anaerobowego powstaje ropa, i jest to proces podstawowy w granicach biosfery". Nieco później te same fakty, jak zaraz zobaczymy, były ogłoszone przez innych za rewelacyjne.

Badanie iłów, zebranych ostatnio z różnych głębokości dna Morza Czarnego, wykazało w nich obecność związków bitumicznych o przyrodzie węglowodorów czasem na wpół stałych; ilość tych związków wynosi do 10% całej ilości organicznej materii, zawartej w takich iłach [1]), więc znacznie więcej, niż według znanych badań Traska i Hammara (1,8—4%); osady na większych głębokościach (1920 m, 1861 m) są bogatsze w organiczną materię i w związki bitumiczne. W tych samych iłach stwierdzono obecność różnorodnej mikroflory, redukującej siarczany i rozkładającej celulozę, tłuszcze i białka; autorki przychodzą do wniosku, że biochemiczne procesy, wywołane przez bakterie w szarych i wapiennych iłach głębokich części dna Czarnego Morza, żywo przypominają reakcje wywołane działalnością bakterii złóż ropnych (desulfuryzacja i denitrifikacja) i można przypuszczać bliskie pokrewieństwo samych bakterii, przypuszczalnie anaerobowych. Prof. Archangelski [2]) (geolog) ogłosił, że naukowa ekspedycja okrętu „Pierwszy Maj" otrzymała ze szczelin, powstałych wskutek osuwisk na dnie morza, oleistą substancję żółtej barwy; w innych próbkach stwierdzono bezbarwną substancję podobną do wazeliny; obie są rozpuszczalne w eterze, lecz bliższe zbadanie było niemożliwe z powodu za małej ich ilości. W r. 1935 p. Dora Wolansky (l. c. str. 174) i dr Krejci-Graf [3]) ogłaszają te fakty, jako dalsze potwierdzenie poglądu prof. Archangielskiego, że geneza płynnej ropy jest procesem wyłącznie biochemicznym; Krejci-Graf uważa, że substancje podobne do wazeliny i oleiste, zbadane przez Archangielskiego, mogą to być stadia przejściowe do płynnej ropy.

[1]) T. Ginsburg-Karagitschewa und K. Radionowa, Beitrag zur Kenntnis der im Tiefseeschlamm stattfindenden biochemischen Prozesse. Zur Frage der Erdölbildung. Petroleum, 1936, Nr. 37.

[2]) Nieftjanoie Choziajstwo, 1929, 791.

[3]) Karl Krejci-Graf. Erdöl. Verständliche Wissenschaft, Julius Springer, Berlin, 1936, str. 102.

Na dowód biochemicznych procesów powstawania ropnej substancji zwykle, nawet w podręcznikach naftowych, przytaczają wyniki znanych doświadczeń Mc Kenzie Taylora[1]). Ten badacz zwrócił uwagę, że pewne chemiczne właściwości skał, zawierających organiczne osady — węgli i ropy, muszą mieć wpływ na kierunek przetworzenia organicznej materii, zawartej w takich osadach. Dowiódł on, że sodowe iły (z większą zawartością Na) charakteryzują osady morskie, a wapienne — osady słodkowodne. Jeżeli wapienne iły ulegają działaniu solanki, następuje wymiana zasad; jeżeli taka glina dostanie się w stanie zawiesiny do wody słonej, to w osadzie powstają iły sodowe. Przy działaniu słodkiej wody na iły sodowe następuje ich hydroliza (rozdzielenie soli na wolne zasady i kwas), przechodzą one w stan alkaliczny, co prowadzi do ich deflokacji, czyli do stanu koloidalnego; takie iły są nieprzepuszczające dla płynów i gazów. Procesy bakterialne w masie hydrolizowanego sodowego osadu wskutek tego mogą być tylko anaerobowe; w alkalicznym środowisku takiego osadu, kwaśne produkty rozkładu materii organicznej ulegają neutralizacji, niema nagromadzenia trujących produktów (toksyn), proces bakterialny może postępować dalej, a gazy wydzielające się muszą się nagromadzać pod stale wzrastającym ciśnieniem. W iłach wapiennych w obecności słodkiej wody następuje ich flokacja, t. j. połączenie iłów w grudki, więc pozostają one przepuszczalne dla gazu i płynów i warunki środowiska nie są odpowiednie dla procesów anaerobowych. Bezpośrednie doświadczenie Taylora z kulturami bakterij pokazały, że cukier i krochmal pod osadem sodowego iłu ulegają fermentacji w metan, celuloza rozkłada się w produkty gazowe, liście i lignina przetwarzają się do stanu na wpół płynnego, kwaśny torf rozkłada się, a humus jego, jako rozpuszczalny w alkaliach, usuwa się całkowicie i t. d. Te i inne doświadczenia Taylora mogą prowadzić tylko do wniosku, że chemiczny skład środowiska świeżych osadów morskich i słodkowodnych, oraz zmiana (base Exchange, Basenaustausch) ich składu w czasie diage-

[1]) Taylor, The bearing of base Exchange on the genesis of Petroleum. Inst. Petr. Technol., 1928, 20 i 14, 825—840. O tych badaniach patrz Bohdanowicz, Przegl. Górniczo-Hutn., 1931, N 7—8, str. 443—444.

nezy, nawet później, mogą wywierać wpływ na procesy rozkładu organicznej materii, lecz nie wiemy ostatecznie, czy te procesy były chemiczne, lub bakterialne (biochemiczne) i jaka była rola procesów katalitycznych.

Warto przypomnieć, że według zdania doświadczonych chemików [1]) wnioski z badań T a y l o r a nie przeczą olbrzymiej roli chemicznych reakcyj w czasie utworzenia się węgli i, dodamy od siebie, rop. Doświadczenia T a y l o r a dowodzą głównie tego, że zmiana chemicznych właściwości środowiska, w którym następuje rozkład i przetworzenie organicznego materiału, zwłaszcza roślinnego, może zmienić kierunek procesu.

Co zaś do roli biochemicznych czynników w powstaniu płynnej ropy, to nic nowego nie dają ni doświadczenia T a y l o r a, ni rzekomo „rewelacyjne" odkrycia rosyjskich badaczy (A r c h a n g i e l s k i). Jedno jest pewne, że w osadach jak jeziornych (słodkowodnych)[2]), tak i morskich [3]) nie stwierdzono płynnej ropy; musi ona powstać raczej później.

Procesy aerobowe i anaerobowe są tylko przygotowawcze do następnego utworzenia się płynnej ropy. Jedne drobnoustroje w warunkach utleniających (aerobowych) mogą przetwarzać węglowodory w proste związki CO_2 i H_2O. Działalność innych (anaerobowych) w warunkach bez tlenu może prowadzić do procesów redukcji, przez zużycie O i N organicznej materii, i również utlenienia, przy czym źródłem energii dla przemiany żywej materii (metabolizm) może być utlenienie węgla w CO_2, a źródłem tlenu mogą być złożone związki azotowe, siarczane, fosfatowe i inne utlenione nieorganiczne składniki ropy (Probl. of Petr. Geol., str. 261—268).

Procesy biochemiczne przetwarzają organiczny materiał w warunkach redukujących w mieszaninę związków nienasyconych, które łatwiej ulegają dalszemu przetworzeniu, lecz jak posuwa się ten proces i działalnością jakich czynników —

---

[1]) G. S t a d n i k o f f, Die Entstehung von Kohle und Erdöl. Brennstoff-Geologie, 5—6 Heft, 1930, str. 193.

[2]) E. W a s m u n d, Die Bildung der anabituminösen Leichenwachs unter Wasser. Brennstoff-Geologie, X, 1935, Literatura.

[3]) P. D. T r a s k, Deposition of organic Matter in recent sediments. Probl. of Petr.-Geology.

nie wiemy. Można tylko przypuszczać [1]), że w tej mieszaninie jedne substancje ulegają polimeryzacji, inne reagują na siebie wzajemnie i ostatecznie musi nastąpić pewna chemiczna równowaga; powstaje przypuszczalna „pierwotna ropa" (Urerdöl Stadnikowa, Urbitumina innych autorów, Anabitumen Englera), z domieszką mineralnych składników, jak sole i drobny ilasty okruchowy materiał. Związki nienasycone tego przejściowego stadium mogą ulegać dalszej polimeryzacji w związki grupy nasyconych (polibituminy Englera); ten proces wymaga dla swego zakończenia do stanu płynnej ropy hydrogenizacji, np. przez H powstający w tymże osadzie według myśli Zaloziec kiego (1891), lub przez H dostarczany z głębi według hipotezy Stadnikowa (1930), lub przez CH_4 przy udziale katalizatorów według Krejci-Grafa (Erdöl, 1936, str. 128). Przed wytłumaczeniem „diagenezy" hypotetycznej „pierwotnej ropy" w płynną realną ropę stoimy na razie bezradni w otoczeniu różnorodnych hypotez. Oprócz działalności bakterialnej musi odgrywać znaczną rolę zdolność białek do hydrolizy, tworzenia koloidów i ich koagulacji. Obecność mineralnych składników w mieszaninie pierwotnych związków może prowadzić do reakcyj katalitycznych, usposabiać do hydrolizy i chemicznych reakcyj wymiany zasad.

Ocena roli czynników metamorfizmu (statycznego i dynamicznego) w genezie ropy jest równie trudna, jak i roli biochemicznych procesów. Obecność w ropach substancyj chlorofilowych wyklucza w każdym razie możliwość temperatury ponad + 200° C pod wpływem czynników metamorficznych jak temperatura i ciśnienie, które właściwie są tylko jednym z czynników geologicznych, kształtujących właściwości rop [2]).

II.

Skały macierzyste.

Zagadnienia pochodzenia ropy wysuwają z punktu widzenia mikrobiologii pytania, w jakim środowisku sedymentacyjnym mogą być warunki najbardziej pomyślne do bio-

[1]) Stadnikoff, l. c. str. 240—245.

[2]) W. T. Thom, Present Status of the Carbon-ratio theory. Probl. of Petr. Geol., str. 90, Literatura.

chemicznych procesów przetworzenia organicznego materiału i jakie warunki sedymentacji są najbardziej odpowiednie do znacznego nagromadzenia takiego materiału; z punktu widzenia geologii powstaje pytanie, jakie utwory w każdym przekroju, zawierającym ropne poziomy, można uważać za prawdopodobne źródło pierwotnego organicznego materiału. Praktyka geologiczna uczy, że ropa i gazy tworzą złoża w skałach, „zbiornikach", które nie zawsze, a według opinii innych geologów — bardzo rzadko, mogą być uważane za bezpośrednie miejsce powstania substancji ropnej. Drogą do rozwiązania tych pytań jest badanie osadów dzisiejszych i na wpół kopalnych i porównawcze badanie z nimi utworów geologicznych, aby ustalić te skały, które mogłyby być najbardziej odpowiednim środowiskiem do zachowania organicznego materiału w czasie sedymentacji i do dalszego procesu diagenetycznego przetworzenia tego materiału. Te wszystkie zagadnienia ujmują w pojęciu „skał macierzystych substancji ropnej" (Source beds, Muttergesteine, roche-mère).

Dla częściowego zachowania organicznego materiału w osadach i dalszego jego przetworzenia konieczne są warunki nie utleniające, ale redukujące, więc odpowiednie do rozwoju anaerobowych drobnoustrojów; takie warunki mogą być tylko w wodach spokojnych, nieulegających przewietrzaniu, lub wręcz zatrutych obecnością np. siarkowodoru.

Odpowiednimi osadami mogą być iłowate gliniaste, lub iły wapienne i margliste, nieco piaszczyste nawet, lecz bez życia przydennego (bentosu). W piaskach i żwirach, osadzanych w strefie około brzegów lądu, lub na wapieniach rafowych (korale, mszywioły, ostrygi), otoczonych wodami świeżymi, w warunkach utleniających i pełnych życia przydennego, materiał organiczny nie zachowuje się, ulegając pełnemu zniszczeniu.

Osadom pierwszego typu odpowiadają wśród utworów geologicznych najbardziej łupki i cienko warstwowane iłaste skały, często krzemionkowe lub margliste i zawierające kompleks związków polibitumicznych w stanie stałym, nazywany „kerogen". Ta substancja, według jednych badaczy, jest źródłem ropy i gazu, otrzymywanych przez rozkład takich bitumicznych łupków; nie jest to słusznym, bo ropne związki i gaz otrzymuje się przez suchą destylację (pirogenezę) nie tylko

kerogenu, lecz również ze szczątków organicznych, jak wodorosty i spory, zawartych w takich łupkach [1]). Drudzy przyjmują kerogen za pozostałość po przetworzeniu pierwotnej organicznej materii w płynne i gazowe węglowodory, następnie wyciśnięte z takiej macierzystej skały; nakoniec trzeci uważają kerogen za pozostałość po dalszym rozkładzie gotowych, płynnych węglowodorów t. j. ropy. Opinia druga jest najbardziej prawdopodobna; materiał organiczny bardziej odporny przetworzeniu, jak tłuszcze, smoły i woski, znajduje się w osadach wraz z innym, jak białka i węglowodany, mniej odpornym, dającym płynne węglowodory; inaczej mówiąc, płynna ropa i gazy z jednej strony i kerogen, t. j. stałe bituminy, z drugiej są utworami równoległymi w wyniku jednego procesu. Ta myśl znajduje się już w koncepcjach E n g l e r a, który dopuszczał utworzenie się płynnych i gazowych węglowodorów (ekgonobituminy) bezpośrednio z pierwotnego materiału (protobitumin) bez przejściowych stadii (anabituminy i polibituminy).

Spostrzeżeń nad nagromadzeniem i zachowaniem organicznego materiału w różnych warunkach sedymentacyjnego środowiska dostarcza nowoczesna limnologia i hydrobiologia Geologowie muszą oswoić się z nową terminologią osadów dzisiejszych.

W a s m u n d [2]) i inni nazywają materiał z rozpadu makroflory, materiał chemicznie jeszcze nie zmieniony (protobituminy R. P o t o n i é), szwedzkim terminem „Förna", a materiał po rozpadzie mikroflory, przeważnie planktonu — terminem „Aevja". W a s m u n d i K r e j c i - G r a f określają tymi terminami pojęcia o wspólnym nagromadzeniu (thanatocönologische Begriffe); im odpowiadają chemiczne pojęcia „trwałych" i „nietrwałych" (Stabil — i Labilprotobitumina) protobituminów. Förna i Aevja są to produkty pośmiertnego rozpadu, zachowujące jeszcze komórkową budowę i nietknięte przez nekrobiozę, t. j. obmieranie tkanek pod działalnością bakterialnych czynników. Według W a s m u n d a i R. P o t o n i é ścisłe limnologiczne badania mają zna-

[1]) T. S t a d n i c z e n k o and D. W h i t e, Microthermal Studies of some „Mother Rocks" of Petroleum. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 1927, 7 i 1931, 2.

[2]) E. W a s m u n d. l. c.

czenie metodologiczne dla ustalenia warunków środowiska powstawania różnych osadów, chociażby właśnie ropne osady były przeważnie, jeżeli nie zawsze, morskimi osadami. Według ich zdania, nie badanie dowolnego organicznego osadu, jak to miał robić T r a s k, może mieć widoki na powodzenie w zagadnieniach nieznanej nam drogi od żywej materii do ropy, lecz właśnie badanie stosunków wszystkich możliwych pierwotnych materiałów na odpowiedniej sedymentacyjnej przestrzeni.

Jedną z takich grup osadów są brzeżne osady w duńskich fiordach i tak zwanego Wattenmeer, t. j. strefy mieliznowej wzdłuż holenderskich i niemieckich brzegów Północnego Morza pomiędzy linią przypływu i odpływu wody. Dla tych osadów wprowadza się nazwę „Gyttja"; są to osady bogate w organiczny materiał, ulegający bakterialnie około powierzchni utlenieniu, a w głębszych warstwach redukcji; znaczna część tego materiału ulega przetworzeniu wskutek przejścia przez narządy żołądkowe różnorodnej fauny, jak robaki (Arenicola), raczki (Corophium), muszli (Littorina). Te iłojadne formy nie zużywają całej organicznej zawartości iłu, i część jej pozostaje w znacznych nagromadzeniach odpadków (koprolitów), nazywanych „Kot" (Wurm-Kot i innych). Organiczne osady tego „koprogenicznego" typu są rozpowszechnione nie tylko w strefie Wattenmeer, lecz również w innych zacisznych częściach morza, fiordach, limanach. Zależnie od wielkości ziarna nieorganicznego materiału, osadzanego jednocześnie z organicznym, odróżniają gitjowe iły (Gyttjaton), piaski (Sandgyttja) lub w wypadku nagromadzenia alg — Algengyttja, np. kukersyt Estonii wśród geologicznych utworów. Warunkiem utworzenia się osadów tego typu jest dostarczenie znacznej ilości organicznego materiału w wody zaciszne i zawierające tlen tylko około powierzchni. Osady tego typu są przeważnie słonowatowodne (brackische) lub jeziorne. Zwykle są one zabarwione na czarno, a około powierzchni na brunatno.

Innym typem osadów jest ił zgniły, czyli sapropel (Faulschlamm), osad organiczny ulegający tylko redukcji i tylko pod wpływem procesu bakterialnego, więc przy zupełnym wyłączeniu tlenu z powierzchni i jakiegokolwiek przewietrzania głębszych części wody: ten osad jest zwykły w jezio-

rach, i był opisany pierwszy raz przez H. P o t o n i é jako środowisko bituminizacji, w odróżnieniu od osadów w warunkach niepełnego utlenienia, jako środowiska humifikacji.

Badanie osadów Czarnego Morza pokazały już przed czterdziestu laty (N. A n d r u s o w i inni), że osady w głębszych częściach tego morza znajdują się pod pokrywą warstwy (miąższości od 50 do 2000 m) wody zatruwającej tam siarkowodorem życie organiczne; w tym osadzie nie ma życia przydennego (bentosu), a nagromadzają się tylko resztki zwierzęcego i roślinnego planktonu z powierzchni morza i częściowo form swobodnie pływających (nekton), jak ryby i inne; te resztki są tylko słabo zmienione przez utlenienie w górnej, nieznacznej miąższości, strefie około powierzchni wody.

Za geologiczny analog czarnych (od obecności FeS i FeS_2) osadów na dnie Czarnego Morza były uznane czarne łupki mansfeldzkie [1]) oraz inne bitumiczne łupki, np. łupki majkopskie na Kaukazie, łupki serii menilitowej w Karpatach polskich, łupki z Cornu w Rumunii i inne.

Ostatnie głębokowodne badania Czarnego Morza zebrały obfity materiał osadów w ich normalnym następstwie; materiał był częściowo zbadany geologicznie i chemicznie [2]); okazy tych próbek znajdują się w niektórych oceanologicznych muzeach Zach. Europy, lecz niestety główny materiał, nawet z liczby zbadanych próbek, został, zdaje się, zniszczony z braku miejsca jego zachowania.

D. W o l a n s k y (l. c., 1935) podaje, że w częściach morza poza wpływem brzeżnych stref powstają iły wapienne, diatomeowe i sapropelowe, nie zawierające szczątków bentosu, a tylko formy planktonu i nektonu. Pierwszy rozkład materiału następuje pod wpływem działalności gazów i katalizatorów, jak FeS_2, FeO i SO_2, znajdujących się w strefie wody zatrutej przez H_2S. Działalność desulfuryzujących i denitryfikujących bakterii prowadzi do obfitego wydzielenia H_2S, N, NH_3 i H.

„Następna przemiana organicznej materii do stanu węglowodorów typu ropnego wynika z działalności bakteryj, któ-

[1]) P o m p e c k j, Das Meer des Kupferschiefers. Branca-Festschrift, 1914.

[2]) A. A r c h a n g e l s k i, On the Black Sea Sediments. Bull. Soc. natur. Moscou, nouv. sér. 35, 1927 i to samo w innych czasopismach.

rych istnienie udowodniła najnowszymi badaniami (1933) Ginsburg-Karagitschewa" — pisze D. Wolansky. Dalej przytacza ona wyniki prac Ginsburg z roku 1924 i niektórych amerykańskich autorów, więc nie może być wątpliwości, że wzmianka o r. 1933 odnosi się właśnie do wspomnianych już prac Ginsburg.

Mamy więc przykład tworzenia „rewelacyjnych" wniosków na faktach niemających tego znaczenia, jakie im się chce nadać.

Według Archangielskiego, istnieje wielka zgodność pomiędzy dzisiejszymi osadami na dnie Czarnego Morza i ropnymi seriami trzeciorzędu na obszarze Groznego; zgodność wyraża się w chemicznym i petrograficznym składzie osadów i w ich faunistycznym wykształceniu (szczątki planktonu i nektonu).

Ropne mioceńskie pokłady Groznego, spirialisowe i ze Spaniodontella, należą do prowincji Euksyńskiej (Czarnego Morza); są to przewarstwienia piasków, czasem piaskowców, z gliniastymi łupkami, iłami i marglami; łupki i iły są zabarwione czarno, brunatno, zielono; gliny (iły) i łupki są często wapniste i przechodzą w margle; piaski i piaskowce zwykle kwarcowe, czasem z miką, są barwy szarej i zielonej (glaukonitowe); ziarna kwarcu są dobrze otoczone; w piaskach są rzadko wtrącenia zwęglonych szczątków roślinnych. W iłach i łupkach często są wtrącenia pirytu i ślady chalkopirytu. Ogólny charakter serii jest monotonny, przewarstwienie drobne, mniej zaznaczone w pokładach ropnego piasku, czasem miąższości do 20 m i więcej, lecz zwykle z przerostami iłów [1]). Granice stratygraficzne ustala się paleontologicznie, a zestawienie przekrojów szybowych jest utrudnione monotonią osadów i brakiem wśród nich przewodnich litologicznych poziomów.

Ropny przekrój Kaukazu nie ogranicza się tylko do wymienionych osadów; pod nimi leżą serie majkopska, foraminiferowa i inne, zawierające ropne poziomy, a nad nimi jest

[1]) N. Kudriavtzev, Contr. to the structure of the Novo-Grozny oil field. Com. Géol. Matériaux, 75, 1928; również wcześniejsze prace Kalickiego, Prokopowa; także Fedorow, Sulin i Szumilin, Nieftianyje miestorożdenia Sowietskago Sojuza. Moskwa 1935.

słynna produktywna seria pliocenu półwyspu Apszerońskiego.

Seria majkopska jest w górnych poziomach w postaci iłów bitumicznych, cienko uwarstwionych, ałunitowych z przerostami rogowców (spongiolitów), a na dolnych poziomach serii są piaski i konglomeraty. Seria foraminiferowa jest złożona z jasno zabarwionych, zielonawych, marglistych osadów z warstwami czarnych i brunatnych łupków bitumicznych i nawet wapieni.

Pomiędzy poszczególnymi seriami są zwykle niezgodne uwarstwienia przeważnie charakteru nie tektonicznego, a wskutek zjawisk transgresji i ingresji ówczesnych mórz. Osady bitumiczne mają cechy facyj bardziej głębokowodnych, niż osady piaskowcowe i wapienne.

Według Archangielskiego, ilaste i wapienne bitumiczne utwory serii Groznego, przyjmowane za źródło ropnej substancji, zawierają tym więcej kerogenu, im więcej seria zawiera ropnych pokładów (piasków). Ropa znajduje się w tych partiach serii, gdzie pozostałości organicznego C jest od 40 kg do 350 kg na 1 m^3 skalnej masy. Z tych partyj, zawierających obecnie tylko kerogen, płynna ropa została wyciśnięta w piaski i piaskowce, dzisiejsze zbiorniki ropne.

Kalicki (Wolansky, l. c. 1935) zaprzecza jednak tym twierdzeniom Archangielskiego; w warstwach spirialisowych na obszarze dorzeczy rzek Assy i Fortanga, tegoż geologicznego regionu, zawartość kerogenu osiąga 120 kg na 1 m^3 masy, a żadnych pokładów ropnych nie ma na tym obszarze.

Il sapropelowy w morskich osadach może mieć cechy zbliżające go do gitji, o ile ten ostatni osad nie zawiera koprogenicznych składników: w miarę zwiększenia w środowisku sedymentacyjnym typu gitji ilości H_2S i zmniejszenia ilości O osad zatraca typowe cechy gitji, a powstaje zgniły muł (Faulschlamm, sapropel). W każdym z tych osadów mogą więc znajdować się przerosty innego i mogą one przechodzić jeden w drugi: oba osady są typowymi w każdym razie dla środowiska wód nieświeżych. Według Hechta [1]) w sapropelu dłużej zachowują się składniki białkowe, a w osadach typu

[1]) F. E. Hecht. Grundzüge der chemischen Fossilisation. Brennstoff-Geol. 10, 1935, str. 99—104.

gitji zawartość azotu bardzo prędko zanika zupełnie jeszcze przed pokryciem organicznego materiału nowym osadem. W gitji stosunek C:N wynosi zwykle 10: w sapropelu głębszych części Czarnego Morza stosunek C:N = 6—8, a w osadach brzeżnych tego morza ten stosunek jest tylko 4.

W sapropelach głębszych części dna Czarnego Morza zawartość organicznej materii dochodzi do 23%—33%: zawartość tej materii jest większa w iłach gliniastych, niż w iłach wapnistych: również zawartość chlorofilu w iłach gliniastych jest większa, niż w iłach wapnistych. Zawartość metali w sapropelu dna Czarnego Morza wynosi: V — 0,03% i Cu — 0,01%: w innych sapropelach stwierdzono obecność też innych metali — Mo, Ni. W gitji zawartość tych metali jest nikła, lub ich niema. Obecność metali zależy od geologicznego składu otaczających brzegów, np. w łupkach mansfeldzkich, i nie może być miarodajna dla odróżnienia gitji od sapropelu, jak to sądzi jednak K r e j c i - G r a f (Erdöl, str. 103).

H e c h t (l. c., str. 119), uznając wielką rolę planktonu w zbogaceniu osadów w organiczny materiał, oblicza, że w gliniastych iłach typu „Watten" na jednostkę powierzchni fauna bentosu dostarcza pierwiastka węgla 48-krotnie więcej, niż go może opaść z wody obfitej w plankton: nie tyle życie obfite, ile życie dające wielką ilość materiału koprogenicznego ma mieć większe znaczenie dla powstania osadów z wysoką zawartością pierwotnego bitumicznego materiału. Inaczej mówiąc, uważa on, że osady typu gitji, więc brzeżne, mogą być źródłem pierwotnej ropnej substancji.

R. P o t o n i é [1]) jest zdania, że w osadach, jak sapropel jeziorny, nie odpowiadających pojęciu o idealnych macierzystych ropnych skałach, może nastąpić nagromadzenie materiału, który jest przede wszystkim źródłem dla ropy. P o t o n i é nie wypowiada się, jakie osady byłyby najbardziej odpowiadające tym idealnym macierzystym skałom, lecz uważa (str. 150), że największa zawartość organicznej materii w osadach musi być jednym z kryteriów; następnie pozostaje zbadać, jakie z osadów bitumicznych można byłoby uważać na podstawie teoretycznych rozważań za skały macierzyste.

[1]) P o t o n i é und D. R e i n e r t, Geologisch-chemische Untersuchungen von Sapropelen des Unterückersees und Sakrower Sees. Brennstoff-Geol., X, str. 169. 1933.

K r e j c i - G r a f [1]) przeprowadza właśnie takie porównanie pomiędzy osadami jeziornymi, gitją i morskim sapropelem w ich geologicznych wykształceniach i w stosunku do realnych złóż. Wyeliminowując różne geologiczne zjawiska, towarzyszące złożom ropnym jako przypadkowe, a niekonieczne i dostateczne (wypiętrzenia solne, specjalne typy glin i dolomitów), przychodzi on do wniosku, że stałym towarzyszącym ropie zjawiskiem jest solanka. Nie można ją uważać za pozostałość po wyparowaniu wody morskiej (connate water); odwrotnie może ona być pozostałością przetworzenia organicznej materii z równoczesnym odszczepieniem HO i innych utlenionych związków; żywa materia zawiera od 75% do 95% i nawet 99% wody; obecność w solankach J, Br, Bo i K w ilościowych stosunkach innych, niż w wodzie morskiej, może służyć tylko za dowód, że materia organiczna pochodzi od organizmów morskich, a nie słodkowodnych. Organiczne składniki żywej materii środowiska morskiego stanowią przeważnie białka o składzie złożonym (C, H, N, O, S) w ilości do 45%, węglowodany (celuloza) — 45% i ich pochodne związki tłuszczowe (alifatyczne) — 2%—10%: organizmy bentosu zawierają tłuszczów mniej, a w dzisiejszych organicznych osadach tłuszcze stanowią tylko około 1% od ilości organicznej materii w nich. W ropach również znajdują się produkty tych trzech grup i prawdopodobnie, że tłuszcze częściowo rozpuszczalne w wodzie (mydło), przyjmują najmniejszy udział w powstawaniu ropy, wbrew znanej opinii E n g l e r a, według którego składniki mniej odporne (celuloza, białka) ulegają wcześniej fermentacji i unikają w znacznej części dalszego przetworzenia w produkty przejściowe i płyny.

Koncepcje A r c h a n g i e l s k i e g o o podobieństwie iłów sapropelowych Czarnego Morza do skał ropnych serii Groznego służą również za argument twierdzeniu K r e j c i - G r a f a, że macierzysta substancja ropna może powstać tylko w morskich osadach sapropelowych; piaski są tylko zbiornikami ropy; z jednej strony zawierają one bardzo małe ilości „kerogenu“ (0,1—0,4%) w stosunku do wielkiej ilości znajdu-

[1]) K r e j c i-G r a f, Zur Bildung bituminoser Sedimente. Brennst.-Geologie, X, 1935 i Erdöl, 1936; też Fortschritte der Oelgeologie. Geologische Rundschau, B. 26, H. 1—2, 1935.

jącej się w nich ropy, a z drugiej strony nie są to osady odpowiednie dla nagromadzenia organicznej materii i powstania z niej ropy. Dla K r e j c i - G r a f a kerogen jest pozostałością z przetworzenia pierwotnej materii do stanu płynnych i gazowych węglowodorów; jeżeli kerogen jest takim produktem powstałym z materiału bardziej odpornego, to ilościowy stosunek kerogenu do ropy traci moc dowodu, że piaski są tylko skałami-zbiornikami.

Wielkie nagromadzenia ropy mogą powstać tylko z wielkiego nagromadzenia organicznej materii; konieczna jest wielka ilość tej materii, aby w wyniku jej chemicznych przetworzeń mogły być skoncentrowane w postaci węglowodorów znaczne ilości takich składników jak C i H, które w znacznej części uległy bezpośredniemu utlenieniu (w CO_2 i H_2O) kosztem tlenu pierwotnej organicznej materii.

Wśród dzisiejszych osadów bogatych w organiczną materię są nie tylko głębokowodne iły sapropelowe na dnie Czarnego Morza, gdzie powstają one w warunkach ekologicznych nieco wyjątkowych, i morskie płytkowodne osady typu gitji wzdłuż brzegów Północnego Morza, a częściowo i Czarnego. Istnieją również inne osady bogate w roślinny materiał, zwłaszcza alg (Zostera, Hydrocharitaceae i Potamogetonaceae); oddawna już rosyjski geolog K a l i c k i (r. 1912, 1924, 1934) rozwijał pogląd, że znaczne na brzegach Kaspijskiego Morza nagromadzenia szczątków tych wodorostów, stopniowo zasypywanych piaskiem i iłem, mogą być źródłem ropnej substancji. R. Z u b e r [1]) zwrócił uwagę na olbrzymie ilości humusowego materiału, wynoszonego w oceany przez ciemno-brunatne wody podzwrotnikowych rzek; H a s e m a n (1921) opisał utworzenie asfaltu z humusowych wód na brzegu Florydy. Głównym argumentem przeciwko myśli o genezie ropy nie tylko z planktonu roślinnego i zwierzęcego, lecz również z produktów humusowych celulozy zielonych roślin, zawsze była odrębność procesów bituminizacji i humifikacji. Tylko niedawno doświadczenia H a c k f o r d a [2]), B e r l a i in-

[1]) R. Z u b e r, Flisz i nafta. Lwów, 1918, str. 288—306 i inne.

[2]) I. E. H a c k f o r d, The Chemistry of the Conversion of Algae into Bitumen and Petroleum and of the Fucosite-Petroleum Cykle. Journ. Inst. Petrol. Techn. 18, 1932; Chemical News 144, 1932.

nych [1]) pokazały, że płynną ropę można otrzymać przez hydrolizę produktów rozkładu celulozy; T r e i b s (l. c.) dowiódł, jak mówiliśmy, spektroskopowo, że w ropach, asfaltach, ozokerycie i bitumicznych skałach znajdują się barwniki, kompleksu porfirinów, należące do produktów pochodnych z chlorofilu i häminu zielonych roślin. Ciemne, lepkie asfaltowe ropy zawierają porfirinów więcej, niż ropy jasne. Metoda nie jest może dostatecznie opracowana, lecz usuwa ona istniejące wątpliwości, aby produkty humusowe nie mogły być źródłem ropy.

Te fakty, wymagające oczywiście dalszych badań, stawią w innym świetle zagadnienie osadów i skał macierzystych. Cykle sedymentacyjne w trzeciorzędowych utworach wzdłuż północno-wschodnich zboczy Kaukazu stanowią jedną wielką serię i trudno zgodzić się, aby utwory rzekomo macierzyste na odpowiednich poziomach tej serii były wyłącznie typu sapropelowych iłów głębokich części Czarnego Morza. Poszczególne serie, jak czokraksko-spirialisowa i majkopska, noszą cechy raczej ciągłych zmian utworów płytkowodnych na bardziej głębokie, mające tylko wyjątkowo charakter bliski do sapropelowych o znacznej miąższości, np. partia spongiolitowa w majkopskiej serii i partii zielonych, marglistych iłów serii foraminiferowej. Sapropelit z dna Czarnego Morza ma warstewki iłu grubości 0,01—0,02 mm; w seriach ropnych Kaukazu najbardziej cienko warstwowane iły nie osiągają takiego stopnia cienkości; są to utwory innego typu, odpowiadającego obrazowi sedymentacji na szerokich przestrzeniach płytkiego morza przy ciągłych zmianach materiału osadów, które nie mogłyby zaznaczać się na głębokich środkowych częściach morza analogicznego Czarnemu. Nie zatrucie siarkowodorem środkowej części basenu morza było przyczyną nagromadzenia i anaerobowego przetworzenia osadów tej części morza, a raczej prędka sedymentacja przy wyniesieniu do morza olbrzymich ilości organicznej materii i częściowo humusowej. Przy takich warunkach również piaski, poza strefą bezpośredniego brzegu, mogą być miejscem nagromadzenia pierwotnego materiału i źródłem przyszłej ropy.

---

[1]) E. B e r l, A. S c h m i d t etc., Liebigs Ann. d. Chemie 38. 1933.

Nie znaczy to, aby odrzucać myśl o sapropelitach typu dna Czarnego Morza, jako o przypuszczalnych macierzystych osadach; lecz byłoby nieusprawiedliwioną przesadą szukać takich osadów jedynie w analogiach z dnem Czarnego Morza, jak to twierdzi Krejci-Graf, a za nim inni geologowie.

Nie mamy jeszcze żadnych konkretnych kryteriów w przekroju serii ropnej dla ustalenia skał macierzystych Bliskość skał bitumicznych do skał zbiorników nie może być wskaźnikiem, bo ropa mogła być wyciśnięta również ze skał, znajdujących się dalej (migracja).

Brak materiału organicznego w skałach otaczających zbiornik nie może być cechą absolutnie ujemną dla uznania ich za macierzyste, o ile nie możemy stwierdzić, że te skały były pozbawione organicznego materiału w czasie ich sedymentacji. Skały nawet nasycone organiczną materią w stanie stałym, jak różne łupki bitumiczne (menilitowe Karpat, majkopskie Kaukazu, łupki Monterey i inne Kalifornii) występują niezawsze w takim strukturalnym układzie w stosunku do rzekomych skał zbiorników, że odpowiadałoby to możliwości dostarczenia płynnej ropy właśnie z takich łupków. Geneza ropy ze stałych bituminów takich łupków wymagałaby pirogenezy, czemu przeczy charakter samej ropy i nie tylko kerogen (stałe nierozpuszczalne bituminy) tych łupków, a zachowane w nich szczątki organiczne mogłyby być również źródłem ropy w drodze pirogenezy.

Krejci-Graf daje określenie pojęcia skał macierzystych (Erdöl, str. 75; Fortschr. d. Oelgeol., str. 3—6), że są to utwory, które powszechnie tam, gdzie są rozwinięte, lub powszechnie tam, gdzie te skały tworzą siodła i zbocza solnych wypiętrzeń, towarzyszą wystąpieniom ropy, czy też tylko wystąpieniom substancji, z których może powstać ropa, albo naturalnych produktów pozostałych po ropie. Cechami takich skał są większa absolutnie zawartość w nich bituminu, regionalność ich rozprzestrzenienia i występowanie w związku z nimi złóż ropnych zależnie od pomyślnego, geologicznego układu (Lage) i charakteru i siły (der Art und der Stärke) napięcia tektonicznego. Z tych określeń wynikałoby według Krejci-Grafa, że realne ropne złoża nie są to zjawiska związane ze stratygraficznym i facjalnym układem obszaru, lecz są zależne od tektoniki przy regionalnym zróżniczkowaniu

(Unstetigkeit); są to cechy złóż wtórnych (allogenicznych), występujących nie na miejscu powstania samej substancji. Dochodzimy do zagadnienia migracji ropy.

III.

Migracja ropy i jej nagromadzenie w realne złoża.

Każde ropne złoże, raz powstałe, znajduje się w stanie fizycznej i chemicznej równowagi, odpowiadającej warunkom ciśnienia i temperatury w bloku zawierającym złoże.

Różnica ciśnień, powstająca w takim bloku, musi uruchomić wszystkie ciecze — ropę, wodę i gaz, o ile różnica ciśnień jest większa od oporu, jaki mogą przeciwstawiać takiemu ruchowi same ciecze i skały; wynikiem eksploatacji pola ropnego zawsze jest ruch płynów i gazu. Na rdzeniach z szybów wiertniczych można widzieć, że ropa nie przekracza poza kilka cm powierzchnię kontaktu ropnych piaskowców i skał ilastych o wysokich absorbcyjnych właściwościach. W podziemnych wyrobiskach w Pechelbronn przekonano się, że szczelinki w ropnych piaskowcach szerokości w mm, zapełnione iłem, zupełnie wstrzymują filtrację ropy. W bałce Mamakajewskiej w Groznym w sztolni, pędzonej w ropnym piaskowcu, w odległości już 80 m od wystąpienia pokładu na powierzchnię spotkano w przodku piaskowiec nasycony ropą i gazem; w tym wypadku siła cząsteczkowa była czynnikiem zachowującym ropę w skale, a nie wyciskającym ją ze skały. Ciśnienie w ropnych poziomach, występujących czasem na wielkich przestrzeniach, np. w Wilcox sand (ordowik) w Oklahomie, a po części i w piaskowcu borysławskim, jest niejednakowe w szybach na nieznacznej od siebie odległości; ruch cieczy w ropnym poziomie jest więc znacznie skrępowany właściwościami samych skał, wynikającymi z niejednakowych warunków sedymentacji osadu, niejednakowego zestalenia jego w skały (diageneza) i dalszych zmian mechanicznych (deformacje) i chemicznych (cementacja) już w stanie stałym.

Z drugiej strony niemało jest spostrzeżeń o łatwym przenikaniu ropy w szczeliny, przecinające ropny pokład.

Spostrzeżenia nad ruchem cieczy w czasie eksploatacji

złóż ropnych służą za punkt wyjścia dla omówienia znaczenia migracji ropy w ukształtowaniu się samego złoża.

Dla otrzymania porównawczych materiałów konieczne są systematyczne spostrzeżenia ruchu ropy w kierunku tak bocznym, jak i pionowym we wszystkich złożach ropnych i gazowych przy samych różnorodnych warunkach geologicznego układu. Nie wiele jeszcze wiemy w stosunku do odległości i prędkości migracji ropy w warunkach eksploatacji złóż, a jeszcze mniej o warunkach naturalnych w seriach ropnych w czasie ich zestalenia. Realne zagadnienie migracji ropy sprowadza się przede wszystkim do sprawy, w jaki sposób uskutecznia się ruch ropy i innych cieczy.

Z rozważań fizyko-chemicznych trzeba raczej odrzucić takie poglądy, jak profesorów Archangielskiego i Kowalewskiego [1]) o migracji ropy w stanie gazowym i przejściu jej w stan płynny tylko na miejscu dzisiejszych złóż bliżej do powierzchni ziemi; przeczy temu po części i nawiercenie płynnej ropy na głębokościach coraz głębszych ponad 3000 m. Realnym warunkom występowania złóż ropnych nie odpowiada również pogląd Gubkina i jego szkoły, że w miarę nawiercenia w jakimkolwiek polu ropnych poziomów głębszych należy wszystkie wyższe uważać za wtórne. Ten pogląd teoretycznie niesłuszny, rozwinął się jednak ze zdrowej praktycznej myśli, że nie należy uważać każdego złoża za ostatecznie zbadane, o ile nie są jeszcze nawiercone głębsze stratygraficzne poziomy.

W stosunku do nagromadzenia ropy w złoża w drodze przemieszczenia powstałego, czy powstającego płynu i gazów, szukamy odpowiedzi na pytania: 1) w jakim okresie następuje ten ruch — w czasie sedymentacji całej serii ropnej, czy

[1]) Prof. S. A. Kowalewskij. Nieftianyje i gazowyje miestorożdżenja Turkmenji. Moskwa, 1934. Główna teza autora — nagromadzenie ropy w złoża bliżej powierzchni ziemi jest wynikiem silnych gorących prądów gazów — węglodoru (CH_4), siarki i innych, ulegających polimeryzacji i kondensacji w górnych strefach. Najgłębsze utwory na Czelekenie osiągnęły pod ropną serją tylko przypływów gorącej wody i gazów. Myśl autora opiera się na interpretacji ak. W. Wernadzkiego, że główna masa siarkowodoru licznych źródeł Kaukazu i Azji jest pochodzenia głębinowego. Kowalewski dopuszcza również, że macierzyste sapropelowe skały mogą być źródłem ropy, o ile na głębokości ulegają pirogenezie i gorącym prądom gazów.

po tym okresie w czasie jej deformacji; 2) w jakim kierunku przeważa ruch — do góry (pionowa migracja), czy mniej więcej poziomo (boczna, lateralna); 3) czy ten lub inny ruch ogranicza się do serii macierzystych ropnych utworów w czasie ich zestalenia (wewnętrzna migracja, według H ö f e r a; pierwotna według I l l i n g a [1]), Urmigration K r e j c i-G r a f a), czy też ten ruch obejmuje ciecze również poza granicami macierzystej serii i po jej zestaleniu i we wszystkich otaczających skałach, o ile są one odpowiednie do wchłaniania cieczy (zewnętrzna migracja, wg. H ö f e r a; wtórna wg. I l l i n g a; Emigration wg. K r e j c i-G r a f a); 4) jakie czynniki i w jakim stopniu mogą być przyczyną różnicy ciśnień w bloku skał — ciśnienie (statyczne i dynamiczne) skalne, gazów, wody, siły cząsteczkowe, różnica c. g. różnych cieczy (woda, ropa, gaz), wpływ regionalnej denudacji (przybliżenie serii do powierzchni ziemi) i regionalnego metamorfizmu (zanurzenie serii w strefy głębsze), nawet metamorfizm kontaktowy (skały wybuchowe). Odpowiedzi na te pytania są bardzo niezgodne do dziś.

Rozwiązanie takich pytań wymaga uwzględnienia przestrzeni i czasu we wszystkich procesach, bo złoże ropne jest zjawiskiem geologicznym. Nie mamy jeszcze konkretnych odpowiedzi na każde z tych pytań, a jedne odpowiedzi, zdawałoby się najbardziej proste i jasne, znajdują się w sprzeczności z drugimi.

Jeżeli przyjąć z góry, że wszystkie ropy pochodzą z tego samego materiału (plankton zwierzęcy i roślinny), że utworem macierzystym dla samej substancji ropnej powszechnie jest tylko sapropelowa głębokowodna facja typu zamkniętych części dna Czarnego Morza, że złoża ropne są wynikiem deformacji odpowiednich warstw (macierzyste i zbiorniki), że ruch cieczy odbywa się przeważnie do góry (pionowo) — staniemy, na stanowisku np. K r e j c i-G r a f a. Z takim stanowiskiem nie można się zgodzić, pomimo, że jest jasne i proste.

Według K r e j c i-G r a f a, rozmieszczenie złóż ropnych zależy od wielkich pierwotnych wypiętrzeń fałdowych

---

[1]) V. C. I l l i n g, Migr. of oil a. natural gas. Inst. Petrol. Technol. 1933, 19.

stref (Erdöl, str. 32) i tylko w rzadkich wypadkach od wtórnych fałdów (Bild. bitum. Sed., str. 77). Odpowiada takiemu ujęciu np. pole Borysławia, mniej już pola Bakińskie, Groznego i nie ma ono żadnego zastosowania na wielu polach północnej Ameryki, Hannoweru, wschodniej Rosji.

Według K r e j c i - G r a f a, przemieszczenie ropy idzie przeważnie do góry, a w kierunku bocznym chyba tylko w poziomo leżących warstwach na polach środkowych Stan. Zjedn. i w wapieniach Asmari Iranu i Iraku. Drogami filtracji ropy przez skały „nieprzepuszczające" pomiędzy innymi porowatymi są szczeliny, jak w złożach ozokerytu Borysławia, Rumunii i Czelekenu, i podobnie, jak w złożach kruszcowych typu impregnacyj. Przeczą temu jednak złoża ozokerytu w porowatych i szczelinowatych wapieniach ropnych złóż Fergany, lub asfaltowe wapienie typu „calcaire moucheté" w Owernii, gdzie szczeliny są nie tyle drogami płynów, ile miejscem ich wyparowania. Według K r e j c i - G r a f a migracja boczna na większe odległości w skałach porowatych, jak piaskowce, jest wykluczona wskutek ciągłych zmian stopnia porowatości, cementacji piaskowców, soczewkowatej formy samych warstw piaskowców, oporu poprzecznych najcieńszych szczelinek, zapełnionych iłem jak w Pechelbronn. Drogami migracji są szczeliny o kierunku mniej więcej równoległym do kierunku siły tektonicznej, bo szczeliny prostopadłe do takiego kierunku, szczeliny złuskowania, mają być zwykle zamknięte.

K r e j c i - G r a f, opierając się na kilku wypadkach, jak np. w Moreni, Ventura Avenue (można byłoby dodać jeszcze Long-Beach, Kettleman Hills, lub Bibi-Ejbat), twierdzi, że każde bogate złoże, obejmujące całą serię pokładów, zawsze przedstawia obraz stożka, zwróconego wierzchołkiem do góry, rodzaj sztoka.

Teza, że większe złoża zawsze obejmują szereg pokładów jeden nad drugim i że jest to dowodem migracji z dołu, nie sprawdza się na takich złożach jak East Texas, a Ventura Avenue według opinii amerykańskich geologów może być przykładem nie pionowej migracji z jednego źródła, a raczej bocznej z większej otaczającej przestrzeni [1]).

---

[1]) Probl. of Petr. Geol., str. 405—406.

Dwa prawa, według K r e j c i - G r a f a, określają stopień zasobu każdego pokładu na ropnym polu: zwężenie przestrzeni zasobnej ku górze i porowatość każdego pokładu; wskutek tego w przekroju boki stożka są nierównomiernie zazębione, jak w Ventura Avenue. Te prawa mają mieć zastosowanie również do wypadków nasunięć, złuskowania np. na polu Oklahoma City, znajdującym się na wgłębnym siodle (buried anticline) z utworów ordowickich. Rzekoma forma stożka ma tu nie zmieniać się zależnie od stratygraficznego wieku różnych seryj, przecinając wpoprzek powierzchni niezgodnego uwarstwienia pomiędzy ordowickimi warstwami (wapienie Arbuckle i piaski Simpson) a dolnym (Hunton) i górnym karbonem (formacja Cherokee). Jak odpowiada ta koncepcja K r e j c i - G r a f a o stożkowatej formie ropnego ciała Oklahoma-City, można sądzić z tego, że zbadana 114 szybami przestrzeń ropnego poziomu Arbuckle ma 1660 akrów; przestrzeń poziomu dolnego Simpson, leżącego wyżej i zbadanego 440 otworami, ma 6484 akry; przestrzeń 6 poziomów ropy i gazu w górn. karbonie jest znacznie większa od podziemnego występowania utworów przedkarbońskich, lecz wydajność poziomów jest bez porównania mniejsza, niż poziomów przedkarbońskich [1]). Stożek byłby obrócony wierzchołkiem raczej do dołu, a co do migracji ropy Amerykanie wstrzymują się od kategorycznej opinii, poza tym, że uskok, ograniczający te pola, nie mógł być drogą migracji ropy z jakiego źródła głębszego od warstw ordowickich. Na żadnym z ropnych pól Polski, również na polach Groznego, Majkopu i Apszeronu nie można znaleźć przykładów, któreby potwierdzały koncepcję K r e j c i - G r a f a o formie stożka ropnego złoża.

Myśl o szerokiej migracji, jako głównej przyczyny nagromadzenia ropy w złoża, jest nieodłączna od myśli o lokalnych formach tektonicznej budowy, na których i około których następuje nagromadzenie ropy, powstałej możliwie w innym nawet miejscu. Pod nazwą prowincja naftowa rozumieją obszar, na którym geologiczne warunki — sedymentacja i pa-

[1]) Mc. G e e and W. C l a w s o n, Geology and development of Oklahoma City Field. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 1932, 10. — Probl. of Petr. Geol. str. 411—413.

leogeograficzne rozmieszczenie lądowych i wodnych przestrzeni, były bardziej pomyślne dla rozwoju i nagromadzenia organicznej materii. Prowincja naftowa może obejmować jeden szereg stratygraficznych jednostek bez długotrwałych przerw między nimi, np. Karpacka prowincja od czasu górnej kredy do dolnego oligocenu, Kaukaska — od górnej kredy do pliocenu i t. d.; może prowincja pokrywać obszar, na którym były dłuższe przerwy pomiędzy okresami jednostek stratygraficznych, jak w prowincji Mid-Continent Stan. Zjedn. z przerwą w czasie dolnego karbonu i starszego mezozoiku.

Okresy genezy ropy mogły powtarzać się niejednokrotnie w związku z różnoczasową sedymentacją w morskich zagłębiach o zmieniających się obramowaniach. W różnych częściach każdorazowego zagłębienia mogły być osady niejednakowo obfite organiczną materią, i nie ma nic niewytłumaczonego w tym, że ostatecznie w granicach prowincji na tle tych samych stratygraficznych jednostek są niejednakowe utwory macierzyste i różne skały zbiorniki, co więcej na podobnych lub identycznych formach tektoniki w jednym miejscu są złoża ropne, a w innych te same skały zbiorniki są płonne. Dla wyznawców szerokiej migracji ropy, zwłaszcza do góry, nierównomierne (regional unstetig, K r e j c i - G r a f, Erdöl, str. 68) rozmieszczenie ropnych pól jest dowodem tylko ich zależności od miejscowej tektoniki. Jednak nie usuwa to zastrzeżenia, że w większym jeszcze stopniu taka zmienność w rozmieszczeniu ropnych pól mogła wyniknąć skutkiem nierównomiernego rozmieszczenia i częściowo nawet braku głównego warunku — źródła ropy. Przykłady tego znamy na liniach naftowych Karpat polskich, na płonnej wielkiej przestrzeni pomiędzy polami obszarów Groznego i Kubani. Byłoby przesadą w stosunku do migracji ropy uważać drobno rozproszoną organiczną materię na wielkiej przestrzeni jakich utworów za źródło ropy na ograniczonym polu; K r e j c i - G r a f również uważa to za niemożliwe, jednak tylko wskutek migracji bocznej, a nie pionowej. Przesadą jest także, wobec niejednakowej zdolności skał do przepuszczalności cieczy myśl o migracji ropy na znaczne odległości [1]).

[1]) Frank R. C l a r k, Origin and accumulation of oil. Probl. of Petr. Geol. str. 334—335.

Materiałem bardzo ważnym dla migracji ropy są systematyczne badania rdzeniowych próbek przekrojów ropnych seryj na różnorodnych polach; takie porównawcze studia były zapoczątkowane przeważnie przez amerykańskich naftowych geologów. Próbki rdzeniowe muszą być wymagane dla każdego piasku (piaskowca) ropnego; jest konieczne rdzeniowanie całego pokładu produktywnej serii dla poznania fizycznych właściwości skał-zbiorników; rdzeniowanie elektryczne może być przy tym bardzo pomocnym [1]).

Postęp badań geologicznych wykazał, że ropne złoża występują w związku z bardziej różnorodnymi strukturami, a nie tylko siodłami; dziś mówią nie o teorii antyklinalnej, lecz o teorii strukturalnej [2]). Niema niezawodnych wskazówek na powierzchni ziemi w stosunku do budowy złóż ropnych na głębokości. Geologia wgłębna otrzymuje co raz większe znaczenie; ona jest, jak mówi L a h e e, kręgosłupem nowoczesnej naftowej geologii.

Najlepszy obraz wgłębnej struktury otrzymuje się za pomocą warstwicowych map, np. stropu ropnego pokładu lub innej warstwy przewodniej (key horizon). Jedne struktury są zamknięte, t. j. warstwice tworzą obwody (kontury) zamknięte jak przy normalnych fałdach; inne struktury są otwarte, kiedy warstwice nie dają obwodów zamkniętych, np. przy monoklinalnych upadach warstw.

Deformacje uskokowe, szczeliny, nasunięcia, niezgodne uwarstwienie i dysharmoniczne fałdowanie, różne stopnie

---

[1]) Określonej linji wody (edge water) na ropnych polach może nie być: produkcja wody wraz z ropą nie koniecznie jest oznaką, że pole jest w stanie zawodnienia. Woda może pochodzić z tegoż pokładu, co ropa, i może pozostawać bez wpływu rozdzielenia według c. g. Badanie rdzeni właśnie pokazało, że w porach ropnych zbiorników woda i ropa mogą znajdować się jednocześnie: przy elektrycznym rdzeniowaniu trzeba liczyć się z tem, że do 30% por skały zbiornika może być zapełnione wodą w stanie elektrolitycznego roztworu, więc woda będzie reagować jak ropa. J. A. L e w i s and W. H o r n e r, Interstitial water saturation in the pore space of oil reservoirs. Oil Weekly, 1936, October 19.

[2]) F. H. L a h e e, Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 1933, 5.

Alex. Mc. C o y and W. Ross K e y t e, Present interpretation of the structure theory for oil and gas migration and accumulation. Probl. of Petr. Geol., str. 253.

W. B. W i l s o n, Proposed classification of oil and gas reservoirs. Probl. of Petr. Geol., str. 434, 442.

przepuszczalności, wypiętrzenia mas solnych i intruzje skał wybuchowych lub produktów błotnych stożków, nawet asfaltowanie ropnych pokładów (Kalifornia) lub ich zaparafinowanie — mogą dawać różnorodne zespoły jak z pierwotnym fałdowym układem, tak i monoklinalnym. Powstają bardzo różnorodne typy zamknięcia ropy i gazu w serii ropnej. Każda zamknięta forma, stwarzająca przeszkodę ruchu cieczy, może być dowodem migracji ropy, lecz nie można przesądzać z góry, czy tylko pionowej (zewnętrznej), czy tylko bocznej (wewnętrznej). Każda zamknięta forma budowy, stwarzając odpowiednie warunki uszczelnienia, może dać złoże ropne, lub poziom ropny. Jedne z takich form mogą zależeć tylko od deformacyj mechanicznych, a inne, zwłaszcza przy monoklinalnym układzie, od pierwotnej soczewkowatej formy piaskowców (shoestring), od zmiany porowatości, pierwotnej lub wtórnej cementacji skał, od niezgodnego uwarstwienia wskutek przerwy w sedymentacji i pokrycia uszczelniającym nadkładem (Oklahoma City) lub wyklinowania pokładów przy wznowionej transgresji (wedge-edge jak na wielu złożach Mid Continent, East Texas).

Krańcowe ujęcie głównej przyczyny nagromadzenia ropy w złoża przeważnie przez deformację osadów niezestalonych i zestalonych, lecz w okresie ich fałdowania, nie wiele liczy się z wpływem obramowania wodnych zagłębi, jako miejsca sedymentacji organicznego materiału. Ramami tych zagłębi mogą być łagodne wypiętrzenia, określające brzeżną linię i nierówności dna. Odtworzenie obramowania każdej sedymentacyjnej przestrzeni jest zagadnieniem regionalnej geologii prowincji naftowej; na tym tle może być rozwiązana dysharmoniczna budowa wielu fałd, do diapirowych włącznie, i rzeczywisty stosunek do powstania naftowych złóż — takich krańcowych tektonicznych form, jak normalna kopuła i diapirowy fałd, lub litologicznych właściwości poszczególnych ropnych poziomów.

W Stan. Zjedn. na 22 najwydajniejszych ropnych polach więcej jak połowę produkcji otrzymano na polach, gdzie zamknięcie budowy zależało od zmiany porowatości i przepuszczalności skał [1]): żadne z tych pól nie byłoby odkryte we-

[1]) Oil and Gas Journal, Oct. 31, 1935, str. 12.

dług ortodoksalnych geologicznych metod, chyba, że szczęśliwym trafem na takim polu istniała miejscowa kopuła, lub siodło [1]).

IV.

Właściwości rop i ich zróżnicowanie.

Poruszając różne zagadnienia geologii ropnych złóż, stale wracamy do myśli o genezie ropnej substancji. M a b e r y, a za nim i inni chemicy twierdzą, że wszystkie ropy są związane wspólnym pochodzeniem, nie różniąc się wiele, ani pierwotnym materiałem, ani sposobem jego przekształcenia w produkty płynne, gazowe i stałe; zasadniczo ropa naftowa ma być jedna, a różne jej gatunki nazywane typami, są wynikiem tylko zmian w warunkach jej przekształcenia, jak ciśnienie, temperatura, chemiczne wpływy środowiska i t. d.

E n g l e r uzasadniał, że różne ropy są wynikiem stopniowej ewolucji jednego typu ropy i to właśnie parafinowego.

Myśl geologiczna zanadto jest opanowana przeświadczeniem, że jedna i ta sama przyczyna może dać wyniki różne i odwrotnie, czasem różne przyczyny prowadzą do wyników jednakowych. H ö f e r, jako geolog, nie mógł nie zwrócić większej uwagi na to, że ropy w utworach geologicznie młodszych są przeważnie asfaltowe i naftenowe, a w starszych utworach są przeważnie parafinowe, i wypowiedział myśl, że wysoko gatunkowe parafinowe ropy są zmetamorfizowanymi (Methanisirung) produktami ropy typu asfaltowego.

Nakoniec chemia dzisiejsza dochodzi do wniosku, że ropy różniące się swoim składem i charakterem nie mogą pochodzić z jednego pierwotnego materiału [2]).

Wnikając w rozmieszczenie ropnych pól w granicach pewnej prowincji, w budowę poszczególnych pól, występowanie w nich ropnych poziomów i zestawiając te różne warunki z właściwościami samych rop, geolog nie może pogodzić się z myślą, aby tylko zewnętrzne warunki podobne do wa-

---

[1]) A. L e v o r s e n, Stratigrafic versus structural accumulation. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 1936, 5.

[2]) G. S t a d n i k o f f, Die Entstehung, l. c. str. 210—212, 218—219.

runków w rafinerii, ciśnienie, temperatura, katalityczne wpływy były główną przyczyną wielkiego zróżnicowania rop z materiału pierwotnie jednakowego.

Prawa działania mas i czasu reakcyj, tak dobrze znane w laboratoriach fizyczno-chemicznych, przyjmują w laboratorium przyrody wymiary nieokreślone, w granicach niezmiernych; geologiczne rozważania doprowadzają często do wniosków niezgodnych z tym, co należałoby oczekiwać na podstawie ścisłych fizyczno-chemicznych przesłanek: tym niemniej pozostaje nieodparta myśl, że niejednakowe fizyczne i chemiczne właściwości rop odzwierciedlają nie tylko zmienne zewnętrzne warunki ich ewolucji w czasie przedługich dziejów geologicznych, lecz również niejednakowe warunki sedymentacji i niejednakowego materiału (Probl. of Petr. Geol., str. 63 i inne). Trzeba mówić raczej o „genezie rop", a nie o „genezie ropy", a różnice w pierwotnym materiale i geologicznych warunkach jego występowania odbijają się na zmianach właściwości rop. (B a r t o n, in Probl. of Petr. Geol., str. 99. S t a d n i k o f f, Die Entstehung... str. 218—219).

Dotychczasowe materiały z różnych prowincyj naftowych nie są również dostateczne dla ustalenia jakichś ogólnych praw zmiany w ropach ich najbardziej charakterystycznych cech — c. g., wydajności lekkich frakcyj i zawartości związków parafinowych, asfaltowych i aromatycznych.

Stany Zjednoczone.

P r o w i n c j a A p a l a c h s k a (D. B. R e g e r, P. D. T o r r e y in Probl. of Petrol. Geology).

Na przestrzeni tej wielkiej prowincji ropy są parafinowej bazy i wolne od siarki; ropnymi zbiornikami są piaskowce, za wyjątkiem północno-zach. Ohio, gdzie zbiornikami są wapienie Trenton (ordowickie), a ropa chociaż parafinowa jest już lekko asfaltowa i zawiera siarkę. W miarę zwiększenia głębokości występowania ropnych poziomów c. g. rop nieco zmniejsza się (według amerykańskiej terminologii w stopniach Beaumé c. g. — „gravity" zwiększa się), jednak nie powszechnie. Zwiększenie głębokości odpowiada w tej prowincji pogłębieniu stratygraficznego wieku od górnego karbonu do ordowickiego. Zmniejszenie c. g. zaznacza się wy-

raźniej w poszczególnych seriach np. w Pensylwanii i Ohio dla warstw od dolnego karbonu (Berea sand c. g. 0,8187) do dolnego dewonu (Warren sand — 0,7910 i 0,7821); w Zach. Wirginii w jednych stratygraficznych seriach zaznacza się odwrotnie zwiększenie c. g.: od 0,8092 do 0,8383 (przybliżone) w serii górnego karbonu i od 0,8000 do 0,8140 w serii dewońskiej; natomiast w dolnym karbonie c. g. zmniejsza się od 0,8140 do 0,8045, co zależy również od zmiany absolutnej głębokości, a możliwie i od budowy.

Przy jednakowych innych warunkach c. g. zmniejsza się na siodłach bardziej stromych i jednocześnie zwiększa się ilość lekkich frakcyj. Największe różnice w ciężarze gat. rop zależą od właściwości skał przyjmowanych za macierzyste i skał zbiorników; ropa z macierzystych łupków, zawierających większą ilość szczątków roślinnych, i występująca w piaskowcowych zbiornikach ma c. g. mniejszy; ropy z wapiennych pokładów, niezawierających roślinnego materiału, i występujące również w dolomitowych wapieniach (Ohio) ma c. g. wyższy (0,8284) i zbliża się do asfaltowej bazy.

Regionalne rozmieszczenie pól wyłącznie gazowych w Zachodniej Wirginii i Pensylwanii i na zachodzie w Ohio-Indiana odpowiada dwom prastarym brzeżnym liniom, gdzie materiał organiczny, jak dobrze zachowane szczątki roślinne w grubych piaskach, był źródłem przeważnie gazu; materiał dla powstania ropy ulegał sedymentacji w warunkach nieco głębszego środowiska dalej od brzegów. Osady, poza pokładami węgla w górnym karbonie, są typowo morskie z obfitą fauną planktonu i przetartymi roślinnymi szczątkami. Ropna seria, obejmująca kilka stratygraficznych jednostek, jest nieprzerwaną serią łupków (do 3000 m miąższości) z przerostami piaskowców. Łupki często bitumiczne, nawet ze śladami płynnej ropy; w piaskowcach są liczne fukoidy i nieokreślone ślady typu hieroglifów; ogólny typ osadów jest brzeżny, niegłębokowodny, przy czym brzeg z biegiem czasu przesuwał się ku NW, a całe zagłębie ulegało zwężeniu.

Niezgodność uwarstwienia pomiędzy niektórymi seriami nie jest tektonicznego, fałdowego charakteru, lecz wynikała ze zmian wysokości poziomu morza i nawet miejscowej erozji. W wielkim przekroju łupków piaskowce (piaski) powtarzają się do 30 razy i jest tylko jeden wapień Big-Lime (w dolnym

karbonie). Piaskowce nie mają szerszego rozprzestrzenienia za wyjątkiem Bradford w dewonie i Berea w dolnym karbonie; zwykle są to soczewice, dobrze uszczelnione wśród osadów ilastych, w postaci różnych łupków. Litologiczny charakter piasków i ich forma nie pozwalają uważać ich za drogi dalekiej migracji (carrier beds) ropy i gazu; mogą to być tylko zbiorniki węglowodorów z otaczających ilastych utworów.

Stosunkowo znaczna ilość ropy (produkcja od 70 lat wyniosła około 4,5 miliona wagonów — 43 miliony ton) była zebrana w nieliczne zbiorniki; miejscami ich brakowało, i ropa pozostała w łupkach; miejscami zbiorniki były za duże, brakowało ropy i zbiorniki pozostały zapełnione tylko częściowo. Niektóre zbiorniki zawierają ropę, gaz i wodę, które ostatecznie nie uległy rozdzieleniu (emulsja); takie zbiorniki znajdują się przeważnie wzdłuż osi zapadliska zagłębia Apalachskiego, gdzie warstwy są tylko łagodnie zdeformowane w miejscowe fałdy. Na takich polach ilościowy stosunek ropa-woda pozostaje bez zmiany od 40 lat. Największa koncentracja ropy i gazu zaznacza się w partiach o niższej przepuszczalności, bo partie bardziej porowate są zajęte przez wodę. W synklinach są poziomy piaskowca bez wody, lecz z ropą i gazem. Partie gazowe (gas pay) znajdują się miejscami w spągu poziomu i w synklinach, a ropa na siodłach, gdzie przepuszczalność warstw jest większa.

Na polach Pensylwanii wielkie ilości pierwotnego gazu w swoim ruchu przez osady jeszcze niezestalone i nasycone słabo zmineralizowaną wodą były przyczyną zupełnego wyparowania wody i strącenia soli; na niektórych gazowych polach dla prawidłowej produkcji gazu koniecznym jest przed tym wyługować sole słodką wodą i w ten sposób przepłukać gazowy pokład. Przy stosowaniu metody water-flooding słodkie wody wgniatane w pokład, stopniowo zmieniają się w solankę.

Zamkniętą tektoniczną formą jest właściwie tylko wielkie pole Bradford, otoczone linią wody (edge-water); piaskowiec poziomu Bradford nie ma cech utworu typowo brzeżnego i jest słabo wapnisty. Na tym polu rozdzielenie pierwotnej mieszaniny woda, ropa, gaz nastąpiło wyraźnie po czasie deformacji tektonicznej.

Pole dostarczyło 91% całej dotychczasowej produkcji za-

głębia, a zawodnienia na nim niema do dziś: prawdopodobnie, że gazu było za mało, aby doprowadzić do zupełnego wyparowania wody, a tylko do stanu mocnej koncentracji i częściowego zmniejszenia przepuszczalności pokładu przez zapełnienie por solą; ponowne wyługowanie soli przez przepłukanie słodką wodą zwiększa porowatość i prowadzi do zwiększenia wydajności.

Rozmieszczenie ropnych pól odzwierciedla spokojny charakter obramowania; pola są rozmieszczone na wydłużonych strefach wzdłuż łagodnych stoków Apalachów i obydwóch stoków wypiętrzenia Cincinati; lokalne warunki tektoniki cechują grupę największych pól Bradford, a na innych zaznaczają się wyłącznie wpływy litologicznych właściwości skał zbiorników i otaczających łupków.

Prowincja Gór Skalistych (J. Bartram, H. Davies, E. Krampert in Probl. of Petr. Geology).

Na tym obszarze w stanach Wyoming, Montana, Colorado, Utah rozróżniają siedm ropnych i gazowych seryj w utworach wieku od dolnego karbonu do eocenu; utwory są typowe morskie, za wyjątkiem części jury i kredy, przechodzących ku zachodowi w słodkowodne na miejscu wielkich śródlądowych zagłębi. Uwarstwienie jest zgodne, lecz z wielką przerwą pomiędzy górnym karbonem i jurą. W środkowej części obszarów Wyoming i Montana układ warstw jest prawie poziomy, a ku krańcom w postaci licznych fałdów i kopuł, powstałych w czasie na granicy kredy i eocenu (faza orogeniczna Laramidów). Fazy orogeniczne poprzednie, zwłaszcza w czasie kredowym, wyrażają się przeważnie w pogłębieniu zapadlisk i wyniesieniu elementów pozytywnych na ich krańcach; ogólna miąższość tylko mezozoiku osiąga co najmniej 4000 m. Z ogólnej liczby do 200 znanych fałdowych jednostek prawie połowa zawiera stwierdzone poziomy ropy, albo gazu.

Ropne poziomy występują w wapieniach i piaskowcach, a w Colorado (pole Florence) nawet w łupkach. Wyraźnie występuje zależność ropnych poziomów od rozwoju warstw przepuszczających (carrier beds) na wielkich przestrzeniach i ich pofałdowania w postaci łagodnych prawidłowych zamkniętych form dalej od krańców każdego zagłębia, gdzie

ropne poziomy są przepłukane. Każda zamknięta forma ma znaczny zasięg okalającej wody.

W płytko zalegających piaskowcowych utworach dolnej kredy ropy są stale lekkie parafinowe i znajdują się gazowe poziomy, a w głębszych paleozoicznych utworach ropy są ciężkie, czarno zabarwione i asfaltowe. W górnym karbonie na fałdach o stromych zboczach występują ropy c. g. 0,9655 do 0,9459, a te same poziomy na łagodnych formach dają ropę c. g. 0.8861—0,8485. Według opinii amerykańskich geologów musi to być wynikiem charakteru pierwotnego organicznego materiału, przepłukania pokładów wodą, chemicznych wpływów samych pokładów i migracji lekkich związków. Wapienie dolnego karbonu dają na dwóch polach w Wyoming ropę c. g. 0,9459—0,9396, na trzech polach w Montana ropę c. g. 0,8696—0,8642 i gaz, a w Alberta (Turner Valley na granicy Kanady) gaz i ropę c. g. 0,6829, więc produkt podobny raczej do nafty.

W górnym karbonie przeważają zbiorniki ropne piaskowcowe, chociaż ropa może pochodzić z permskich wapieni i łupków wapnistych (Embar formation) występujących wyżej: przeciętny c. g. asfaltowej ropy 0,9211—0,9150 do 0,9655. Ropa nawierca się na stromych fałdach na głębokości 625 m do 938 m pod nadkładem jury i kredy z poziomami lekkiej parafinowej ropy.

W utworach jury (Colorado, Wyoming, Montana, Alberta) w piaskowcach i wapieniach bez różnicy są ropy lekkie, (0,8642—0,8187) parafinowe; ropy w poziomach grupy Dakota górnej kredy mają c. g. 0,8642—0,7778, a w górnej kredzie w Colorado takie lekkie ropy (0,875) są w łupkach Niobrara (pole Florence). Na polu La Barga w Wyoming w eoceńskich piaskowcach (Green River formation) występuje ropa, pochodząca może z łupków kredowych i z wapnistych łupków eocenu; ten sam poziom ropny zawiera lekką ropę (0,8000) na północnym odcinku pola, a na środkowym i południowym odcinkach ropa ma c. g. od 0,9032 do 0,9396: wzdłuż południowej granicy pola przechodzi linia edge-water.

Na polach wyłącznie gazowych w Montana i Alberta w poziomach kredy i eocenu, zawierających w innych okolicach ropę, warunki przetworzenia organicznego materiału mogły być odrębne.

Powszechnie zauważono, że ropy niezależnie od stratygraficznych poziomów są tym cięższe, im zawierają więcej siarki. Np. w Wyoming c. g. ropy w warstwach karbonu i jury wzrasta przy zawartości siarki około 2,6%; przy zawartości siarki 4% ropa jest już wyjątkowo ciężka 0,9929—0,9655, a przy zawartości siarki 0,13% ropa jest lekka 0,8187—0,8000.

Nie trudno byłoby wyciągnąć wniosek, że na ogół w starszych utworach przeważa jednak ropa lekka, a ropy ciężkie są tylko ich derywatami; w rzeczywistości obecność siarki może zmieniać lekkie ropy w cięższe niezależnie od jakiegokolwiek ogólnego prawa.

Kalifornia (J. Taff, Mc Collough. G. Cunningham in Probl. of Petr. Geol.).

Ropne poziomy występują prawie wyłącznie w trzeciorzędowych utworach, pokrywających kredę i jurę, z bardzo rzadkimi przejawami ropnymi, a przeważnie leżących bezpośrednio na utworach zmetamorfizowanych i skałach intruzywnych. Ropne pola są na różnorodnych strukturach:

1) otwartych monoklinalnych — Coalinga, Mc Kittrick, Midway w dolinie San Joaquin, Summerland na brzegu oceanu, z przewlekłym naturalnym drenażem;

2) siodłach, rozbitych uskokami — Brea Canyon, Olinda około Los Angeles;

3) siodłach zamkniętych, nie zupełnie uszczelnionych nadkładem — Dominguez, Santa Fe Springs, Long Beach w zagłębiu Los Angeles;

4) siodłach zamkniętych i zupełnie uszczelnionych — Ventura Avenue, Kettleman Hills.

Na strukturach pierwszej grupy są ropy dwóch typów: pierwszy — lekka naftenowa ropa (City field w Coalinga; Half Moon Bay na brzegu oceanu); drugi — ciężka naftenowa i razem z tym typowo asfaltowa ropa (tar-base) z małą zawartością parafiny i bezparafinowa — Coalinga, Midway, Summerland na brzegu oceanu, w samym mieście Los Angeles.

Lekka naftenowa ropa jest bardziej odporna na czynniki redukujące w kontakcie z wodą okalającą i na czynniki utleniające na wychodniach około powierzchni ziemi. Ropy w szybach płytkich mają c. g. od 1,0 do 0,972, a z głębokością na tych samych poziomach lekka naftenowa ropa ma c. g. 0,7865, a ropa naftenowo-asfaltowa ma c. g. 0,8642; w kontakcie

z okalającą wodą c. g. zwiększa się (w stopniach Bé zmiana jest na kilka stopni).

Na strukturach drugiej grupy ciężkie ropy (0,9722) są około wychodni pokładów, a lekkie ropy (0,8485—0,8333) znacznie głębiej.

Na strukturach trzeciej grupy ropne poziomy występują w jednorodnych znacznej miąższości strefach (zonach) piasków pliocenu, stale przewarstwionych piaszczystymi iłami i łupkami (shales). C. g. ropy ogólnie zmniejsza się do dołu w miarę izolacji ropnych poziomów od infiltracji wód z powierzchni:

Strefy Long Beach	miąższość w stopach	głębokość występ. w stopach	c. g.
Alamitos	600	2300	0,920
Górna Brown	350	2950	0,900—0,905
Dolna Brown	1400	3300	0,823—0,848
Głęboka zona	3000	5000	0,871—0,888

Zmniejszenie c. g. ku górze w granicach dwóch dolnych zon może być wynikiem zdolności do lżejszej migracji lekkich składników ku górze pod ciśnieniem w granicach jednego zbiornika, albo redukcji ropy ze strony okalającej wody; tak w Santa Fe Springs zwiększeniu ku dołowi stopnia zasłonienia wody zawsze towarzyszy zmniejszenie c. g. ropy. W Santa Fe Springs i w Long Beach przestrzeń ropnych poziomów zwiększa się ku dołowi, przynajmniej w granicach od 3000 do 4000 głębokości.

Na strukturach czwartej grupy (Kettleman Hills, Ventura Avenue) występują wielkiej miąższości piaski uszczelnione warstwami znacznej miąższości zbitych iłów i glin, co stwarza wielkie ciśnienie gazu i wody. W Kettleman Hills ropa jest lekka naftenowa; c. g. zmniejsza się od 0,855 na poziomach głębokich do 0,707 na górnych, a około wierzchołka struktury występują tylko gazy.

W Ventura Avenue ropa jest typu cięższej naftenowej; c. g. zmienia się od 0,881—0,865 w partiach dolnych (do 2960 m) do 0,754 na poziomach od 500 m do 90 m.

Jedne z pól Kalifornii znajdują się pośród utworów z szczątkami przeważnie zwierzęcej przyrody, jak foraminifery w warstwach górnego pliocenu w zagłębiu Los Angeles

i Ventura Avenue; ropy na takich polach są przeważnie naftenowe z mniejszą lub większą zawartością parafiny. Inne pola znajdują się na obszarach obfitujących w szczątki diatomeowych roślin, jak diatomeowe łupki górnego eocenu (Coalinga), środkowego miocenu (łupki Monterey, Maricopa shales w dol. San Joaquin), górnego miocenu (Santa Margarita); ropy tych pól są naftenowe bazy asfaltowej, bezparafinowe. W zagłębiu Los Angeles pod pliocenem (Repetto formation) znajdują się również diatomeowe łupki formacji Monterey i powstaje pytanie o możliwości migracji ropy z tych utworów (więc ropy bezparafinowej) w szerokie zamknięte formy, jak Dominguez, Long Beach, Santa Fe Springs i Ventura Avenue (w których ropy są mniej lub więcej parafinowe) [1]). Wniosek o zależności typu parafinowego od utworów foraminiferowych, a typu asfaltowego od materiału roślinnego (diatomeowe), byłby niezgodny z tym, co zaznacza się w Pensylwanii, gdzie ropy parafinowe są na obszarze osadów ze stałą zawartością roślinnych szczątków, co prawda wyższych form (fukoidy).

Mid-Continent (C. W. Tomlinson, A. Levorsen in Probl. of Petr. Geol.).

Ta wielka prowincja jest zespołem poszczególnych mniejszych, różniących się mniej lub więcej budową i składem geologicznym. Całość zespołu jest ograniczona od SE, S i SW starszymi ramami, tylko częściowo występującymi na dzisiejszą powierzchnię ziemi, a przeważnie w postaci podziemnych grzbietów (burried ridges), jak Wichita-Arbucle, granity Nemaha, siodło przedkarbońskich utworów Oklahoma City i innych, mających często budowę fałdowych stref, rozmieszczonych kulisowo (en échelon). Ropne poziomy należą do utworów paleozoicznych różnego wieku, z wyjątkiem najbardziej południowej z poszczególnych prowincyj wzdłuż strefy uskoków (Balcones, Mexia) Wschodniego Teksasu, ropne pola Mexia, Powell, Luling i inne, i w wielkiej synklinie Wsch. Teksasu, pola Buggy, które zawierają ropy w utwo-

[1]) H. Hoots, A. Blount and P. Jones. Marine oil shale, source of oil in Playa del Rey Field, Cal. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 1935, 2. Ropa 22—24, 2 A. P. l. naftenowo-paraf., zaw. S do 2,7%: łupki nie diatomeowe zawierają tylko foraminifery, piryt, rozpuszczalnego w chloroformie bituminu do 6,05% i do 15% przez destylacje: produkt destylacji — bazy naftenowo-parafinowej.

rach kredy i trzeciorzędu. Stopień pofałdowania jest ogólnie bardzo słaby, a kierunek fałdów niezgodny z tektonicznymi kierunkami obramowania i uzależniony raczej od miejscowych pionowych wypiętrzeń i zanurzeń. Na fałdach łagodny upad warstw wzrasta z głębokością; na siodłowych wypiętrzeniach miąższość seryj jest mniejsza, niż na stokach. Możnaby przypuszczać, że dysharmoniczny układ zależy od stopniowego narastania fałdów w czasie sedymentacji, lub może być wynikiem niejednakowego ściśnięcia osadów w czasie ich zestalenia. Jako zbiorniki ropne służą tu różne skały piaskowce (Kansas, Oklahoma, Panhandle w Teksas, East Texas) i wapienie rafowe w permskim solnym zagłębiu Zach. Teksasu i w Now. Meksyku (Big Lake, Yates), również krzemionkowe ordowickie wapienie (Arbucle w Big Lake i w Oklahoma City); złoża są na łagodnych antyklinach (Cushing, Big Lake), na obszarach monoklinalnych miejscami w postaci wąskich stref piasków, zapełniających prastare rzeczne łożyska od strony wypiętrzeń, lub stare brzeżne wały na plażach równoległe do brzegu (typ shoestring = sznurowadło, analog. do złóż w Pechelbronn i Majkopie): największe pola znajdują się na granicy niezgodnego uwarstwienia pomiędzy seriami górnego (Cherokee Shale) i dolnego (Chatanooga shale) karbonu, albo górnego karbonu i kambru, również pomiędzy kredą dolną i górną (East Texas), lub w strefie uskoków (Mexia, Luling). Złoża znajdują się w tych wypadkach niezależnie od fałdowania, niezależnie od tego, czy przerwa w sedymentacji przy niezgodnym uwarstwieniu była długa, lub krótka. Każda niezgodność prowadzi do wyklinowania (wedge-edge), więc do zamknięcia zbiornika, powstałego na rozmytej (zerodowanej) powierzchni i zachowującego ropę powstałą wcześniej; związek pomiędzy zbiornikiem i ropą nie jest genetyczny, lecz wyłącznie strukturalny, chociaż nie tektoniczny.

Inne stosunki są w zbiornikach wapiennych (rafowych), które są otoczone również wapieniami i marglistymi osadami, które można byłoby przyjmować za macierzyste utwory. Obwody ropnych pól odpowiadają często ściśle przestrzeni, zajętej przez skały-zbiorniki; w innych wypadkach w tychże skałach, wychodzących poza obwód stwierdzonego ropnego

pola, zwykle są tylko okalające wody (edge-water) pod wysokim ciśnieniem.

Solanki towarzyszące złożom mają koncentrację tym większą, im poziom jest głębszy, np. w wapieniach ordowickich. Pomimo bardzo różnych strukturalnych form ropnych pól w różnych prowincjach Mid-Continent ich ropy są ogólnie typu parafinowego z niewielką domieszką składników asfaltowych o zmniejszającym się cięż. gat. (od 0,84 do 0,78) w miarę głębokości poziomu; z powiększeniem głębokości na 1000 stóp c. g. ropy zmienia się w serii permskiej na 4,8° Bé, a w serii górnego karbonu na 2,2° Bé.

Wyjątek z tego prawa stanowią ropy w poziomach kambro-ordowickich, w nich ropy pozostają jednakowo lekkimi na bardzo różnych głębokościach.

W poziomach górnej kredy w strefie uskoków (Navarro formation i Taylor marl) ciężka ropa znajduje się niżej, a lekka ropa wyżej; jeszcze głębiej, na granicy dolnej kredy, w piaskach Woodbine (poziom East Texas) — ropa lekka. Na polach East Texas ropy w piaskowcu Woodbine mają c. g. 0,8333—0,8235; gazy zawierają wysoki procent ciężkich składników i wskutek wysokiego ciśnienia w pokładzie znajdują się prawdopodobnie w stanie płynnym; w górnych partiach zbiornika nie ma nagromadzenia swobodnego gazu.

Na polach Mid-Continent można zauważyć, że nie ma stosunku pomiędzy głębokością znajdowania się zbiornika i ciśnieniem w nim:

Pole Seminole	głębokość w stopach	ciśnienie w funtach	ekwiwalent słupa wody w stopach
Misener sand	3.967	988	2.276
Hunton, wapień	3.980	1.520	3.502
Simpson, dolomit	4.068	1.152	2.654
Wilcox I	4.124	637	1.467
Wilcox II	4.217	800	1.843

W zbiornikach przedzielonych kilku, lub kilkudziesięciu stopami ciśnienie jest bardzo różne. Poziom Wilcox sand (ordowicki) znajduje się na ogromnej przestrzeni, a niejednakowe ciśnienia w nim świadczą, że poziom nie ma połączenia z powierzchnią ziemi. Nie wiemy jednak, jaki jest w różnych partiach tych piasków stopień oporu wskutek tarcia.

Poziom stratygraficzny Woodbine sand (górna kreda) zawiera ropne poziomy: w East Texas w związku z niezgodnym jego uwarstwieniem (wedge edge) na dolnej kredzie; w Boggy Creek około słupa solnego, przy czym z piętnastu odkrytych tu słupów tylko około jednego; w strefie Mexia fault, 10 pól ropnych, przy czym uskok służył jako opór (trap) do przemieszczenia i nagromadzenia ropy po czasie powstania uskoku. Woodbine sand w East Texas uległ częściowemu rozmyciu i niezgodnemu pokryciu przez wapienie Austin. Przy ogólnym monoklinalnym upadzie piasków Woodbine są one zebrane w łagodne antykliny lecz płonne, a nie ropne, jak około solnego wypiętrzenia Boggy Creek. Jeżeli przyjmiemy szeroką boczną migrację, nie można wytłumaczyć płonności takich antyklin i miejsc około licznych solnych wypiętrzeń: pozostaje przypuszczenie, że ropne złoża w poziomie w Woodbine sand znajdują się jedynie tam (East Texas, Boggy Creek, Mexia fault), gdzie około tych piasków istniało już większe nagromadzenie organicznego materiału.

Gulf Coast (Donald C. Barton, Marcus A. Hanna in Probl. of Petr. Geol.).

Wypiętrzenia solne (słupy, ekzematy, Salt dome) w Stanach Zjednoczonych są rozpowszechnione w prowincji Brzeżnej (Gulf Coast) w Teksasie i Luizianie i spotykają się, jako zjawiska rzadkie, w Utah i Colorado. Morfologia wypiętrzeń nie jest skomplikowana; w przekroju poprzecznym są to ciała eliptyczne lub okrągłe, rzadziej wyciągnięte. Rozmieszczenie 130, czy więcej, wypiętrzeń na brzeżnej nizinie może być ujęte przypuszczalnie w związku z krzyżowaniem uskokowych szczelin równoległych do znacznych uskokowych jednostek, jakimi są system uskoków Balcones fault i system Red River; natomiast wypiętrzenia solne w Pol. Wschodnim Teksasie (Van, Buggy i inne) znajdują się wzdłuż osi wielkiej synkliny, na wschodnim skrzydle której znajduje się słynne ropne pole East Texas; poszczególne wypiętrzenia znajdują się na lekkich drugorzędnych siodłach tej wielkiej synkliny.

W rozwoju solnych wypiętrzeń są trzy stadia: młodości — przeważnie głębokie wypiętrzenia nie występujące około powierzchni; dojrzałości — morfologiczne formy najlepiej wykształcone, a same wypiętrzenia są przybliżone do powierzchni; starości — morfologiczna forma uległa zniekształceniu,

często z przewaleniem w tę lub inną stronę, wskutek osuwania się górnej części i długotrwałego wietrzenia około poziomu gruntowych wód (Salzspiegel). W Rumunii i w Niemczech niektóre wypiętrzenia solne mogą być krańcową formą złuskowania przy wyraźnych orogenicznych napięciach; w Południowym Iranie i w Teksas-Luizianie przeważa prawdopodobnie regionalne statyczne ciśnienie nadkładu, przy czym zluźnienie wzdłuż systemu szczelin i uskoków i erozja (rozmycie) może zmniejszać przeciwwagą bezpośrednio nad wypiętrzeniem, jak to miało być na wypiętrzeniach około kanjonu Colorado.

Wiek solnych warstw przyjmują za permski, z pewnymi jednak zastrzeżeniami. Czas wypiętrzenia tych mas przypada od eocenu do dziś; obecność kredowych utworów gdzie niegdzie w nadkładzie (super-cap rock) stwierdza, że proces wypiętrzenia rozpoczął się po czasie kredy: warstwy eocenu około słupów solnych są nachylone i pokryte niezgodnie warstwami oligocenu i miocenu. Te stosunki pozwalają twierdzić, że sedymentacja i wypiętrzenia były synchroniczne, a sedymentacja odbywała się w morzu płytkim, możliwie nawet w brzeżnych lagunach. Utwory eocenu, oligocenu i miocenu należą do typowo morskich, częściowo do słonowatych (brakisch), rzadko bitumicznych i zawierających we wszystkich poziomach foraminifery.

Solna masa zawiera oprócz soli różne ilości anhydrytu w postaci ziaren i pasemek. Na słupach solnych w stadiach dojrzałości i starości znajduje się większej lub mniejszej miąższości „czapa" — cap rock, złożona z produktów wietrzenia solnych mas, więc z anhydrytu i gipsu (z siarką) i często z porowatych wapienno-dolomitowych utworów.

Według innego tłumaczenia gipsowo-anhydrytowa czapa może być szczątkiem normalnego osadu w stropie solnej masy, wyniesionego, rozkruszonego i ponownie scementowanego w czasie wyciśnięcia solnego słupa; natomiast wapienie i siarka na niektórych słupach są produktami wietrzenia i metasomatyzmu.

Nad czapą znajdują się, zwykle nieco kopułowato wygięte, warstwy przeważnie pliocenu i czwartorzędu; ten utwór nazywają „super-cap rock" (nadkład). Naokoło na zboczach solnego wypiętrzenia występują w różnym stopniu nachy-

lenia piaskowce, piaski, iły, łupki i margle wieku od eocenu do miocenu, zwykle pokryte znacznej miąższości szutrem i iłami pliocenu i czwartorzędu. Ropne poziomy znajdują się w warstwach eocenu, oligocenu i miocenu na zboczach słupów, w cap-rock (dolomitowe wapienie słynnego z wydajności złoża Spindletop) i w nadkładzie.

Ropy należą, według B a r t o n a, do typu ciężkich (0,920) bezparafinowych; z głębokością zmieniają się na lżejsze (0,8589 w głęb. 5000 stóp) i częściowo z zawartością parafiny. Ropa w piaskach w Woodbine sand, górnej kredy (jak na polu East Texas) na wielkim wypiętrzeniu Sabine uplift na polach Caddo jest parafinową i ma c. g. 0,8333 i więcej.

Ropy z różnych poziomów dają, według B a r t o n a, inne ilości lotnych składników, oleju gazowego, nafty i pozostałości, więc charakter rop jest odrębny.

Ostatnio w Stan. Zjedn. [1]) przyjęto określenie bazy ropy przez cięż. gat. w stopniach A. P. I. (bardzo mało różniących się od stopni Beaumé) frakcji N 1, pomiędzy 250° i 275° C przy normalnym ciśnieniu i według punktu zmętnienia (stygności, krzepnięcia) frakcji N 2, pomiędzy 275° i 300° C przy 40 mm ciśnienia. C. g. frakcji N 1 od 40 Bé i więcej świadczy o bazie parafinowej; c. g. od 33 Bé do 40 Bé jest wskaźnikiem przejściowej (intermediate) bazy; c. g. mniejszy od 33 świadczy o bazie mieszanej parafinowo-naftenowej, czy też o naftenowej bazie.

Punkt zmętnienia frakcji N 2 niższy od 5° jest wskaźnikiem braku stałej parafiny, a wyższy od 5° wskazuje na obecność stałej parafiny; ropy naftenowej bazy nie zawierają stałej parafiny, i obecność jej pozwala rozróżniać ropy mieszane.

Można być różnego zdania o ścisłości tej metody, lecz daje ona wyniki, nadające się do porównania dla naukowej i praktycznej interpretacji analiz rop. Mniej więcej te same wyniki w stosunku do odróżnienia rop bazy parafinowej i często asfaltowej daje określenie w ropie stałej parafiny (według H o l d e) i punkt stygnięcia pozostałości, t. j. frakcji od 300° C do końca. Analizy zebrane w dziele Dav. T. D a y

[1]) S m i t h and L a n e, Tabulated Analyses of Representative Crude Petroleums of the United States. U. S. Bureau of Mines. Bull. 291, 1928.

(A Handbook of the Petroleum Industry, 1922, Vol. 1, str. 539—586) dają przeważnie zawartość stałej parafiny, więc w wielu wypadkach nadają się do porównawczych zestawień. Podział rop według bazy bynajmniej nie przeczy podziałowi technicznemu rop; w ropach o zawartości 5% do 9% stałej parafiny nie może być związków parafinowych mniej, jak 60—70%. Ropy minusowe i plusowe, rozróżniane według zwykłej technicznej próby, są w każdym razie krańcowymi typami rop asfaltowych (tar-base), często naftenowych, i rop parafinowych. Taka próba pozwala zaliczyć ropę Pensylwanii, nie zawierającą stałej parafiny, do rop parafinowych, wraz z ropą Zach. Wirginii, zawierającą stałej parafiny od 3% do 9%, a minusowe ropy np. z piaskowców ciężkowickich w Potoku lub w Równem zaliczać do bezparafinowych, nie zważając, że w benzynach tych rop zawartość węglowodorów szeregu parafinowego dochodzi do 58,5% i 63% (według dr Szajny).

Liczne stare analizy rop, zebrane w dziele Englera (Das Erdöl. Tabellen zum ersten Bande, 1913), podają frakcje w tak różnorodnych granicach, że analizy nie mogą być użyte dla zestawienia według metody amerykańskiej. W wyjątkowych jednak analizach tablice zawierają frakcje, odpowiadające N 1 amerykańskiej metody, i można widzieć, że ropy z pól Bradford i Venango w Pensylwanii mają c. g. tej frakcji około 45° A. P. I., więc obie ropy są parafinowej bazy, chociaż stałej parafiny nie dają; ciężka ropa Bibi-Ejbatu (0,8768) ma c. g. frakcji N 1 — 33° A. P. I., więc należy do bazy przejściowej lub parafinowo-naftenowej, jak również ciężka (0,9136) ropa z Kaja Kent, pod którą głębiej nawiercono lekką ropę parafinową.

Według Barton a, typowo naftenowa ciężka ropa jest właściwa w Gulf Coast w osadach mioceńskich; z głębokością w tychże poziomach ropa zmienia się w bardziej lekką.

Ropy w utworach oligocenu i eocenu są ogólnie lżejsze, nadto występują tu ropy bazy przejściowej i mieszanej z zawartością stałej parafiny; w granicach każdego stratygraficznego poziomu ropy zmieniają się z głębokością na lżejsze.

Ropy, należące do różnych stratygraficznych poziomów i znajdujące się dziś w jednakowej absolutnej głębokości, są

tym lżejsze, im wiek poziomu jest starszy. Każdy stratygraficzny poziom zawiera jakby właściwą temu poziomowi normalną pierwotną ropę; te pierwotne ropy były prawdopodobnie podobne do siebie i należą do typu naftenowego. Z biegiem czasu normalne ropy każdego stratygraficznego poziomu zmieniają się powoli w mieszane i tym bardziej, im wiek jest starszy (geotermiczne wpływy, zwiększenie ciśnienia, czas geologiczny, katalityczne i chemiczne wpływy siarki). Różnice w charakterze dzisiejszych rop w warstwach miocenu, oligocenu, eocenu i kredy, otaczających solne wypiętrzenia, stanowią następujące po sobie stadia takiej zmiany. Taka ewolucja rop zaznacza się w zwiększeniu stosunku H do C, czyli naturalną hydrogenizacją, lecz bynajmniej nie w wyniku reakcji między każdorazowo surową ropą i metanem (ta myśl jest bliska do myśli o metanizacji według H ö f e r a).

Poglądy B a r t o n a zostały ostro zaatakowane przez K r e j c i - G r a f a, według którego wszystkie ropy typu złóż Gulf-Coast pochodzą z jednej mniej więcej parafinowej ropy, znajdującej się na największych osiągniętych tam głębokościach (więc kredowej typu poziomu Woodbine) i są produktem migracji do góry i utworzenia asfaltowej czapy.

K r e j c i - G r a f, posuwając dalej rozumowanie B a r t o n a, przypuszcza, że logicznie biorąc rzeczy musielibyśmy zgodnie z B a r t o n e m uważać za pierwotny materiał rop bitumiczne utwory, najbliższe powierzchni ziemi i najcięższe, t. j. asfalty (?). Przeciwko myśli o zmniejszeniu c. g. z głębokością przytacza K r e j c i - G r a f zupełnie nieodpowiednie tu przykłady, jak Ventura Avenue, Surachany i inne. Myśl B a r t o n a o możliwości pierwotnego pochodzenia naftenowej ropy chce on obalić, powołując się na E n g l e r a, który rzekomo miał wykazać, że „bezpośrednie utworzenie naftenowej ropy [1]) z organicznej substancji (zwierzęcej lub roślinnej) jest wykluczone“ (Fortschr. der Oelgeologie, str. 24). E n g l e r mówi natomiast tylko, że ponieważ „nie jest znanym taka organiczna substancja w większej ilości, którąby zawierała już cykliczne związki, więc bezpośrednie utworzenie takiej ropy nie jest możliwe“ [2]).

[1]) mającej skład z związków cyklicznych.
[2]) E n g l e r in H ö f e r, Das Erdöl, 1922, str.

B a r t o n w swojej następnej pracy [1]) stara się wykazać, że na polu Spindletop ropy o odrębnych właściwościach występują w pewnych ograniczonych stratygraficznych strefach — w cap-rock, w środkowym miocenie, dolnym i oligocenie. Charakter każdej z tych rop kształtuje się pod wpływem zmian trzech rodzajów: a) migracji poprzek uwarstwienia, b) zróżnicowania według c. g. bezpośrednio w jednym wspólnym zbiorniku, c) normalnej zmiany z powiększeniem głębokości występowania i wieku osadów.

Pierwszy rodzaj prowadzi do zmian od cięższej ropy do lżejszej przy zmniejszeniu ilości pozostałości i lepkości ropy. Drugi rodzaj zaznacza się w górnych partiach zbiornika występowaniem ropy z nieco większą zawartością lekkich frakcyj. Trzeci rodzaj daje się ustalić przez zmniejszenie c. g. jak ropy surowej, tak i jej frakcyj i przez zwiększenie ilości części lekkich frakcyj w miarę zwiększenia głębokości; ten rodzaj zmian jest wynikiem zwiększenia temperatury i ciśnienia i zależy od stratygraficznego poziomu, więc nie może być ustalony dla rop w strefie cap-rock.

Występowania pewnych rop w ograniczonych stratygraficznych strefach może być wynikiem odrębnych dla nich macierzystych skał. Żadna z wyróżnionych rop nie mogłaby powstać z innej przez procesy wietrzenia: wyparowanie lżejszych składników w stosunkowo płytkich poziomach nie może wytłumaczyć różnicy w cząsteczkowym charakterze rop ze zmianą głębokości poziomów; reakcje z siarką nie mają znaczenia w tym wypadku, bo zawartość jej różni się dla niejednakowych rop o 0,07%. Utlenienie wytwarza nierozpuszczalny asfalt, nie wyzywając zmian w pozostałej płynnej ropie. Według B a r t o n a, wytłumaczenie różnicy pomiędzy ropami tylko migracją jednego typu ropy byłoby bardziej niedouwierzenia, niż powstanie niejednakowych rop z różnych macierzystych utworów.

B a r t o n jest skłonny szukać pierwotnego źródła ropy każdej stratygraficznej jednostki w osadach odpowiedniej serii o znacznej miąższości, a nie w jakimś jednym źródle w głębokości i w następnej migracji ropy do różnych poziomów. Lokalne czynniki jak filtracja, wyparowanie, wpływy

[1]) D. B a r t o n, Variation and migration of crude oil at Spindletop. Jefferson County, Texas. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 1933, 5.

chemiczne mogą zmieniać i zaciemniać stopniową ewolucję rop. Również zwraca on uwagę, że nie tylko młodsze i stosunkowo niegłębokie ropy Gulf Coast, lecz także ropy w pliocenie i miocenie Kalifornii należą do typu naftenowych, z pewną domieszką związków terpenowych i aromatycznych.

Nagromadzenie ropy w złoża w prowincji Brzeżnej jest uzależnione nie od siodeł, lecz jedynie od form, otrzymujących zamknięte obwody około słupów solnych, jak miejsca największej różnicy ciśnień w bloku, ulegającym lekkiej deformacji.

K r e j c i - G r a f [1]) w całej serii swoich artykułów zwraca się do zmian cięż. gat. ropy z głębokością i ustala prawa takiej zmiany (Dichteregel): dla rop parafinowych zmniejszenie cięż. gat. ku górze, a dla rop typu asfaltowego zwiększenie cięż. gat. ku górze. Ropy asfaltowe mają znajdować się zawsze nad parafinowymi i stanowią właściwie ich c z a p ę t. j. produkt procesów około powierzchni ziemi; wysokocząsteczkowe składniki rop asfaltowych są produktem utlenienia, polimeryzacji i zgęszczenia cząsteczek lżejszych i prostych węglowodorów parafinowych.

Prawo K r e j c i - G r a f a zmiany właściwości ropy parafinowej zupełnie zgadza się z tym, co zostało na razie ustalone w Pensylwanii, Mid Continent i Gulf-Coast. Dla ropy naftenowej w Gulf-Coast B a r t o n zaznacza zwiększenie cięż. gat. ku górze, więc to samo prawo, które ogłasza K r e j c i - G r a f dla ropy asfaltowej; jeżeli danym B a r t o n a ma przeczyć wypadek Ventura Avenue i Kettleman Hills, to w takimże stopniu przeczy on i prawu K r e j c i - G r a f a, bo ropy w tych złożach nie są ani typowo parafinowymi, ani typowo naftenowymi.

Szkoła amerykańska od dawna już zwróciła uwagę, że chemiczne i fizyczne badania rop muszą być ściśle koordynowane z geologicznymi faktami, jak poziom stratygraficzny zbiornika, dzisiejsza głębokość poziomu i jego różnych części, charakter skał w spągu i w stropie i charakter skał zbiornika, geologiczna historia zbiornika i całej serii ropnej (możliwe

[1]) K r e j c i-G r a f, Geochemie der Erdöllagerstätten. Abh. prakt. Geol. 20, 1930. — Grundfragen der Oelgeologie. Schr. Brennstoff-Geol. 4, 1930, str. 77—78. — Oelgeologie als Grundlage einer methodischen Lagerstätten-Suche. N. Jahrb. Min. etc. Beilage Bd. 73, 1934, str. 203.

przystosowanie się ropy, gazu i wody w miarę zmiany geologicznych warunków — filtracja, lokalne zmiany chemiczne ropy i wody), budowa tektoniczna regionalna i formy lokalne. Tylko po uwzględnieniu całokształtu geologicznych faktów analizy rop i wody otrzymują geologiczne znaczenie, np. wpływ odgazowania zbiornika na pochodzenie solanek, wpływ wody na właściwości ropy, wpływ otaczających skał. Takie zbiorowe badania (kompleksowe według już utartego wyrazu u rosyjskich geologów) najprędzej mogą doprowadzić do rozwiązania zagadnienia o migracji ropy i o skałach macierzystych. Dla wniosków o charakterze ogólnych praw, jak Dichteregel K r e j c i - G r a f a, koniecznym byłoby każdorazowe wyeliminowanie wpływu czynników drugorzędnych (filtracja, wyparowanie, odgazowanie, ciśnienie i t. d.), lecz gruntownie zmieniających niektóre właściwości ropy. Prawa ustalone przez K r e j c i - G r a f a są tylko powtórzeniem myśli E n g l e r a i myśli B e e b y T o m p s o n a[1]: „fakty, przemawiające za ścisłym stosunkiem pomiędzy ropami parafinowej i asfaltowej bazy, narzucają wątpliwość co do odrębnego pochodzenia tych rop; w granicach poszczególnych ropnych pól ropy parafinowej bazy występują często pod ropami bazy asfaltowej, a wypadek odwrotny nie był mu znany".

Wypadki takie są jednak znane, przynajmniej o ile ropy należą do ropnych serii w różnych stratygraficznych jednostkach (Wyoming i patrz dalej str. 544).

Niemcy (Deutsches Erdöl. Brennst. - Geologie. H. 7, 1931 i H. 9, 1934. J. S t o l l e r, Deutschland, E n g l e r, Das Erdöl, 2 Auflage, 1930).

W Hannowerskim okręgu Niemiec złoża ropne znajdują się około słupów solnych; z ilości około 64 znanych tu słupów, ropne złoża występują tylko około czterech, czy sześciu: Wietze, Hönigsen-Nienhagen (okr. Celle), Oelheim i Oberg (okr. Peine).

Wypiętrzenia solne nie różnią się morfologicznie i stadiami rozwoju od słupów solnych znanych w innych krajach, chociaż powstanie ich łączą raczej z fazą pohercyńskiego

[1]) B e e b y T o m p s o n, Oil-field exploration and development. London 1922, str. 52—53.

fałdowania (saksońska orogenezy alpejskiej), a nie wyłącznie ze statycznym ciśnieniem nadkładu, jak w Stanach Zjednoczonych i w południ.-wsch. Persji [1]). Ropne poziomy stwierdzono w warstwach senonu, dolnej kredy (Valendis i Weald), górnego doggeru, dolnego doggeru i na granicy dolnego liasu i rötu [2]).

Ropa senońska z niewielkiej głębokości jest asfaltowa z niewielką domieszką parafiny, c. g. 0,960—0,935.

Ropy dolno-kredowe, z poziomu najbardziej wydajnego w Hönigsen-Nienhagen, są parafinowe (6,20% do 1,3%) z zawartością asfaltu (3,20% do 0,30%), więc typu raczej mieszanego. C. g. zmniejsza się od 0,973 w 180 m do 0,875 w 1300 m, przy jednoczesnym zmniejszeniu stopnia lepkości i zwiększeniu wydajności benzyny.

Ropy górnego doggeru różnią się wysoką zawartością parafiny (do 9,5%) przy stałej domieszce asfaltu (2,56%). C. g. zmienia się od 0,945 w głębokości 70 m do 0,891 w głębokości 919 m. Lepkość jest wysoka przy bardzo małej wydajności benzyny.

Ropy dolnego doggeru są lekkie, w głęb. od 240 m do 558 c. g. zmienia się od 0,861 do 0,857; zawartość parafiny znacznie niższa — w przytoczonych głębokościach — 1,6% i 3,1% przy zawartości asfaltu — 3,26% i 0,80%; wysoka zawartość benzyny i niska lepkość ropy.

Ropy dolnego liasu są parafinowe z małą domieszką asfaltu; w głęb. 118 m zawartość parafiny 2,7% i asfaltu 1,65%, c. g. 0,892; w głęb. 1024 m — parafiny 4,9%, asfaltu 0,54%, c. g. 0,857.

Według S t u t z e r a, ropa dolnego doggeru, różniąca się ostro od ropy górnego doggeru, jest bliższa swymi fizycz-

[1]) J. V. H a r r i s o n. The Geology of some Salt-Plugs in Laristan. Quart. Journ. Geol. Soc. 1930, LXXXVI, 344. — H a r r i s o n. Salt Domes in Persia. Journ. of the Inst. Petr. Techn., 1931, May. — J. W. G r e g o r y, Structure of Asia. London 1929.

[2]) H. S t e i n b r e c h e r und O. S t u t z e r, Chemische Untersuchung Deutscher Erdöle und ihre Auswertung nach Tiefenlage und geol. Formation. Brennstoff-Geol., 9, 1934. To samo Petroleum, 1934, N. 39.

Prof. O t t o S t u t z e r, wybitny geolog niemiecki, organizator katedry i Instytutu Brennstoff-Geologie w Freibergu w r. 1927, założyciel i redaktor czasopisma: Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie, zmarł nagle 29. IX. 1936 w wieku 55 lat.

no-chemicznymi właściwościami do rop dolnego liasu. Dla każdej serii ropnej wyraźnie występuje zmniejszenie c. g. z głębokością. Według ogólnie przyjętych norm ciężkie ropy dolnej kredy i górnego doggeru są parafinowe typu mieszanego, a lekkie ropy dolnego doggeru i dolnego liasu są parafinowe z nikłą zawartością asfaltu; te lekkie parafinowe ropy nie zmieniają swego zasadniczego charakteru do głębokości nawet 180 m w Oelheim, gdzie na tej serii leży niezgodnie seria waldu z ciężką parafinową ropą.

K r e j c i - G r a f wyciąga z tych samych materiałów wniosek, że w Hannowerskim okręgu ropy pokazują „Dichteregel" rop asfaltowych; jeżeli dla dwóch górnych poziomów można mówić o typie ropy mieszanym, to dwa dolne poziomy zawierają ropy parafinowe, dla których wbrew oczywistości K r e j c i - G r a f woli mówić o „Dichteregel" rop asfaltowych jako wypadku dla rop parafinowych (Fortschr. d. Oelgeol., str. 34); ma to być wynikiem filtracji i utworzenia się czapy przez zwiększenie zawartości asfaltu w ropach serii dolnej kredy. Dowolnie też K r e j c i - G r a f uważa serie głębsze za lepiej uszczelnione, niż serie górne, chociaż na WNW stronie solnego wypiętrzenia Nienhagen dominują warunki geologicznego układu raczej odwrotne.

Po odkryciu ropnego poziomu w dolomitowych wapieniach dolnego cechsztynu pod solną serią cechsztynu w Volkenrode w Turyngii na południowej stronie Harzu, ożywiła się dyskusja, czy ropy obszaru Hannowerskiego nie pochodzą ze źródła macierzystego pod formacją solną. Ropa Volkenrode ma c. g. 0,834 (37,8 A. P. I.) i zawiera 1,94% parafiny. K r e j c i - G r a f wystąpił jako jeden z gorących obrońców myśli, że ropy dostały się w różne poziomy Hannowerskiego mezozoiku z cechsztynu; „rewelacyjne" odkrycie A r c h a n g i e l s k i e g o na dnie Czarnego Morza osadów z zawartością 23—25% organicznej substancji pozwala mu uważać wszystkie faciesy mezozoiku północnych Niemiec za nieodpowiednie dla powstania w nich macierzystej ropnej substancji (Deutsches Erdöl, 1934, str. 84—85).

Odkrycie ropnych poziomów w seriach stratygraficznie głębszych uważa się za dowód migracji ropy w poziomy stratygraficznie wyższe. Natomiast w Oberg w serii dolnego dog-

geru stwierdzono, że ropne poziomy są ześrodkowane wydłużonymi strefami piasków pośród iłów i glin [1]), podobnymi do shoestring Kansasu.

Rumunia (G. Macovei in Engler's Erdöl, 2 Auflage, 1930. Macovei, P. Voitesti in Karpaty i Przedgórze III, Borysław, 1935).

Wyniki systematycznych badań, wykonanych przez Geol. Instytut Rumunii [2]), wykazują ponad wszelką wątpliwość, że ropy w poziomach oligocenu, meotu i daku, stanowiących główne ropne serie Rumunii, różnią się swymi właściwościami.

Ropy w utworach oligocenu są parafinowe w Moinesti i Zemes i nawpół parafinowe w Stanesti; ropy w warstwach meotu są parafinowe w Moreni (15,2—19,2% aromatycznych związków), Gura Ocnitei (11,6% zw. arom.), Ochiuru, Runcu, Chiciura (nawpół parafinowa), Boldesti (11,4% zw. arom.), Baicoi (19,1% zw. arom.), Scaiosi, Ceptura (10,5% zw. arom.), Aricesti, Arbanasi (21% zw. arom.), lub rzadziej bezparafinowe — Copaceni i Moinesti. W ropach dolnych warstw meotu zawartość parafiny jest większa, niż w ropach warstw górnych; w Moreni ropa poziomu I zawiera parafiny 4,5%, a ropa poziomu III. — 6%.

Ropy z warstw daku są bezparafinowe, rzadziej z domieszką parafiny do 3—3,7%, jak w Moreni (14,3% zw. arom.), Gura Ocnitei (13,3% zw. arom.), Ochiuri (4,4—7,2% zw. arom.), Glodeni, Baicoi (13,7% zw. arom.), Tintea (10,7% zw. arom.).

W warstwach mioceńskiej solnej formacji ropa pól Tetcani jest parafinowa (19,5% zw. arom.).

Ropy w jednych poziomach stratygraficznych różnią się cięż. gatunk. znacznie od rop z innych poziomów. Ropy z poziomów daku w Moreni mają c. g. w granicach 0,845—0,925

---

[1]) R. Herrmann, Die Erdöllagerstätte von Oberg bei Peine. Brennstoff-Geol., 7, str. 136—137, 142—145.

[2]) Prof. E. Casimir, Destillationsergebnisse und allgemeine Eigenschaften der rumänischen Erdöle. Petroleum, 1934, N. 40, 44.

Stare analizy Edeleanu (1908 r.) nie zawsze nadają się do porównania; patrz również Krejci-Graf, Geochemie der Erdöllagerstätten, erläut. an den rumänisch. Vorkommen. Abh. zur praktischen Geologie und Bergwirtschaft, 20, 1930.

i na północnym skrzydle są lżejsze (0,785—0,830); ropy z poziomów meotu mają c. g. w granicach 0,820—0,865. W Gura Ocnitei c. g. rop meockich waha się w granicach 0,820—0,855, a rop z poziomów dackich w granicach 0,820—0,900, w Moreni c. g. ropy w warstwach dackich zwiększa się ku górze, a w Ochiuri najcięższa ropa (0,926) występuje w najniższych poziomach serii dackiej.

W Tintea bezparafinowa ropa serii dackiej na północnym skrzydle ma c. g. 0,880—0,910, a na południowym — 0,828 i zawiera parafiny do 1,9%.

W Tetcani parafinowa ropa z płytkich szybów kopanych ma c. g. 0,799, a z szybów wierconych głębszych — 0,8117.

W Boldesti c. g. parafinowej ropy meockiej (0,837—0,844) zmniejsza się ku górze.

W obydwuch ostatnich wypadkach można przypuszczać wpływ filtracji ropy przez piaski (w Tetcani nawet konglomeraty) podobnie, jak w Ventura Avenue i Kettleman Hills (ropa naftenowa), albo w Surachanach (ropa parafinowa). Krejci-Graf przytacza te przykłady w dowód prawa zmiany c. g. dla rop parafinowych. W wynikach badań prof. Casimira widzi Krejci-Graf potwierdzenie swego wniosku (Geochemie, 1930, str. 7—81), że poziomy dobrze uszczelnione (meockie Aricesti, Boldesti, Ceptura, Moreni, Ochiuri, oligoceńskie Moinesti, Zemes) zawierają ropy parafinowe, a złoża nieuszczelnione (ausbeissende) (dackie w Moreni i Ochiuri, meockie w Moinesti, oligoceńskie w Stanesti), lub ongiś występujące około powierzchni, zawierają ropy asfaltowe. Naftenowy charakter meockiej ropy Copaceni tłumaczy Krejci-Graf również nieuszczelnionym układem złoża (Fortschr. d. Oelgeol., str. 33). W innej swojej pracy (Erdöl, str. 134—135) tłumaczy on zwiększenie c. g. ku górze w ropach naftenowych wpływem tlenu z powierzchni, a zmniejszenie c. g. w tymże kierunku w ropach parafinowych filtracją; w innym miejscu wprost nazywa Dichteregel der Paraffinöle—Filtrierungsregel. Wyjątkami z tego „Dichteregel" jest utworzenie z ropy parafinowej ozokerytu przez wyparowanie około powierzchni ziemi, oraz ponowna filtracja ropy naftenowej po jej utworzeniu i stopniowa przy tym utrata cięższych składników. Dlaczego przy poprzedniej fil-

tracji ropy naftenowej, kiedy to ona ma stopniowo powstawać z ropy parafinowej, ta filtracja nie prowadzi do zmniejszenia jej c. g. — K r e j c i - G r a f nie mówi. Opierając się na licznych spostrzeżeniach o wpływie wód na asfaltyzację ropy, K r e j c i - G r a f uogólnia znaczenie tego czynnika: „ropy asfaltowe są czapą (Hutbildung) na ropach parafinowych".

Z chemii wiadomo, że parafiny są to związki nasycone (krańcowe), uszeregowane w otwarty łańcuch bez bocznych odgałęzień (normalne), lub z takimi odgałęzieniami (izomery); nie jest wykluczone (prof. S u i d a u. P ö l l, Petroleum, 1934, N. 25), że do takich łańcuchów są dołączone również inne węglowodorowe związki o budowie otwartej lub zamkniętej cyklicznej (pierścieniowej), które jednak nie mogą zmieniać wyraźnych właściwości nasyconych związków przeważających w tym wypadku. Nafteny są również nasycone lecz cykliczne związki z dołączonymi do nich bocznymi, niedługimi łańcuchami, które również nie mogą zmieniać zasadniczych cech związków cyklicznych. Pomiędzy obydwoma grupami muszą istnieć „niewyjaśnione jeszcze i nieznane" przejściowe formy.

O związkach aromatycznych można powiedzieć, że są to naturalne związki nienasycone przeważnie budowy cyklicznej, lecz bez wyraźnych właściwości innych nienasyconych związków (olefiny), otrzymywanych tylko w produktach destylacji. Tyle uczy chemia.

K r e j c i - G r a f również powtarza (Fortschr. der Oelgeologie, str. 35—37), że pewne przejście pomiędzy parafinami i naftenami, zdaje się, polega na tym, że do łańcuchowych nasyconych związków mogą być dołączone cykliczne związki o budowie naftenowej i aromatycznej, lecz wyciąga wniosek dalszy: „wolno nam przyjąć, że proces powstania naftenów rozpoczyna się przez powstanie aromatycznych związków z nasyconych związków (parafinowych)". Jednocześnie z pierwszymi aromatycznymi związkami mają zjawiać się zwykle nafteny; aromatyczne i parafinowe związki, zdaje się, dają nafteny obowiązkowo, lecz po zjawieniu się związków aromatycznych w złożach niedawno obnażonych (jungexponierten) wymaga ten proces pewnego czasu. Ropy aromatyczne są związane z ropami naftenowymi (Asphaltöle); znane bowiem są metanowo-naftenowe mieszane ropy, oraz

metanowo-naftenowe aromatyczne ropy, nigdy jednak ropy metanowo-aromatyczne mieszane bez obecności naftenów. Potwierdzenie tych wniosków widzi K r e j c i - G r a f w przytoczonych wyżej wynikach analiz prof. C a s i m i r a; chemia nie zna jednak do dziś chemicznych czynności, kiedy przy zniżeniu temperatury i ciśnienia, oraz zwiększeniu wpływu tlenu parafinowe związki przeistaczały by się w naftenowe (H. H l a u s c h e k, Petroleum, 1936, N. 39); wzbogacenie w związki naftenowe jest możliwe do pewnego stopnia około powierzchni ziemi przez wyparowanie, filtrację i przypuszczalnie działalność bakterialną. Ropy naftenowe są znane w znacznych głębokościach — do 938 m w Wyoming, do 2960 m w Ventura Avenue, do 800 m w Majkopie, do 1100 m w Bibi-Ejbat, do 1000 m na Potoku i w Grabownicy w Polsce, a ropy parafinowe znajdują się także na niewielkiej głębokości w Birmie, na Sumatrze, zwłaszcza w Polsce — Lipinki, Słoboda Rungurska i inne.

Rzeczywiste stosunki pomiędzy ropami parafinowymi, naftenowymi i aromatycznymi są bardzo skomplikowane i nie dają się wytłumaczyć ogólnymi prawami, ogłaszanymi przez K r e j c i - G r a f a.

Właściwości rop polskich.

Istniejące materiały o właściwościach rop polskich [1]) pozwalają dać tylko przybliżoną próbę porównawczego zestawienia rop według poziomów stratygraficznych, głębokości występowania i dla poszczególnych pól ropnych.

---

[1]) K. T o ł w i ń s k i, Złoża ropy i wody podziemne Borysławia. Analityk dr. D o l i ń s k i. Biul. Stacji Geol. 1922, 5.

Ch. B o h d a n o w i c z, Lettres de Pologne. La Revue Pétrolifère 1926, 194.

K. B o h d a n o w i c z, Geologia naftowa. 1931, str. 30—32.

A. S z a y n a i J. E h r l i c h, Analizy rop małopolskich. Przem. Naftowy, 1932, 1—6.

J. E h r l i c h, Analizy rop małopolskich. Przem. Naftowy, 1934, 18—24.

K. K a t z, Analizy rop polskich. Karp. Inst. Geol. Naftowy, 1936, 25. i Geol. i Stat. naft. Polski, 1932, 3.

Seria komunikatów prof. H. A r c t o w s k i e g o z Inst. Geofizyki i Meteorol. Uniw. Jana Kazimierza, Lwów, 1928—1933.

Oligocen.

Seria krośnieńska.

Pola	głęb. m	c. g.	zawartość parafiny	stygność pozostałości
Harklowa	371	0,896	—	—
„	442	0,897	0,8	—
„	446	0,894	0,8	—
„	450	0,894	0,8	—
„	532	0,902	0,9	—
Mokre	367	0,808	0,3	—
„	550	0,813	0,3	—
Tarnawa Dolna	700	0,850	0,5	—
Rajskie	382	0,805—0,834	5,1	+
„	432,2	0,821	0,8	—
„	509,4	0,818	0,7	—
Bystre	180	0,806	0,4	—
Lipie	± 200	0,893		—

Ropy bezparafinowe lekkie i ciężkie zaznaczają tendencję do zwiększenia c. g. z głębokością. Bliższych szczegółów o ropie parafinowej z płytkich poziomów w Rajskiem, występującej nad ropą bezparafinową nie ma.

Seria łupków menilitowych i ich strop.

Pola	głębok. m	c. g.	zaw. paraf.	stygn. pozost.
Łodyna	300	0,8356	1,23	—
Leszczowate	530	0,844	5,8	+
„	546	0,858	5,6	+
Brelików	261,7	0,8495	3,9	+
„	422,85	0,8628	4,5	+
Wańkowa	315	0,8501	3,6	+
„	466	0,863	3,5	+
„	535	0,870	2,3	+
„	595	0,872	2,4	+
„ (eocen)	800	0,844	5,7	+
Ropienka	206	0,8594	1,2	—
„	215	0,871	0,9	—
„	305	0,851	4,1	+
„	332	0,831	5,0	+

Pola	głębok. m	c. g.	zaw. paraf.	stygn. pozost.
Ropienka	340	0,8492	5,3	+
„	374	0,846	5,9	+
Paszowa	196	0,831	0,5	—
„	330	0,844	0,7	—
Stańkowa	208	0,858	0,8	—
„	292	0,865		+

Na wydłużonym siodle, przewalonym ku południowi, na przestrzeni od Łodyny do Stańkowej, są dwa ropne poziomy: górny w warstwach przejściowych do serii krośnieńskiej z ropą bezparafinową lekką, w Ropience cięższą; dolny w górnym oddziale serii menilitowej z ropą cięższą parafinową i słabo parafinową, z tendencją do zmniejszenia zawartości parafiny z głębokością i jednocześnie do zwiększenia c. gat. Trzeci przypadkowy ropny poziom w Wańkowej występuje w eocenie, ropa lekka z większą zawartością parafiny.

Pola	głębok. m	c. g.	zaw. paraf.	stygn. pozost.
Wołosianka Mała	105	0,863	0,7	—
„	206	0,838	7,5	+
Rypne	519	0,831	4,6	+
„	638,5	0,844	6,7	+
„	855,5	0,859	5,2	+
Duba	846,3	0,841	8,0	+
B i t k ó w	860,5	0,795	3,1	+
„	960	0,767	1,1	+
„	995,3	0,839	7,1	+
„	1000	0,834	6,5	+
„	1017,5	0,852	8,4	+
„	1078	0,818	3,8	+
„	1097,7	0,833	7,1	+
„	1212,9	0,786	2,0	+
„	1309,5	0,821	3,4	+
„	1324	0,824		
„	1497	0,830		

P a s i e c z n a.

Pola	głębok. m	c. g.	zaw. paraf.	stygn. poz.
Maurycy	930,5	0,755	0,2	—
„	1118	0,838	4,9	+
„	1129	0,811	2,3	+
Chrobry 1	1162	0,811		+
„	1285,7	0,822	3,8	+
Łaszcz	1500	0,793		+

Ropy należą do słabo parafinowych lekkich; zwiększenie zawartości parafiny idzie w parze ze zwiększeniem c. gat. Z głębokością zmniejsza się w ropach ilość frakcyj benzynowych, co może być wynikiem wpływu okalającej wody (B o h d a n o w i c z, Geol. Naft., str. 32) i zwiększa się ciężar gat. ropy; wyjątkiem jest ropa szybu Maurycy, jedyna w Bitkowie i Pasiecznej bezparafinowa. Nie da się zauważyć zależności lekkich rop od stopnia tektonicznego napięcia na wyniesionych częściach siodła, jak przypuszcza dr K a t z (szyby Stefan 2 i T. P. G. 1 w Pasiecznej); przeczą temu szyby Łaszcz 1 i Chrobry 1. Ciśnienie na większej głębokości w normalnych warunkach, poza wpływem wody okalającej, musiałoby prowadzić do rozpuszczenia lekkich węglowodorów i zmniejszenia c. g., jak w szybie Łaszcz 1.

W partii nasuniętej ropa występuje w serii k r e d o w e j i należy do lekkiej bezparafinowej i słabo parafinowej:

Pola	głębok. m	c. g.	zaw. paraf.	stygn. poz.
Pasieczna	306	0,791	0,5	—
„	333	0,769	0,3	—
„	378,8	0,730		
„	479,3	0,786	1,6	+
„	489,6	0,771	0,7	—
„	512,5	0,776	0,7	—
Bitków	392	0,728		—
Eocen.				
a) Biecz	151,5	0,829	0,4	—
„	240	0,831	0,3	—
„	343,6	0,817	1,1	±
Lipinki	141,3	0,857	5,9	+

Pola	głębok. m	c. g.	zaw. paraf.	stygn. poz.
Lipinki	214	0,862	6,0	+
„	412—500	0,861	7,4—4,5	+
„	550	0,834	8,4	+
Libusza	200—300	0,855	3,0	+
Potok	573	0,827	0,4	—
„	720	0,826	0,4	—
„	734	0,822	0,2	—
„	1050	0,840	0,37	—
Dobrucowa (Męcinka)	975,2	0,813	4,0	+
Toroszówka	160—250	0,775—0,790		—
Krosno, Krościenko Niżne	443	0,884	0,7	—
„	518	0,882	0,35	—
Krościenko Wyżne	624	0,858	8,0	+
Turzepole	676,1	0,861	6,7	+
Stara Wieś	305	0,796	4,0	+
„	336	0,797	3,8	+
Brzozów	400	0,805		

Ropy występują na poszczególnych siodłach; na siodle Lipinki—Libusza—Dominikowice ropy z piaskowców ciężkowickich są wyłącznie parafinowe cięższe, a na siodle Biecza i Potok—Krościenko prawie wyłącznie bezparafinowe. Parafinowe występują na siodłach równoległych dalej ku północy (Turzepole i Brzozów); na przedłużeniu siodła Brzozowa w Humniskach i Grabownicy ropne poziomy występują w kredzie — bezparafinowe i parafinowe.

	Pola	głębok. m	c. g.	zaw. paraf.	stygn. poz.
b)	Kobylany	300—400	0,867	?	+
	Wietrzno	535	0,834	0,5	—
	Bóbrka	420	0,857	0,7	—
	„	450	0,862	2,6	+
	Równe—Rogi	608,9	0,840	0,8	—
	„	650,4	0,861	5,8	+
	„	1132	0,855—0,814	6,2	+
	Lubatówka	698,5	0,845	0,3	—

Pola	głębok. m	c. g.	zaw. paraf.	stygn. oz.
Węglówka	275	0,894	0,5	—
„	450	0,875	0,4	—
„	566,8	0,881	0,4	—
„	?	0,884		+
Grabownica	459	0,829	0,3	—
„	564	0,822	0,2	—
„	943—1000	0,830	0,7	—
Humniska	400—500	0,825		—
„	700—1000	0,839	5,9	+
Strzelbice — piaskowiec jamneński	150—200	0,862—0,872		+
c) Kropiwnik	192	0,806	0,3	—
Schodnica (warstwy inoceram.)	811,5	0,829	5,9	+
Kosmacz	526	0,875	0,8	—
„	533	0,867	0,9	—
„	625	0,879	0,9	—
„	629,5	0,861	1,1	—
„	646	0,870	0,9	—
„	664	0,865	1,1	—
„	782	0,870	0,9	—
Słoboda Rungurska piaskowce jamneńskie	164	0,850		+
	235	0,838	5,3	+
	245	0,840	5,2	+
	250	0,840	5,9	+
	311	0,839		+

Wśród rop kredowych przeważa wyraźnie typ bezparafinowy — lekkich w utworach facji magurskiej i w jądrze eoceńskiego siodła Grabownicy; w Humniskach w 150 m niżej ostatniego poziomu bezparafinowej ropy występuje poziom cięższej parafinowej ropy, podobnie jak w Bóbrce (w poziomach eocenu). W Węglówce i Kosmaczu bezparafinowe ropy

są ciężkie. Ropa z piaskowców jamneńskich jest parafinowa o średnim c. g. W nasuniętej partii na polach Pasiecznej, jak przytoczono wyżej, ropy są bezparafinowe, najbardziej lekkie ze wszystkich kredowych.

Pola najwydatniejsze.

a) Schodnica—Urycz—Opaka.

Główny poziom ropny występuje w stropie piaskowca jamneńskiego i w tym piaskowcu. Danych o charakterze ropy w piaskowcach eocenu nie jest wiele: do tego poziomu należą ropy Opaka i niektóre płytsze ropy Schodnicy i Uryoza:

	głębok. m	c. g.	zaw. paraf.	stygn. poz.
Opaka — dolny eocen	300	0,808	5,4	+
„ „ „	640	0,817	6,1	+
Schodnica				
eocen	302	0,823	3,6	+
	352	0,827	1,6	—
	360	0,829	3,6	+
Jamna	419	0,847	0,9	—
	452	0,871	0,7	—
warstwy kredowe inoceramowe	811,5	0,829	5,9	+
Urycz				
eocen	165,2	0,882	0,4	—
	189,7	0,872	0,5	—
Jamna	355	0,872	0,5	—
	386	0,872	0,4	—

Ropy dolnego eocenu są lekkie parafinowe, przechodzące w słabo parafinowe; w piaskowcu jamneńskim ropy cięższe bezparafinowe, a w kredzie — lekkie parafinowe. W Uryczu wszystkie ropy są cięższe i bezparafinowe. Ropy piaskowców jamneńskich i dolnego eocenu stanowią raczej jedną grupę, nie zważając na zwiększenie zawartości parafiny ku górze; w Schodnicy zaznacza się jednocześnie wyraźna tendencja do zmniejszenia c. g. ku górze. Ropy z poziomów jamneńskich na polach Schodnica—Urycz swoimi właściwościami są odrębne od rop tychże poziomów w Słobodzie Rungurskiej.

b) Borysław—Mraźnica—Tustanowice.

Fałd wgłębny ma normalny stratygraficzny układ:

	głębok. m	przec. c g.	zaw. paraf.	stygn. poz.
Warstwy polanickie	1000—1250	0,863	9	+
Seria menilitowa	1300—1700	0,859	8,9	+
Piaskowiec borysławski	1300—1600	0,855	8,5	+
Eocen	1250—1600	0,862	8,9	+
	Według innych analiz do r. 1922 ropy eoceńskie na głębokości 1300 do 1500 m miały przeciętnie c. g. mniejszy — 0,852.			
Jamna	1500—1600	0,863	8,4	+
	Według innych analiz do r. 1922 ropy z piaskowców tego poziomu z głębokości 1450—1560 miały c. g. 0,850 i nawet mniejszy.			

Nasunięcie.

a) Piaskowce jamneńskie i strop warstw inoceramowych (tak samo w Orowie)	164—176	0,882	0,8	—
b) Piaskowce jamneńskie w łusce (skibie) brzeżnej głębsze występowanie	428—500	0,873	6	+
c) Warstwy inoceramowe				
1) płytsze występowanie	300—1000	0,848	7	+
2) głębsze występowanie w spągu nasunięcia	1000—1700	0,861	9,4	+

W partii nasuniętej poza ciężką minusową ropą w płytkich warstwach piaskowca jamneńskiego i w inoceramowych, wszystkie ropy należą do parafinowych ciężkich, z tendencją do zwiększenia c. g. z głębokością przy jednoczesnym zwiększeniu zawartości parafiny (od 7 do 9,4%). W fałdzie wgłębnym ropa polanicka nosi ślady wpływu wody — anormalne zwiększenie c. g. i zawartości parafiny. Od serii menilitowej do serii jamneńskiej nie można stwierdzić, czy c. g. rop zwiększa się, czy zmniejsza się przy bardzo stałej zawartości para-

finy. Można byłoby przypuszczać, że mniejszy c. g. rop w serii menilitowej i w piaskowcu borysławskim może zależeć od większej ilości gazu w tych seriach, niż w dolnych; znaczny c. g. rop eoceńskich i w piaskowcach jamneńskich w ostatnich latach może zależeć od znacznego odgazowania ropy tych poziomów i zwiększenia w nich zawartości ciężkich parafinowych związków. Można przypuszczać, że z biegiem czasu eksploatacji pól odgazowanie ropy bezpośrednio w jej miejscu występowania oraz wpływ wody okalającej, lub przedostającej się w inny sposób, przeciwdziałają normalnym pierwotnym warunkom ukształtowania się c. g. rop. Nienormalnie wysoki c. g. rop w piaskowcu borysławskim w szybach Joffre 2 (0,865), Tryskaj (0,860), Zofia (0,861), Mraźnica Nobel 12 (0,870) lub Min. Kwiatkowski (0,870), Banzaj (0,868) zależy prawdopodobnie od emulsującego wpływu okalającej solanki [1]). Ta uwaga zdawałaby się przeczyć spostrzeżeniom na polu Bradford w Pensylwanii, gdzie c. g. ropy otrzymywanej sposobem water flooding jest o 2° Bé wyższy (t. j. ropa lżejsza), niż c. g. ropy otrzymywanej zwykłym sposobem eksploatacji; metoda air-drift odwrotnie zwiększa c. g. ropy, prawdopodobnie wskutek utleniania węglowodorów [2]). Sposoby eksploatacji i dłuższe okresy jej wpływają na c. g. ropy.

Ogólne uwagi.

Ropy polskich zagłębi naftowych należą do kilku odrębnych typów:

1) kredowe, włącznie z ropami poziomów jamneńskich, bezparafinowe lekkie i ciężkie, rzadziej nawpół-parafinowe, lekkie;
2) eoceńskie bezparafinowe lekkie, nawpół-parafinowe i parafinowe cięższe;
3) w serii łupków menilitowych ropy parafinowe i nawpół-parafinowe cięższe i lżejsze; rop bezparafinowych w tej serii nie zanotowano;

[1]) Zasługiwałyby na zbadanie eoceńskie ropy na polu „Union“ w Borysławiu, jako zawodnionego od północy. Według tabel dr. Katza, szyb Union 6 z piaskowca borysławskiego (1387 m) niezawodnionego daje ropę c. g. 0,8566; szyb Rela (1578 m) bezpośrednio około pola Union daje z dolnego eocenu ropę c. g. 0,869 przy 23% zanieczyszczenia z głęb. 1412 i 1530 m.

[2]) Newby, Torrey, Fettke and Panyity, Bradford Oil Field. Structure of typical American oil fields. Vol. II. 1929, str. 433.

4) krośnieńskie ropy b e z p a r a f i n o w e lekkie, rzadziej cięższe.
5) Wśród wymienionych stratygraficznych seryj menilitowa seria zachowuje najbardziej jednolity facjalny charakter od okolic pól Libuszy—Lipinki do okolic Bitkowa, i właśnie ta seria zawiera powszechnie ropy o charakterze najbardziej jednorodnym.
6) Zróżnicowanie rop, należących do mniej więcej jednakowego chemicznego typu, np. rop bezparafinowych (Harklowa, Węglówka, Grabownica, Iwonicz, Równe, Rogi, Kosmacz), wyraża się przeważnie w różnej zawartości w nich frakcji lekkich benzynowych i smarowych; odzwierciadla się to w normalnych cenach tych rop, a wskaźnikiem niskich cen jest wysokość c. g. każdej ropy.
7) Pomimo chemicznego zróżnicowania rop, należących do jednej stratygraficznej serii, można mówić o pewnych g e o c h e m i c z n y c h typach rop w granicach polskiej karpackiej prowincji naftowej.
8) W przekroju p ó l b o r y s ł a w s k i c h serie geologiczne, poza ściśle menilitową bez piaskowca borysławskiego, różnią się swoim facjalnym wykształceniem od mniej więcej synchronicznych im seryj na większych przestrzeniach zachodnich i wschodnich Karpat polskich. Ropy każdej serii na polach borysławskich mało różnią się między sobą oprócz ropy w płytkich częściach partii nasuniętej, lecz mają odrębny charakter od rop w synchronicznych utworach. Ropa płytkich części partii nasuniętej z warstw kredowych (seria a) jest bliska do ciężkich rop kredowych Węglówki i Kosmacza.
9) Ropne pola znajdują się na tektonicznych formach od mniej więcej normalnych siodeł (Potok, Bóbrka, Równe, Rogi), przez nachylone w różnych stopniach, do fałdów leżących (Borysław). Różne formy można podzielić na dwie grupy:
   a) dysharmoniczne pofałdowanie z wysadem głębszych, starszych warstw, zgniecionych do stanu diapirowego (Potok, Grabownica, Stara Wieś, Bóbrka, Rogi), lub zachowanych w postaci bardziej spokojnych fałdów (Lipinki, Węglówka);

utworów mezozoicznych z ropami typu wybitnie bezparafinowego smarowego.

B) Obszar azjatycki, gdzie wszystkie ropy od poziomów kredowych (Fergana) do plioceńskich (Czeleken, Neftie-dag) są wyłącznie parafinowe.

C) Obszar Kaukazu, gdzie zróżnicowanie rop waha się od typowo naftenowych, które przeważają w regionie Apszerońskim, do typowo parafinowych w regionie Tierskim.

Pola palcozoiczne (A) są na łagodnych tektonicznych formach o słabym napięciu orogenicznym, a na obszarze Emby pola ropne są w związku z wypiętrzeniami solnymi.

Pola Fergany (B) są na mniej więcej normalnych fałdach; około brzegu Morza Kaspijskiego brachiantyklinalne wypiętrzenia są rozbite licznymi uskokami, i można przypuszczać w głębokości formy diapirowe, łącznie z tym do przejawów błotnych wulkanów.

Formy diapirowe w różnym stopniu napięcia dominują na obszarze Apszerońskim; fałdy asymetryczne i słabe złuskowanie są zwykłymi formami na obszarze Tierskim (Grozny); stopień napięcia orogenicznego jest w tych formach większy, niż na Apszeronie i na obszarze Kubańskim, gdzie są wyłącznie monoklinalne układy; na półwyspach Tamani i Kierczy występują ponownie fałdy i błotne wulkany w diapirowych wypiętrzeniach.

Na polach paleozoicznych (Sterlitamak, Czusowskije) wapienne skały zbiorników ropnych mogą być uważane za skały macierzyste; prawdopodobnym jest to samo dla mezozoicznych piaskowców i ilastych sapropelitów na Embie.

Bardziej skomplikowane są warunki kaukaskich pól. Na polach obszarów Kubańskiego i Tierskiego przypuszczalne skały macierzyste (serie z Spaniodontella, czokrakso-spirialisowa, majkopska, foraminiferowa) są tylko członami jednej wielkiej serii utworów, zawierających również skały-zbiorniki. Dla obszaru Apszerońskiego z jego diapirowymi formami przeważa inne zdanie, rozwijane przez akad. G u b k i n a [1]), o szerokiej i głębokiej migracji ropy w serię produktywną pliocenu od poziomów majkopskich i starszych.

[1]) I. M. G o u b k i n e, Tectonic of Southeastern Caucasus and its relation to the productive Oil Fields. Bull. Am. Ass. of Petr. Geol. 1934, 5.

Można przytoczyć jeszcze kilka faktów o tym zagadnieniu przypuszczalnej migracji ropy z wielkiej głębokości.

Na mało produktywnych polach Kabristanu (tak nazywają zachodnią część Azerbeidżanu bezpośrednio na zachód od półwyspu Apszerońskiego) w Czail-dag ropne poziomy występują, pod serią gazową, w warstwach dolnego oddziału serii produktywnej na głębokości około 1000 m: ropa lekka 0,852 do 0,830, benzynowa; niżej w warstwach czokraksko-spirialisowych, majkopskich i serii kounskiej, które składają diapirowe jądro fałdu z wielkimi pokrywami materiału błotnego wulkanu, spotkano tylko ślady ropy. Na innej diapirowej antyklinie Ragim, w 7 km stąd, w dolnym oddziale rozwiniętej w jądrze fałdu produktywnej serii występuje ciężka ropa (0,940) i niżej (głęb. 680—684 m) lekka ropa (0,854). Na fałdach diapirowych Ker-Gez, Kyzył-tepe i Dżengi, w jądrach których na głębokości i bliżej do powierzchni jest seria majkopska, ropę otrzymano tylko w produktywnej serii na zboczach; w Ker-Gez na głębokości 840 m ciężką ropę 0,910 do 0,915, a w Dżengi na 250 m ropę 0,852 i głębiej na 50 m ropę ciężką — 0,930—0,920. Według G u b k i n a te formy diapirowe są zamknięte, lub otwarte; jądra ich są teraz płonne, a ropa była nagromadzona na skrzydłach serii produktywnej. W Naftalan, na zachodnim krańcu Azerbeidżanu, w jądrze asymetrycznej antykliny występuje seria majkopska (miąższości do 1000 m), w której w r. 1933 nawiercono piaskowce z lekką gazową ropą, a na skrzydłach, złożonych z akczagyłu bez serii produktywnej, oddawna były w eksploatacji piaskowce akczagyłu z biedną ropą ciężką (0,940—0,960) bezparafinową i aromatyczną. Przytoczone fakty, wobec bogatych pól Lok-Batanu i Bibi-Ejbatu na diapirowych formach, nie tyle przemawiają na korzyść wyczerpania ropy z jąder majkopskich, ile o pierwotnym braku ropy i małym zasobie serii majkopskiej na tych polach.

Według koncepcji G u b k i n a i A r c h a n g i e l s k i e g o uważa się pola Surachany, Bibi-Ejbat, Lok-Batan, gdzie lekkie ropy występują nad poziomami z ropami cięższymi, za przekonywujący dowód migracji ropy w kierunku pionowym z pierwotnego źródła macierzystych osadów.

Natomiast K o w a l e w s k i i P o r f i r j e w złoża Kaukazu i złoża położone na wschód od Morza Kaspijskiego

uzależniają od przejawów wulkanizmu; potwierdzenie tej myśli widzą w lakkolitach skał wybuchowych około Krasnowodzka i w małych geotermicznych gradientach na polach ropnych: na Czelekenie gradient ten wynosi — 10 m, na polach Apszerońskich — 25 m, na polach Dagestanskije Ogni — 10 m, w Groznym — 13—19 m. Gazy metanowe, występujące w największych ilościach na błotnych stożkach, mają być wynikiem termalnego wpływu gazów wulkanicznych CO_2 i H_2S na kerogen głębiej znajdujących się jurajskich utworów. Gazy metanowe, mając wolną drogę, mało krępującą ruch gazów, mogą osiągnąć powierzchnię ziemi, lecz zatrzymując się na różnych poziomach, z powodu obecności warstw gazonieprzepuszczalnych, ulegają polimeryzacji i izomeryzacji aż do stanu mieszaniny płynnych związków t. j. rop. Opierając się na takiej koncepcji (patrz wyżej str. 505) trudno oczekiwać bogatych ropnych poziomów poniżej serii produktywnych pól Apszerońskich i na Czelekenie.

Tem nie mniej G u b k i n i P o r f i r j e w nie wykluczają możliwości, że płynna ropa może znajdować się również na głębokości pod serią produktywną na Czelekenie i na Neftie-dagu; w planie bieżącego pięciolecia został zatwierdzony nawet projekt wiercenia tam 4 otworów każdy do głębokości 2000 m.

Poglądy K o w a l e w s k i e g o nie zostały na razie uznane za „szkodliwe", co spotkało przed kilku laty poglądy o sedymentacyjnym pochodzeniu ropnych poziomów w poszczególnych seriach, a także sceptyczne zapatrywania się na migrację ropy każdorazowo z jednego głębokiego źródła, które byłoby w paleozoikum dla pól Emby, w majkopskiej serii dla pól Apszerońskich, w warstwach niewiadomego wieku i głębokości dla Czelekenu i Neftie-daga. Wbrew znanemu przysłowiu, starcie się zdań w dzisiejszej Rosji prowadzi nie do wyjaśnienia prawdy lecz do bardzo smutnych skutków dla oponentów: na polach Nowego Groznego o wybitnym artezyjskim ciśnieniu wody zastosowanie sposobu eksploatacji, dążącego do najdłuższego zachowania gazowej „czapy" (B o h d a n o w i c z, Geologia Naftowa, str. 188—189) miało dla autorów tego sposobu skutki tragiczne, a jeszcze w roku 1935 w podręczniku naftowym (F e d o r o w, S u l i n, S z u m i l i n, str. 116—118) ci autorzy zostali uznani za „szkodni-

ków", ukrywających się pod płaszczykiem obiektywności nauki.

Teza G u b k i n a o dominującej i prostej roli migracji ma jedną dobrą stronę, bo z łatwością pozwala przekonywać czynniki decydujące o konieczności głębokich wierceń. Istotnie w Ferganie na podstawie istniejących spostrzeżeń trudno byłoby przekonać odpowiednie czynniki o konieczności wierceń do utworów głębszych od eocenu, a G u b k i n o w i udało się dopiąć tego przy oparciu się na przypuszczeniu o migracji ropy z głębokości; istotnie nawiercono ropny poziom kredowy, nie mający oczywiście żadnego genetycznego stosunku do znanego od dawna poziomu w eocenie.

G u b k i n zwrócił również uwagę na rozpowszechnienie przejawów siarki w pustyni Kara-Kum; przypuszczając, że siarka jest wynikiem redukcji gipsów przez węglowodory, przekonał on o konieczności poszukiwawczych wierceń w samym sercu tej pustyni; po prawej stronie rzeki Amu-Darja około Gaurdaku jedno wiercenie dało, zdaje się, wyniki dosyć zachęcające. Wiadomo, że redukcja siarczanych związków przez węglowodory nie następuje w zwykłych warunkach temperatury; znane są również wystąpienia siarki wskutek działania procesów biochemicznych na siarkowodór i wskutek jego utlenienia; wystąpienia siarki nie zawsze muszą świadczyć o wystąpieniach węglowodorów (B o h d a n o w i c z, Geol. Naftowa, str. 170—171), lecz źródła siarkowodoru (siarczane wody) mogą być wynikiem zaburzeń tektonicznych, z którymi są związane liczne ropne przejawy w okolicach Morza Kaspijskiego.

W związku z myślą o głębinowym pochodzeniu gazów i ropy zwrócono w Rosji uwagę na opracowanie metody „gazowych zdjęć": jest ona oparta na przypuszczeniu [1]), że ropne gazy, zawierające pewien odsetek ciężkich węglowodorów, docierają do powierzchni ziemi wskutek skomplikowanego procesu, częściowo dyfuzji; takie gazy w postaci mieszaniny z powietrzem mogą być ujęte w próbkach z płytkich szybików lub otworów. Zmiana zawartości ciężkich węglowodorów

[1]) Gazowaja sjemka, Nieftianoje Choziajstwo, 1934, N. 5.
S o k o ł o w. Gazowaja sjemka. Moskwa 1936.
S o k o ł o w, O metodach interpretacji gaz. sjemki. Nieftianoje Choziajstwo, 1936, N. 5.

i metanu w takich próbkach ma być funkcją odległości od źródła i może pozwolić na określenie miejsca znajdującego się najbliżej źródła gazów, czyli złoża ropnego. Metoda ta nie jest nową; przed 8 laty była ona zastosowana, np. w okolicach Wieliczki, a dziś stosuje się na Podkarpaciu dla zorientowania się w jakościowym charakterze gazów, wylaniających się na różnych gazowych polach. Krzywe zmian zawartości ciężkich węglowodorów w gazach otrzymanych z próbek nad znanymi złożami ropnymi, nie dają jednak obrazu złoża i jego głębokości. Metody ujęcia gazów i ich analizy są dobrze opracowane [1]), lecz nie ma żadnego uzasadnienia dla hipotezy, że rozprzestrzenienie gazów idzie w kierunku pionowym, a na tym przypuszczeniu są oparte wszystkie wnioski.

Zakończenie.

Żadne z zagadnień poruszonych w tych zestawieniach, nie może być rozważane zupełnie odrębnie, bez uwzględnienia innych. Utworzenie ropnej substancji nie daje się ująć jedynie z punktu widzenia chemii lub mikrobiologii bez pogłębienia dotychczasowej wiedzy o środowisku, sposobach nagromadzenia organicznej materii i jej dalszej ewolucji: jest to zagadnienie geochemiczne, a nie tylko biochemiczne. Pojęcia o skałach macierzystych, migracji ropy i realnych ropnych złożach są nieodłączne od pojęcia o powstaniu i ewolucji rop. Zróżnicowanie rop nie może być ostatecznie wytłumaczone bez rozwiązania sprawy o tym, lub innym charakterze pierwotnej organicznej materii. Kompleks zagadnień nie zwęża się, ale rozszerza się; był on przewidziany już przez Englera, Höfera, Beeby Tompsona, Stadnikowa i innych, którzy szukali dróg do jego harmonicznego ujęcia z różnych punktów widzenia. To samo powtarza się w koncepcjach nowoczesnych geologów, jak Barton, Krejci-Graf i inni, Wszyscy zgodnie podkreślają zasadnicze zagadnienie geologii nafty, starając się wyjaśnić

[1]) Graf, A., Méthode et appareillage pour un procédé chimique applicable spécialement à la recherche des gisements de pétrole. Congr. internat. des Mines, de la Métall. et de la Géologie appl. VII. sess. Paris, 1935. Sect. de Géol. Appl. Tome II, 927—932.

jaki z teoretycznie możliwych geologicznych czynników — charakter pierwotnego materiału, geologiczny wiek, ciśnienie i temperatura, statyczne i dynamiczne, chemiczne i fizyczne właściwości środowiska — wywiera wpływ na właściwości rop i jaki jest skutek każdego z takich czynników. Odpowiedzi jednak nie są zgodne ze sobą i możliwie dlatego, że wychodzą z niektórych założeń z góry teoretycznie przesądzonych, a bezpośrednich i skoordynowanych ze sobą spostrzeżeń jest jeszcze zamało.

Z powyższych zestawień jest do przewidzenia jeden wniosek, że nie ma ogólnych praw, pozornie przesądzających jedność pierwotnej ropnej substancji, powszechnie jednakowy sposób jej nagromadzenia w złoża i te lub inne jednakowe kierunki ewolucji rop. Zaprzeczenie takim ogólnym prawom wynika z pogłębienia wiedzy o ropach i ropnych złożach, a praktyczne skutki takiego pogłębienia opierają się przede wszystkim na umiejętnych spostrzeżeniach i na logicznym ich ze sobą powiązaniu.

David W h i t e, jeden z czołowych geologów Stan. Zjedn. w okresie ostatnich trzydziestu kilku lat, który poświęcił wiele lat pracy zagadnieniom metamorfizmu w stosunku do ewolucji węgla i ropy, zastanawia się nad tymi zagadnieniami w swoich ostatnich pracach, opublikowanych już po jego zgonie [1]). Według niego nieprzepuszczalność skał jest pojęciem względnym; nie tylko migracja ropy, lecz zupełna ucieczka lotnych węglowodorów mogą następować z biegiem geologicznego czasu wskutek takich małych przyczyn, jak mikroseismy, seismiczny niepokój, zmiany natężenia ziemnego magnetyzmu, jonizacji i inn. przyczyny; tym niemniej migracja ropy i główne momenty jej ewolucji następują przeważnie w okresach większego orogenicznego napięcia.

Geologiczne materiały z pól naftowych i gazowych zwłaszcza w utworach paleozoicznych nie potwierdzają jednak takiego zapatrywania w całej jego rozciągłości, wysuwa-

[1]) D. W h i t e, Effects of geophysical factors on the evolution of oil and coal. Inst. Petr. Techn. 1935, April.

D. W h i t e, Metamorfism of organic sediments and derived oils. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 1935, 5.

Autor zmarł 5 lutego 1935 r. w wieku 75 lat. Jego prace w dziedzinie węgla i flory karbonu są klasyczne.

jąc natomiast zagadnienie ewolucji rop, nie koniecznie jednakowej dla rop pierwotnie niejednakowych.

Stosunek regionalnego i dynamicznego metamorfizmu do powstania ropy i gazów i ich ewolucji wymaga dalszych systematycznych badań. Niewiele wiemy o geotermicznych warunkach na naftowych polach i o wpływie takich czynników jak geologiczny czas i ciśnienie, które w skutkach mogą zastępować czynnik ciepła [1]).

Niedostateczne są również badania organicznych szczątków, znajdujących się w skalach przypuszczalnie macierzystych, i ich składu chemicznego. Konieczne są systematyczne studia, polowe i laboratoryjne, takich skał i ich stosunku do właściwości rop i ich ewolucji, również stosunku metamorfizmu w jego różnych stopniach do różnych typów rop.

Kompleks różnorodnych badań w dziedzinie naftowej geologii i inżynierii musi być wykonywany, mówi D. W h i t e, przez badawcze instytuty, szeroko zorganizowane i odpowiednio wyposażone w środki i personel. Brakuje takich instytutów nawet w Stan. Zjedn., najbardziej może zagrożonych rychłą koniecznością otrzymywania naftowych produktów z innych surowców, niż ropa.

Dzięki pracom naszych geologów od czasów R. Z u b e r a, a ostatnio dzięki badaniom Karpackiego Instytutu Naftowego, młodych sił Państw. Instytutu Geologicznego i prywatnych przedsiębiorstw, bynajmniej nie jesteśmy poza naukowym postępem geologicznych i inżynierskich badań w dziedzinie ropnych złóż. Nadal winno być jednak w miarę naszych realnych możliwości mniej rozproszenia naszych sił i więcej współrzędności w badaniach różnego kierunku, a ze strony wszystkich kierowniczych czynników jak najwięcej zrozumienia istotnej wartości naukowych badań.

Warszawa, 4 listopada 1936.

S u m m a r y.

A comparative compilation of material pertaining to oil fields in various countries compels taking a critical attitude towards some thesis widely propagated in petroleum geology.

[1]) Probl. of Petrol. Geology, Mc. C o y, str. 269.

Seemingly „revelatory" discoveries of Russian scientists, concerning biochemical accidents of the Black Sea, failed to give anything new as regards the part of biochemical factors in the formation of fluid crude oil. Conclusions drawn from Mc Kenzie Taylor's investigations cannot be taken to deny the tremendous influence exercised by chemical reactions in the process of formation and evolution of coal and crude oil in the course of geologic time.

Sediments may presumably be sapropellites of the type found at the bottom of the Black Sea, however, it would be unjustified exaggeration to look for source beds solely among analogies with bottom of that sea.

Investigations by Hackford, Berl, Treibs, Hasemann and others, abolish the principal argument against the possibility of crude oil originating not only from vegetable and animal plankton, but also from huic products from the cellulose of green plants, as has been, in its time (1918), inferred by late R. Zuber, senior, on the basis of geologic observations.

The extreme conception of the principal cause of crude oil accumulating in reservoirs exclusively or principally through deformation of unconsolidated sediments and of consolidated sediments at the time of folding or finally by vertical migration — such a conception fails to take into consideration other accidents that lead to reservoirs becoming closed, nor does it take into account actual geologic material concerning oil fields.

Coordinated investigations of geologic conditions of crude oil deposits and of peculiarities displayed by crudes, will lead to the conclusion that differentiations of crude oil cannot be explained unless the heterogeneous character of the primary organic substance is taken into consideration.

In spite of divergent opinions advanced by modern geologists as regards the part played by various factors in the formation of individual peculiarities of crude oils, the hypothesis may be risked that there are no general laws that would seemingly prejudicate the uniformity of the primary organic substance, a generally uniform process of crude oil accumulation in deposits, or a generally uniform direction of evolution of crude oil. Negation of such general laws arises from know-

ledge of crudes and of crude oil deposits becoming more and more profound.

The complex of coordinate investigations in Petroleum Geology and Engineering, must, conforming to the ideas of late D. White, become the object of research work by institutes broadly organised and correspondingly equipped as regards both means and men.

Characters of polish crudes.

Available material covering present characters of polish crudes [1]) makes possible only an attempt at an approximate comparative classification of crudes by stratigraphic horizons and depths of occurrences in the various oil fields of this country.

Oligocene.

Krosno Series.

	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
Harklowa	371	0.896	—	—
„	442	0.897	0.8	—
„	446	0.894	0.8	—
„	450	0.894	0.8	—
„	532	0.902	0.9	—
Mokre	367	0.808	0.3	—
„	550	0.813	0.3	—

[1]) K. Tołwiński, Złoża ropy i wody podziemne Borysławia (Les Gisements Pétrolifères et les Eaux souterraines de Borysław) Analytics Dr. Doliński. Biul. of the Geol. Station, 1922, 5.

Ch. Bohdanowicz, Lettres de Pologne, La Revue Pétrolifère. 1926, 194.

K. Bohdanowicz, Geologia Naftowa (Petroleum Geology), 1931, p. 30—32.

A. Szayna i J. Ehrlich, Analizy Rop Małopolskich (Analyses of Galicia Crudes). Przem. Naft. 1932, 1—6.

J. Ehrlich, Analizy Rop Małopolskich (Analyses of Galicia Crudes). Przem. Naft. 1934, 18—24.

K. Katz, Analizy Rop Polskich (Analyses of Polish Crudes). Karp. Inst. Geol. Naft. 1936, 25; Geol. i Stat. Naft. Polski (Géologie et Statistique du Pétrole en Pologne), 1932, 3.

A series of papers by Prof. Arctowski of the Institute for Geophysics and Meteorology. Univ. Lwów, 1928—1933.

	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
Tarnawa Dolna	700	0.850	0.5	—
Rajskie	382	0.805—0.834	5.1	+
„	432.2	0.821	0.8	—
„	509.4	0.818	0.7	—
Bystre	180	0.806	0.4	—
Lipie	±200	0.893		—

Asphalt base (non-paraffine) crudes, both light and heavy, display a trend showing higher specific gravity with increased depth. There is no particular information regarding paraffine base crude occurring above the asphalt base crude in shallow horizons at Rajskie.

Series of Menilite Slates and their upper Contact.

Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
Lodyna	300	0.8356	1.23	—
Leszczowate	530	0.844	5.8	+
„	546	0.858	5.6	+
Brelików	261.7	0.8495	3.9	+
„	422.85	0.8628	4.5	+
Wańkowa	315	0.8501	3.6	+
„	466	0.863	3.5	+
„	535	0.870	2.3	+
„	595	0.872	2.4	+
„ (Eocene)	800	0.844	5.7	+
Ropienka	206	0.8594	1.2	—
„	215	0.871	0.9	—
„	305	0.851	4.1	+
„	332	0.831	5.0	+
„	340	0.8492	5.3	+
„	374	0.846	5.9	+
Paszowa	196	0.831	0.5	—
„	330	0.844	0.7	—
Stańkowa	208	0.858	0.8	—
„	292	0.865		—

In the oblong fold, overthrown toward the south between Lodyna and Stańkowa, there are two crude oil horizons: the u p p e r one in formations grading into the Krosno series and containing a light asphalt base crude, in Ropienka a heavier one, — the l o w e r horizon in the upper strata of the Menilite series carrying a heavier paraffine base crude, some of it only slightly paraffine, with a tendency to decrease the paraffine content with increasing depth while synchronously increasing the specific gravity. The third incidental crude oil horizon found in Wańkowa, occurs in the Eocene and holds a light crude having a larger paraffine content.

Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
Wołosianka Mała	105	0.863	0.7	—
„	206	0.838	7.5	+
Rypne	519	0.831	4.6	+
„	638.5	0.844	6.7	+
„	855.5	0.859	5.2	+
Duba	846.3	0.841	8.0	+
B i t k ó w	860.5	0.795	3.1	+
„	960	0.767	1.1	+
„	995.3	0.839	7.1	+
„	1000	0.834	6.5	+
„	1017.5	0.852	8.4	+
„	1078	0.818	3.8	+
„	1097.7	0.833	7.1	+
„	1212.9	0.786	2.0	+
„	1309.5	0.821	3.4	+
„	1324	0.824		
„	1497	0.830		
P a s i e c z n a				
Maurycy	930.5	0.755	0.2	—
„	1118	0.838	4.9	+
„	1129	0.811	2.3	+
Chrobry 1	1162	0.811		+
„	1285.7	0.822	3.8	+
Laszcz	1500	0.793		+

Those crudes are light and slightly paraffine. The increase of paraffine is accompanied by increased specific gra-

vity. With increased depth, the quantity of gasoline fractions in the crudes becomes less, which may come from the action of edge water (B o h d a n o w i c z, Geol. Naft. p. 32), while the specific gravity of the crude increases: an exception constitutes the crude from the well Maurycy, being the only one in Bitków and Pasieczna that is asphalt base. Light crudes cannot be observed to be dependent from the degree of tectonical tension in the uplifted portions of the fold, as is assumed by Dr. K a t z (wells Stefan#2 and T. P. G.#1 in Pasieczna), while the wells Laszcz 1 and Chrobry 1 would deny this admission. Pressure at greater depth would under normal conditions and except the influence of edge water, result in light hydrocarbons becoming dissolved and the specific gravity less, as is the case in well Laszcz#1.

In the overthrust the crude oil occurs in the Cretaceous series and it belongs to the light asphalt base and slightly paraffine classes.

Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
Pasieczna	306	0.791	0.5	—
„	333	0.769	0.3	—
„	378.8	0.730		
„	479.3	0.786	1.6	+
„	489.6	0.771	0.7	—
„	512.5	0.776	0.7	—
Bitków	392	0.728		—

Eocene.

Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
a) Biecz	151.5	0.829	0.4	—
„	240	0.831	0.3	
„	343.6	0.817	1.1	±
Lipinki	141.3	0.857	5.9	+
„	214	0.862	6.0	+
„	412—500	0.861	7.4—4.5	+
„	550	0.834	8.4	+
Libusza	200—300	0.855	3.0	+
Potok	573	0.827	0.4	—
„	720	0.826	0.4	—
„	734	0.822	0.2	—

Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
Potok	1050	0.840	0.37	—
Dobrucowa (Męcinka)	975.2	0.813	4.0	+
Toroszówka	160—250	0.775—0.790		—
Krościenko Niżne	443	0.884	0.7	—
„	518	0.882	0.35	—
Krościenko Wyżne	624	0.858	8.0	+
Turzepole	676.1	0.861	6.7	+
Stara Wieś	305	0.796	4.0	+
„	336	0.797	3.8	+
Brzozów	400	0.805		

Crudes occur in the various folds: in the Lipinki-Libusza-Dominikowice fold the crudes from Ciężkowice sandstones are exclusively paraffine-base and rather heavy, while those from the fold of Biecz and Potok-Krościenko are almost exclusively asphalt-base. Paraffine-base crudes occur in parallel folds lying further north (Turzepole and Brzozów); and on the extension of the Brzozów fold, in Humniska and Grabownica, crude oil horizons occur in the Cretaceous, both asphalt-base and paraffine base.

	Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
b)	Kobylany	300—400	0.867	7	+
	Wietrzno	535	0.834	0.5	—
	Bóbrka	420	0.857	0.7	—
	„	450	0.862	2.6	+
	Równe-Rogi	608.9	0.840	0.8	—
	„	650.4	0.861	5.8	+
	„	1132	0.855—0.814	6.2	+
	Lubatówka	698.5	0.845	0.3	—
	Iwonicz	380—400	0.920—0.950	?	+
	„	470—500	0.780—0.796		—
	„	500—647	0.820—0.840		—

Those crudes occur in various parts of the same fold, consisting of Eocene formations. The light asphalt-base crudes come from upper horizons which are tapped at various depths between 420 and 700 m, depending on the plunge of the fold's

axis, while the heavier paraffine-base crudes come from the lower horizons (the IV sandstone in Bóbrka may already be Cretaceous). Regarding the heavy paraffine-base crudes in Kobylany and Iwonicz, found above the asphalt-base crude, we have no particulars.

Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
c) Majdan	203.5	0.839	0.8	—
„	402	0.881	1.1	—
Starunia	636	0.830	5.9	+
„	785.5	0.854	9.8	+

Upon those fields may be observed a tendency of both asphalt and paraffine crudes to increase specific gravity along with depth, which phenomenon may also be observed at the fields entering the group a and b, independently of the character of the crudes.

Cretaceous Formations.

Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
a) Magura facies,				
Klęczany (southern portion)	250	0.809	4.6	+
„	280	0.811	4.6	+
„	300	0.808	4.6	+
Klęczany (northern portion)	?	0.885		+
Szymbark	?	0.826	slightly paraffine	+
Sękowa	150—200	0.839—0.880		—
Męcina Wielka	186	0.848	0.4	—
Ropianka (Dukla)	132	0.883	0.4	—
„	370	0.872	0.4	—
b) Węglówka	121.5	0.879	0.4	—
„	169.7	0.879	0.4	—
„	275	0.894	0.5	—
„	450	0.875	0.4	—
„	566.8	0.881	0.4	—
„	?	0.884		+

Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
Grabownica	459	0.829	0.3	—
„	564	0.822	0.2	—
„	943—1000	0.830	0.7	—
Humniska	400—500	0.825		—
„	700—1000	0.839	5.9	+
Strzelbice (Jamna sandstone)	150—200	0.862—0.872		+
c) Kropiwnik	192	0.806	0.3	—
Schodnica (Inoceramous beds)	811.5	0.829	5.9	+
Kosmacz	526	0.875	0.8	—
„	533	0.867	0.9	—
„	625	0.879	0.9	—
„	629.5	0.861	1.1	—
„	646	0.870	0.9	—
„	664	0.865	1.1	—
„	782	0.870	0.9	—
Słoboda Rungurska (Jamna sandstones)	164	0.850		+
„	235	0.838	5.3	+
„	245	0.840	5.2	+
„	250	0.840	5.9	+
„	311	0.839		+

Among the Cretaceous crudes, the asphalt-base type predominates distinctly, the light type in the formations of the Magura facies and in the core of the Eocene fold of Grabownica; in Humniska at 150 m below the last asphalt-base horizon there occurs a horizon of heavier paraffine-base crude, similarly as in Bóbrka (in the Eocene horizon). In Węglówka and in Kosmacz the asphalt-base crudes are heavy. Crude coming from the Jamna sandstones is paraffine-base and shows medium specific gravity. In the overthrust parties in the Pasieczna fields, the crudes are, as has been stated before, asphalt-base, and are lightest of all Cretaceous crudes.

Most productive Fields.

a) Schodnica—Urycz—Opaka.

The principal crude oil horizon occurs at the upper contact of the Jamna sandstone and in that sandstone itself. There are but few data concerning crudes from Eocene sandstones. to this horizon belong the crudes of Opaka and some shallow crudes of Schodnica and Urycz.

Field	Depth m	Sp. gr.	Paraffine Content.	Residue Cold Test.
Opaka lower Eocene	300	0.808	5.4	+
„ „ „	640	0.817	6.1	+
Schodnica — Eocene	302	0.823	3.6	+
„	352	0.827	1.6	—
„	360	0.829	3.6	+
— Jamna	419	0.847	0.9	—
„	452	0.871	0.7	—
Inoceramous-Cretaceous formations	811.5	0.829	5.9	+
Urycz — Eocene	165.2	0.882	0.4	—
„	189.7	0.872	0.3	—
— Jamna	355	0.872	0.5	—
„	386	0.872	0.4	—

The crudes coming from the lower Eocene are light paraffine, grading into slight paraffine ones. Those from the Jamna sandstones are rather heavy asphalt-base, and those from the Cretaceous — light paraffine. In Urycz all crudes are asphalt-base and rather heavy. The crudes from Jamna sandstones and from the lower Eocene constitute rather one group, even though the paraffine content increases upwards. In Schodnica on the other hand there is observed at the same time plainly a tendency of specific gravity becoming less in the upward direction. Crudes from Jamna horizons on the Schodnica-Urycz fields show different characters than do crudes from the same horizon in Słoboda-Rungurska.

b) Borysław—Mraźnica—Tustanowice.

The deep fold has a normal stratigraphic structure:

	Range of Depth	Average Sp. gr.	Paraffine Cont.	Residue Cold Test.
Polanica beds	1000—1250	0.863	9	+
Menilite series	1300—1700	0.859	8.9	+
Borysław sandstone	1300—1600	0.855	8.5	+
Eocene	1250—1600	0.862	8.9	+
	According to other analyses up to 1922, Eocene crudes at depths ranging from 1300 to 1500 m averaged a lesser specific gravity, i. e. 0.852.			
Jamna sandstone	1500—1600	0.863	8.4	+
	According to other analyses up to 1922 crude oils from the sandstones of these series and found at depths ranging from 1450 to 1560 m had a specific gravity of 0.850 or even less.			

Overthrust.

a) Jamna sandstone and the upper part of the Inoceramous beds (same as in Orów)	164—176	0.882	0.8	—
b) Jamna sandstones in the border slide. deeper horizon	428—500	0.873	6	+
c) Inoceramous beds:				
1) shallow level	300—1000	0.848	7	+
2) deeper level in the bottom parts of the overthrust	1000—1700	0.861	9.4	+

In the overthrust, besides the heavy minus crude coming from the shallow beds of the Jamna sandstone and the Inoceramous, all crudes belong to the heavy paraffine class, displaying a tendency to show higher specific gravity with increasing depth, with the paraffine content increasing colla-

terally (from 7 to 9.4%). In the deep recumbent fold, Polanica crude shows indications of the influence of water: an abnormal increase of specific gravity and of the paraffine content. From the Menilite series on to the Jamna series inclusive it cannot be observed whether the specific gravity of crudes increases or decreases, the paraffine content being very stable. It may be supposed that the lesser specific gravity of the crudes from the Menilite series and from the Borysław sandstone may result from a larger quantity of gas being found in those series than in the lower ones, while the rather high specific gravity of the Eocene crudes and those from Jamna sandstones, that has been observed in recent years, may stand in connection with the crudes of those levels having degassed to a considerable extent, and with the increase in them of heavy paraffine compounds.

It may be assumed that as exploitation of crude oil horizons goes on, the degassing of crudes directly at the place of their occurrence and the influence of edge water or of water penetrating in some other way, will counteract the normal original conditions governing specific gravity. The abnormally high specific gravity of crudes from the Borysław sandstone in the wells Joffre#2 (0.865), Tryskaj (0.860), Zofja#1 (0.861), Mraznica-Nobel#12 (0.870) or Min. Kwiatkowski (0.870), Banzaj (0.868), is caused probably by the emulsifying effect of the surrounding edge water (brine) [1]. This admission, however, would seem to disagree with observations made on the Bradford field in Pennsylvania, where the specific gravity of crude obtained by water flooding, is by 2° Bé higher, that is such crude oil is lighter than crude obtained by the common method of exploitation, while, on the contrary, the air-drift method tends to increase the specific gravity of crude, probably because an oxidation of hydrocarbons is taking place [2]. Methods

[1] The Eocene crudes from the field „Union" in Borysław-Mraźnica, invite investigation, as that field is flooded from the North. According to Dr. K a t z well „Union"#6 has from the unflooded Borysław sandstone (1387 m), crude oil showing a specific gravity of 0.8566, while the well Rela (1578 m), situated directly beside the „Union" field, produces from the lower Eocene a crude coming from the levels of 1412 and 1530 m, and having a specific gravity of 0.869 with 25% impurity content.

[2] N e w b y, T o r r e y, F e t t k e and P a n y i t y. Bradford Oil Field, Structure of typical American Oil Fields, Vol. II. 1929, p. 435.

of exploitation and the length of time during which they are applied, influence the specific gravity of crudes.

General comments.

Crude oils from the various Polish oil pools belong to a number of different types:

1) Cretaceous, including the crudes from Jamna horizons, asphalt-base (non-paraffine) light and heavy, and, less frequently, semi-paraffine and light.

2) Eocene asphalt-base light, semi-paraffine and paraffine-base heavier.

3) In the series of Menilite shales we have paraffine-base crudes and such semi-paraffine, heavier and lighter ones; no non-paraffine crudes have been observed in this series.

4) The Krosno light asphalt-base crudes, with heavier ones being rather scarce.

5) From among the stratigraphic series just enumerated, the Menilite series displays the most uniform facial character, beginning at the fields of Libusza—Lipinki on the west as far as the Bitków region on the southeast, and it is just this series that generally contains crudes of the most uniform character.

6) Variation of the crudes belonging to more or less the same chemical type, as for example the non-paraffine crudes (Harklowa, Węglówka, Grabownica, Iwonicz, Równe, Rogi, Kosmacz), is based principally upon a different content of light gasoline and lubricating fractions, and this finds expression in the prices paid normally for those crudes, — the prices standing in an inverse ratio to the specific gravity of each particular crude.

7) In spite of a chemical variation of crudes belonging to one and the same stratigraphic series, there may be distinguished certain geochemical types of crudes within the confines of the Polish Carpathian petroliferous province.

8) In the cross section of the Borysław fields, the geologic series, except the strictly Menilite series exclusive the Borysław sandstone, differ in their facial formation from

approximately synchronic series found upon larger areas of the western and eastern Polish Carpathians. The crudes from each series, as found at the Borysław field, show few differences between each other except crude coming from the shallow parts of the overthrust, however, they display a character different from that of crudes in synchronic formations. The crude from the shallow parts of the Cretaceous overthrust (series a), approaches the heavy Cretaceous crudes of Węglówka and Kosmacz.

9) Crude oil fields occur upon tectonic structures which range from more or less normal folds (Potok, Równe, Rogi), and folds inclined at various angles, to folds entirely recumbent (Borysław). Those various shapes may be divided into two groups:

a) Disharmonic foldings with extrusions of the deeper older formations compressed into diapiric uplifts (Potok, Grabownica, Stara Wieś, Bóbrka, Rogi), or such retaining the shape of more gentle folds (Lipinki, Węglówka).

b) Disharmonic foldings with older formations thrust over younger (Borysław, Rypne, Bitków). In some cases both types may combine as for instance in Harklowa.

10) The forms of group (b) are the expression of the highest degree of orogenic tension, and dependently on this condition deposits show the highest paraffine content (Borysław, Rypne, Bitków), and the primary character of various crudes has the greatest homogenity (Borysław).

11) Variations in specific gravities of crudes — those having a paraffine-base as well as those non-paraffine — cannot be subordinated to the „Dichteregel" by K r e j č i-G r a f, and especially if the changes in the specific gravity brought about by long exploitation periods are taken into consideration. For paraffine-base crudes it might be expected that with increasing depth the specific gravity would normally decrease, while reversely with non-paraffine crudes the specific gravity would under those conditions increase (Węglówka, Grabownica, Iwonicz), which would be contrary to „Dichteregel".

12) Non-paraffine crudes occurring in Grabownica and Bóbrka above those having a paraffine base might, if it were possible to prove their transitory character from paraffine-base crudes, furnish examples of asphalt „caps“ resting upon paraffine-base crudes; there are also cases of a reverse relation of paraffine crudes above non-paraffine ones (Rajskie, Iwonicz, Schodnica).

A. Gaweł - M. Książkiewicz.

Porfiryty z Karpat Zachodnich.

(Die Porphyritgesteine aus den Westkarpaten).

(Tablica IX — Tafel IX).

Część geologiczna.

(napisał M. Książkiewicz).

Podczas zdjęć geologicznych arkusza „Wadowice" natrafiłem na pd. od Lanckorony na występowanie skały wylewnej [1]). Ponadto w okolicy Kalwarii stwierdziłem, że w pobliżu miejsca, w którym E. Tietze [2]) na swej mapie zaznaczył cieszynit, występuje nie cieszynit, ale skała o charakterze tufu. Opracowania petrograficznego tych nowych dla Karpat skał magmowych podjął się dr A. Gaweł (por. część petrograficzna), który skałę z Lanckorony oznaczył jako porfiryt, zaś skałę z Bugaja jako tuf porfirytowy.

1. Porfiryt w Lanckoronie.

Występowanie skały. Na pd.-wsch. od miasteczka znajduje się płaski grzbiet, ciągnący się w stronę Jastrzębiej. Mały potok, spływający ku pd., rozdziela ten grzbiet na dwa wzgórza, z których zachodnie oznaczone jest na mapie 1:25.000 punktem 436. Na zachodnim zboczu wzgórza wschodniego, opadającym ku potokowi, znajduje się mały wzgórek w postaci wypukłości, wzniesionej 1—3 m nad otoczenie. Wzgórek ten, zarośnięty krzewami, słabo odcina się od otoczenia w czasie lata, otoczony jest bowiem polami uprawnymi, w lecie dobrze porośniętymi; wyraźniej widoczny jest wiosną lub jesienią (fig. 1). Wzgórek pokryty jest gru-

[1]) Bull. Ac. Sc. Pol. 1936, Sèr. A.

[2]) Jb. Geol. R. A. 1887.

zem płaskich kawałków skały, wyglądających na pierwszy rzut oka na jakieś kwarcytowe piaskowce. Dwie sztuczne, płytkie odkrywki, odsłaniają lepiej skałę.

Jest to skała drobnoziarnista, w stanie świeżym szarozielona, upstrzona nieznacznie drobniutkimi, różowymi punkcikami. W poszczególnych, nadwietrzałych kawałkach skały barwa zielonawa zmienia się na zewnątrz w brudno-różową, popłamioną zielonymi punkcikami. Odłamy skały na po-

Fig. 1. *Fot. mgr K. Guzik*
Pagórek porfirytowy na pd.-wsch. od Lanckorony. — Der Porphyrithügel, SE von Lanckorona.

wierzchni pokrywają się cieniutką, brunatno-rdzawą powłoką, z ciemno-fiołkowymi plamami.

Skała jest bardzo twarda, pod uderzeniem młotka charakterystycznie dźwięczy.

Nabrzmienie, jakie tworzy skała w terenie ma zarys mniej więcej owalny, jego średnica większa o kierunku mniej więcej W-E ma 36 m, mniejsza 27 m długości.

W większej, południowej odkrywce widać, że skałę przecinają dobrze rozwinięte płaszczyzny ciosowe (fig. 2). Płaszczyzny te mają następujące biegi i upady:
110° SSW 30°, 180° E 75°, 125° NE 36°, 145° ⊥, 45° NW 55°
(pierwsza cyfra oznacza bieg, druga wielkość kąta zapadu).

Z tych płaszczyzn najsilniej zaznaczają się płaszczyzny

o kierunku 110° i 180°, dość wyraźnie występuje cios o kierunku 125°, pozostałe zaznaczają się słabiej. Wartość zapadu (30°) płaszczyzny ciosowej o kierunku 110° jest zgodna z kierunkiem i kątem zapadu, panującym wśród skał otaczających skałę magmową. Ten cios jest również mniej więcej równoległy do pd. konturu nabrzmialości.

W mniejszej odkrywce (wschodniej) płaszczyzny oddzielności mają kierunki i zapady następujące:

180° E 85°. 15° SE 50°, 135° NE 70°, 90° N 80°, 170° WSW 50°.

Z tych najsilniej są wyrażone ciosy w kierunku 180° E 85° i 15° SE 50°. Jak widać z tego, główne płaszczyzny ciosowe układają się równoległe do pd. i wsch. brzegu intruzji. Zjawisko to świadczy, że wylew skały magmowej odbył się wśród warstw, w których się ona dziś znajduje, a nie jest ona jakimś egzotykiem lub porwakiem, przeciw czemu przemawia także kształt i stosunkowo duża masa skały, o niezaburzonym, a dobrze rozwiniętym ciosie.

Wskutek obecności powyższych płaszczyzn ciosowych wytwarza się w skale oddzielność typu równoległościennego. Dzięki niej skała rozpada się na wielościany, kształtem zbliżone rombościanów lub ściętych ostrosłupów, czasem przepołowionych wskutek obecności drugorzędnych płaszczyzn ciosowych, skośnie względem głównych płaszczyzn biegnących.

W tych wielościanach, leżących dłużej na powierzchni zaznacza się jeszcze tendencja do tworzenia się oddzielności łupkowej; stąd zwietrzałe bryły skały rozpadają się na cienkie płyty, których gruz zaściela wzgórze. Ponadto można też obserwować słabą tendencję do powstawania ciosu kulistego. Wyraża się ona miedniczkowatymi zaklęsłościami względnie odpowiadającymi im wypukłościami, widocznymi czasem na powierzchni wielościanów i płyt.

Kształt i sposób występowania skały wśród skał otaczających wskazuje, że mamy tu do czynienia z dużą żyłą normalną *(dike)*. Zgodność zapadu głównej płaszczyzny ciosowej z zapadem skał otaczających wskazuje jednak, że intruzja, przynajmniej w warstwach bliskich dzisiejszej powierzchni, miała kierunek zgodny z ułożeniem warstw, ale się wśród nich nie rozprzestrzeniła, nie tworząc żyły pokładowej.

Wskutek większej oporności na wietrzenie w stosunku

do skał otaczających żyła ta zaznacza się wypukłością w terenie.

Skały otaczające. W najbliższym sąsiedztwie skały magmowej nie widać skał otaczających *in situ*. Jednakowoż wokół intruzji, w polach, widoczne są liczne ułamki skał osadowych. Są to skały porowate, lekkie, białawe lub

Fig. 2. *Fot. mgr K. Guzik*
Odkrywka porfirytu w Lanckoronie. — Der Porphyritaufschluss in Lanckorona.

jasno-żółte. Pod mikroskopem skały te okazują się gezami, zawierającymi kwarc, liczne spikule gąbek, spoiwo chalcedonowo-opalowe. Igły gąbek zachowane są w opalu lub chalcedonie, często kanał spikuli wypełnia inna postać krzemionki niż budująca ściany. W zwietrzelinie zdarzają się nadto ułamki piaskowców jasnych, cienkoławicowych z glaukonitem. W odległości 40 m ku pn. w płaszczyźnie wzgórza zaznacza się metrowy próg, który zbudowany jest z wapnistych piaskowców gruboziarnistych. Wreszcie ku pd.-wsch. od magmowca występuje słabe nabrzmienie terenu, zbudowane z gruboziarnistych piaskowców wapnistych i zlepieńców z otoczakami wapieni sztramberskich.

Na zachód od intruzji zbocze opadające ku potokowi zasłane jest gruzem skały magmowej, pomieszanej z ułamkami

gezów. Potok nie daje lepszych odsłonięć. Jego zachodnie zbocze, silniej podcięte, pokazuje tylko gruby rumosz, złożony wyłącznie z gezów. Gdzieś wśród nich występować muszą też zlepieńce, bo w łożysku potoku znalazłem większą bryłę szarego gnejsu biotytowego i otoczaki kwarców.

Na podstawie tych danych można powiedzieć, że żyła skały magmowej tkwi wśród kompleksu skał gezowych, zawierających wtrącenia piaskowców zlepieńcowatych.

Te same skały, które występują wokół magmowca, rozciągają się szeroko na pd. od Lanckorony. Całe sąsiednie wzgórze (p. 456) zbudowane jest z gezów, przechodzących w stropie w rogowce. Stąd seria gezów ciągnie się ku wschodowi, gdzie wraz z marglami buduje wzgórze nad Jastrzebią. Serię gezów, wraz z towarzyszącymi im marglami, rogowcami i piaskowcami zaliczyłem [1]) do warstw z Baszki (górnej kredy).

Na podstawie opisów warstw z Baszki podanych przez H. Becka [2]), D. Andrusowa [3]) i J. Leichera [4]) można było przypuszczać, że kompleks piaskowcowo-margli-sto-gezowy okolic Lanckorony przypomina swym rozwojem fację kredy z Baszki, jakkolwiek z tych warstw gezy nie były wymieniane. Dodać należy, że facji z Baszki w polskich Karpatach nie opisywano. Tylko V. Uhlig [5]) wzmiankuje o występowaniu tej facji na pd. od Wieliczki i Bochni.

Ostatnio odbyłem (wraz z dr J. Burtanówną i dr K. Ciszewską) wycieczkę do Baszki i Frydka, celem zapoznania się na miejscu z tamtejszą facją górnej kredy. Zwiedziliśmy odkrywki warstw z Baszki, położone na prawym brzegu Ostrawicy (Illinowa). W spągu jest tam rozwinięta, bardzo silnie pofałdowana seria twardych, wapiennych margli jasno-szarych lub jasno-zielonawych z łupkami margli-stymi, szarymi, przeławicujących się z ławicami wapieni piaszczystych lub drobno-krystalicznych, barwy jasno-szarej lub jasno-zielonawej, dochodzących do ½ m grubości. Często w tej samej ławicy widać, jak skała wapienna przechodzi

[1]) Por. Bull. Int. Ac. Pol. Sc., 1936.
[2]) Jb. Geol. R. A. 1911.
[3]) Vest. St. Geol. Ust. Praha, 1931.
[4]) Lotos, Praha, t. 79, 1931.
[5]) W pracy A. Liebusa, Beitr. z. Palaeont. Oest.-Ung. 1902.

ku górze w margiel. Tu i ówdzie występują fukoidy. W wapieniach widać naprzemianległość jaśniejszych i ciemniejszych warstewek. Z rzadka występuje w nich glaukonit, znacznie częstszy jest ciemny blaszkowaty minerał, prawdopodobnie węgiel, drobnymi punkcikami rozsiany w skale. Wśród wapieni występują cienkie, parocentymetrowe lawice rogowców szarych lub szaro-niebieskawych. Budowa mikroskopowa tych warstw jest podobna do opisywanej przez D. Andrusowa [1]) z lewego brzegu Ostrawicy. Wszystkie te skały zawierają w mniejszej lub większej ilości igły gąbek, zwapniałe lub sfosylizowane w chalcedonie i opalu lub samym opalu, występują też otwornice i ułamki brachiopodów.

W stropie kompleksu marglisto-wapiennego występuje seria skał porowatych, żółtawych, lekkich. Wśród nich pojawiają się rogowce. Skały porowate są gezami, zawierającymi więcej detrycznego kwarcu niż skały wapienne niższej części kompleksu oraz dużą ilość spikul gąbek, zachowanych w opalu lub chalcedonie lub też w jednym i drugim. Spoiwo tych skał jest częściowo opalowe, częściowo chalcedonowe. Rogowce są niebieskawe, nader podobne do mikuszowickich, zawierają przeważnie schalcedonizowane spikule gąbek i nieliczny kwarzec. Spikule i kwarzec są zcementowane chalcedonem, obok którego w niewielkich ilościach występuje też opal.

Spostrzeżenia nad rozwojem facji kredy z Baszki poczynione w Baszce i Frydku utwierdziły mię w przekonaniu, że seria margli, gezów i rogowców z Lanckorony reprezentuje fację z Baszki. Zarówno wygląd zewnętrzny jak i budowa mikroskopowa i udział gąbek w budowie skały są te same. W Baszce nie widziałem tylko piaskowców i zlepieńców, wiążących się w Lanckoronie z omawianą serią. Ale jak z opisów wynika. kreda z Baszki zawiera wtrącenia piaskowców i zlepieńców z otoczakami wapieni sztramberskich.

Jednakowoż szereg nowych danych wskazuje, że mimo bardzo dużych analogij litologicznych, „warstwy z Baszki“ w strefie lanckorońskiej są starsze od „warstw z Baszki“ na Morawach, o ile te ostatnie, jak dotąd się sądzi, reprezentują istotnie tylko senon.

W spągu warstw z gezami występują w paśmie lanckorońskim piaskowce gruboławicowe, określone w pracy po-

[1]) l. c.

przedniej [1]), jako „ostrygowe". Piaskowce ostrygowe składają się z dużych ziarn jasnego, niebieskawego lub różowego kwarcu, spoiwo posiadają wapienne. Grube ławice gruboziarnistych piaskowców przegradzane są cieńszymi ławicami drobnoziarnistych, niebieskawych piaskowców, którym towarzyszą ciemne, ilaste łupki.

Wiek piaskowców ostrygowych, zaliczonych wraz z margłami i gezami do górnej kredy, może być obecnie, dzięki znalezieniu w nich fauny, skorygowany.

Na pd. od Lanckorony piaskowce ostrygowe, otulone przez gezy, tworzą jądro siodła. W poprzek siodła biegnie droga z Lanckorony do Palczy. Tuż na skraju miasteczka zrobiono w bieżącym roku nowe odkrywki, które odsłoniły warstwy ze skamielinami. Przez podcięcie wkopu przydrożnego zostały odsłonięte w osi siodła niezbyt zwięzłe zlepieńce, złożone z otoczaków wapieni zielonawych, sztramberskich, kwarcu i rogowców, przegradzane gęsto ciemnymi łupkami. Ze zlepieńców tych zebrałem: *Duvalia* sp., *Hibolites jaculum* Bl., *Hib.* cf. *beskidensis* Uhl., *Terebratulina* sp., ułamki dużych ostryg, kolce jeżowców, korale [2]), krynoidy, bryozoa i zęby ryb.

Fauna powyższa wskazuje na hoteryw lub barrem. Być może, że zlepieńce te należą do zespołu piaskowca grodziskiego, z którymi mają pewne analogie (otoczaki rogowców, liczne np. w górnych zlepieńcach grodziskich w Woźnikach).

Tuż nad zlepieńcami leżą gruboławicowe, zlepieńcowate piaskowce z drobnymi ostrygami. W pierwszych, dolnych ławicach, poza ostrygami i innymi drobnymi małżami, fauny nie znalazłem. Natomiast parę metrów ku pd. został założony niedawno przy drodze mały łomik, który odsłonił wśród piaskowców ławicę zlepieńcowatą. W tej ławicy udało się znaleźć początkowo tylko drobne belemnity, różne od charakterystycznych belemnitów dolno-kredowych, o których przypuszczałem (l. c.), że należą do jakichś form górno-kredowych. Na jednej z wycieczek do tego punktu, dzięki nieocenionej pomocy dr E. P a n o w a, zostały znalezione w tej warstwie pierwsze szczątki amonitów. Systematyczna eksploatacja tej warstwy, jeszcze nieukończona, dostarczyła mi bardzo wiele

[1]) Bull. Int. Ac. Sc. Pol. 1936.

[2]) Korale występują masowo w podobnych zlepieńcach w Jastrzębiej, na wsch. od Lanckorony.

ułamków amonitów, wprawdzie przeważnie bardzo źle zachowanych, należących jednak do wielu gatunków. Na podstawie dotąd zebranego materialu można przypuszczać, że jest to fauna środkowo-kredowa, prawdopodobnie aptu, występują w niej bowiem przedstawiciele takich rodzajów, jak: *Douvilléiceras* (kilka gatunków), *Ancyloceras, Crioceras, Lytoceras, Costodiscus (?), Puzosia, Latidorsella, Desmoceras* i t. d., a obok drobnych i źle zachowanych belemnitów, znalazłem formę, bardzo przypominającą *Duvalia grasiana* Duv. Fauna ta jest obecnie w eksploatacji i opracowaniu [1]).

Ponieważ między piaskowcami ostrygowymi aptu, a nadległą serią gezów, margli i rogowców istnieją przejścia, należy wnosić, że w serii gezów reprezentowany jest alb. Jest prawdopodobne, że piaskowce ostrygowe należy uznać za równoważnik łupków wierzowskich lub dolnych warstw lgockich. W takim wypadku seria gezów i rogowców byłaby facją wyższej części warstw lgockich, facją marglisto-gezową w przeciwieństwie do piaszczysto-krzemienistej facji warstw lgockich.

Czy i jakie poziomy od albu w górę zastępuje ta facja gezowo-marglista, niepodobna na razie powiedzieć. Opierając się na anologii petrograficznej z warstwami z Baszki, którym omawiane warstwy są znacznie bardziej bliższe litologicznie, niż warstwom lgockim, możnaby przypuszczać, że jeżeli warstwy z Baszki na Morawach należą do senonu, to i seria gezowo-marglista okolic Lanckorony sięga w górę też w górną kredę. Na odwrót, biorąc pod uwagę, że omawiane warstwy są równoważnikiem warstw lgockich, rozwiniętym w innej facji, można przypuszczać, że warstwy te, podobnie jak lgockie poza alb nie wychodzą. W stropie gezów w okolicach Lanckorony występują czerwone i zielone łupki oraz zielonawe i niebieskawe margle, w przeciwieństwie do płytowych margli serii gezowo-marglistej nieregularnie się łupiące. Jeżeli warstwy z Baszki w strefie lanckorońskiej są tylko równoważnikiem warstw lgockich, to te czerwone łupki należałoby uznać za równoważnik czerwonych łupków rozwijających się ponad

[1]) Obok belemnitów i amonitów, liczne są drobne ostrygi, różne małże, występują też szczątki ryb *(Pycnodus, Otodus)*, łodziki, krynoidy, ułamki drewien.

warstwami lgockimi [1]), a więc przypisać im wiek środkowo-kredowy. Pogląd taki wydaje się najbardziej prawdopodobny, ale nie wykluczam i drugiej możliwości, że warstwy z Baszki sięgają stratygraficznie wyżej i że czerwone łupki stropowe są młodsze od średniej kredy i należą do górnej kredy [2]).

Silnie zakłócony tektonicznie strop serii gezowej w paśmie Lanckorońskim nie pozwala rozstrzygnąć zagadnienia na drodze stratygraficznej. W dwóch innych obszarach, gdzie na ark. Wadowice podobne utwory występują, również nie udało się tego problemu rozstrzygnąć: w okolicy Woźnik nad gezami leżą czerwone łupki i margle, wyżej ciemne łupki; w okolicy Radziszowa gezy, margle i rogowce przechodzą ku górze w piaskowce mikowe, wapniste, podobne do inoceramowych; nad nimi leżą czerwone łupki, wyżej piaskowce ilaste, rozsypliwe, typu „ciężkowickiego", które mogą należeć do eocenu, ale w dolnej swej części jeszcze do kredy. Dodam tu, że w Baszce ponad gezami, marglami etc. leżą podobne, gruboławicowe, ilaste piaskowce, które na mapach V. U h l i g a i H. B e c k a są jeszcze zaliczane do warstw z Baszki.

Jak widać z powyższego, skała wybuchowa w Lanckoronie przebija warstwy marglisto-gezowo-rogowcowe, wieku albskiego i może też młodszego, rozwinięte w facji bardzo zbliżonej do facji z Baszki.

2. Tuf porfirytowy z Bugaja.

W mapie okolic Krakowa zaznaczył E. T i e t z e [3]) we wsi Bugaj (arkusz Wadowice) występowanie cieszynitu. Wzmianka o nim w tekście T i e t z e g o jest bardzo lakoniczna: „...sah ich auf beiden Seiten des Durchschnittes (kolei) einen schmalen Gang (oder Lager) von stark zersetztem Teschenit" (str. 355). S z a j n o c h a [4]) pisze też krótko:

[1]) Por. M. K s i ą ż k i e w i c z, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. IX, 1933 i Bull. Int. Ac. Pol. Sc. 1936. Sér. A.

[2]) W stropowej części kredy siodła Grabownicy, tuż pod czerwonymi łupkami i piaskowcem ciężkowickim, a więc tuż pod eocenem, obserwowałem utwory bardzo podobne do gezów baszkowskich. Skały te w szlifie istotnie okazały się gezami. Byłby to przykład, że facja baszkowska w Polskich Karpatach występuje też w najwyższej kredzie.

[3]) l. c.

[4]) Atlas Geol. Galicji. Z. 11, 1903.

„W pobliżu (t. zn. granitu bugajskiego) występuje mała partia zwietrzałego, ciemnego cieszynitu". Znacznie później prof. S. Kreutz[1]) stwierdza, że cieszynitu tego nie odnalazł, a w pobliżu tego miejsca, przy torze kolejowym znaleziono odłamek jakiejś skały tufowej, bliżej nieopisanej. Natomiast luźne ułamki cieszynitu znalazł S. Kreutz przy ujściu potoku Bugajskiego do Cedronki. Zaznaczyć wypada, że miejsce w którym Tietze zaznaczył cieszynit, należy do zlewiska innego, bardziej północnego potoku.

W pobliżu miejsca oznaczonego jako cieszynit przez Tietzego, w małym potoku płynącym od toru kolejowego ku pn.-wsch., znalazłem kawałki czerwono-fiołkowej skały. Kawałki te w postaci nieotoczonych płyt, grubych na 5—10 dm leżały luźnie w dnie potoku, który w tym obszarze przepiłowuje serię czarnych łupków wierzowskich, charakterystycznych żelazistymi nalotami i kryształkami gipsu na powierzchniach. Znalezione kawałki skały miały barwę na świeżym przełamie czerwono-fiołkową, upstrzoną licznymi plamkami skaleni i większymi skupieniami jakiegoś zielonego minerału. Ponadto widoczne są liczne blaszki, często sześcioboczne biotytu, większe kryształy skalenia i dość liczne ziarna kwarcu. Na zwietrzałej powierzchni skała powleka się brudno-zieloną skorupą drobnoziarnistą, wrastającą nieregularnie w zdrową skałę. Nieotoczony kształt ułamków tej skały wskazywał, że skała musi pochodzić gdzieś z pobliża, w potoku jednak nigdzie *in situ* jej nie znalazłem. Źródło tego potoku, ocembrowane, bije pod nasypem kolejowym; luźne ułamki skały znajdować można aż do nasypu. Poszukiwania w zboczach doliny i bocznych parowach nie dały rezultatu. Również ponad torem kolejowym nie znalazłem żadnych ułamków tej skały. Koło samego toru znalazłem jeden luźny kawałek.

Szczęśliwy traf dopomógł wreszcie do odnalezienia miejsca, z którego kawałki znajdywane w potoku pochodzą[2]) Przez tor kolejowy przechodzi w Bugaju droga pątników, schodząca z kaplic, położonych na zboczu wzgórza, ciągnącego się między potokiem Bugajskim a potokiem wypływającym spod Żarku, w którego południowym dopływie znalaz-

[1]) Bull. Int. Ac. Pol. Sc. 1927. Sér. A.

[2]) W tych poszukiwaniach uczestniczyła też dr J. Burtanówna.

lem pierwsze kawałki skały wulkanicznej. W miejscu przecięcia się toru i drogi pątniczej, tor kolejowy z nasypu przechodzi we wkop. W zboczach tego wkopu widać czarne łupki wierzowskie, wśród których Tietze zaznaczył cieszynit. U wylotu wkopu pojawiają się łupki czerwone, widoczne także obok w polach. Dla przeciągnięcia popod torem drutów do rampy kolejowej, zamykającej drogę pątników, wybito płytki szybik i podkop, z którego wyrzucono świeży materiał skalny, wkopy następnie obmurowano. W wykopanym materiale widać czerwone, zielone i ciemno-szare łupki ilaste, całkiem świeżo wyglądające, wśród których tkwią również niezwietrzałe płaskie płyty, grube na 5—15 cm skały tufowej. Z wyrzuconego z wkopów materiału widać, że skała wulkaniczna tworzy interkalacje wśród czerwonych łupków, łupki te bowiem na niektórych kawałkach skały oblepiają zgodnie jej powierzchnię. Skała wulkaniczna ma bardzo różnorodny wygląd, często w tym samym kawałku zmienia się jej barwa i struktura. Są tu czerwono-fiołkowe, gruboziarniste skały z biotytem i skaleniami, podobne do odłamków znajdowanych w potoku, przechodzące w drobno-ziarniste i nawet zbite odmiany, występują też podobne skały, ale barwy szaro-zielonawej z czerwonawymi, nieregularnymi plamami i smugami, skały pelityczne, margliste, twarde o barwie w środku skały czerwonej, ku brzegom szaro-zielonawej lub biało-szarej. Skała posiada czasem próżnie, częściowo wypełnione kalcytem, co nadaje jej wygląd migdałowca. Istnieją też skały o wyglądzie brekcji, w których materiał o grubszym nieco ziarnie i zielonawym zabarwieniu jest spojony materiałem zbitym, jasno-szarym lub białawym.

Sposób występowania tych skał wśród czerwonych łupków wskazuje, że mamy tu do czynienia z wkładem skały wulkanicznej. Być może, że tych wkładów jest dwa: jeden, skały bardziej gruboziarnistej, drugi zbitej, powiązań bowiem między tymi dwoma odmianami nie widziałem. Niestety nie można się o tym przekonać, złoże skały magmowej znajduje się bowiem pod torem kolejowym.

Na podstawie tufowo-brekcjowatego charakteru tej skały, ułożenia wśród czerwonych łupków, przechodzenia jej w tufitowe odmiany margliste oraz stwierdzonego przez A. G a w ł a w szlifach mieszania się materiału osadowego i wulkanicz-

nego, można wnosić, że skała powstała współcześnie z osadzaniem się czerwonych łupków i margli, być może dzięki podmorskiej erupcji. Nasuwa się też przypuszczenie, czy tuf z Bugaja nie jest sypką fazą jakichś erupcyj, któreby stały w związku z intruzją skały lanckorońskiej. Podobieństwo chemiczne między obiema skałami, stwierdzone przez A. G a w ł a (por. cz. II) przemawia za tym przypuszczeniem.

Czerwone łupki (wraz z zielonymi, szarymi i marglami) tworzą w Bugaju smugi wśród czarnych. Nigdzie nie obserwowałem jednak zazębień lub przejść stratygraficznych między pstrymi a czarnymi łupkami. Czarne łupki łączą się z warstwami lgockimi i zawierają ławice syderytów, z których zapewne pochodzi wierzowska fauna, podana przez H o h e n e g g e r a z Bugaja. Cechy te świadczą, że czarne łupki należą do warstw wierzowskich. Łupki pstre z marglami występują wśród nich prawdopodobnie, jako okna tektoniczne. Margle związane z tymi łupkami, przypominają margle ze stropu serii gezowej. Wydaje się wobec tego najprawdopodobniejsze, że czerwone łupki, wśród których występuje tuf, są czerwonymi lupkami ze stropu gezów. Wyżej wyjaśniono, że łupki te mogą należeć do średniej lub górnej kredy, ściślej wieku ich na razie sprecyzować niepodobna.

W każdym razie, wiek tufu z Bugaja można określić w przybliżeniu jako średnio- lub górno-kredowy.

Jest bardzo prawdopodobne, że porfiryt w Lanckoronie, przebijający, jak się zdaje, warstwy bezpośrednio niższe, jest tego samego wieku. Pogląd ten potwierdza podobieństwo chemiczne obu skał, stwierdzone przez A. G a w ł a (por. część petrograficzna).

3. Pozycja tektoniczna wylewnych skał lanckorońskich.

Obie skały wulkaniczne w okolicach Lanckorony, należą wraz z osadami, w których występują do tej samej jednostki tektonicznej. Jednostka ta, wynurza się spod płatu płaszczowiny godulskiej na pd. od Lanckorony i jest równocześnie na wewnętrzny brzeg tego płatu nasunięta [1]).

Zdawałoby się, że występowanie skał wylewnych w tak silnie zaburzonej strefie, jaką jest kontakt obu jednostek

[1]) l. c.

w okolicach Lanckorony, jest związane genetycznie z tą strefą. Wniosek taki byłby tym bardziej uzasadniony, że w paśmie Żegocina—Rajbrot, które jest według K. Ciszewskiej (odczyt na Pol. Tow. Geol.) podobnie zbudowane jak strefa lanckorońska i stanowi jej przedłużenie ku wschodowi, występują również skały wulkaniczne, znalezione tam przez V. Uhliga[1]), a określone przez J. Johna[2]) jako andezyty i dacyty. Uhlig przypuszczał, że wiek wylewów z Rybia i Żegociny odpowiada miocenowi[3]). Andezyty przebijają bowiem utwory, którym przypisywał wiek oligoceński.

Przeciw genetycznemu związkowi między powstaniem strefy lanckorońskiej a wylewami magm z Lanckorony i Bugaja przemawia jednak fakt, że wylewy te, miały miejsce już prawdopodobnie w kredzie, podczas gdy strefa lanckorońska powstała po oligocenie. Zresztą, wobec braku opracowania skał z Żegociny i Rybiego, trudno coś powiedzieć o stosunku tych skał do skał eruptywnych z okolic Lanckorony.

Ostatnio dało się ustalić, że młodsze skały wylewne w zewnętrznych Karpatach Zachodnich występują też poza strefą dyslokacyjną Lanckorona—Żegocina. Mianowicie stwierdzenie faktu, że skała w Bugaju określona przez Tietzego jako cieszynit okazała się inną skałą, nasunęło mi przypuszczenie, czy przypadkiem inny punkt w Karpatach Zachodnich, w którym zaznaczono cieszynit, a leżący poza właściwym rejonem cieszyńskim, jest istotnie cieszynitem. Chodzi tu mianowicie o występowanie cieszynitu na pograniczu wsi Sułów i Dobranowice, na pd.-wsch. od Wieliczki.

Wspólnie z dr J. Burtanówną, dr K. Ciszewską i dr A. Gawłem odbyłem wycieczkę do Sułowa. Stwierdziliśmy, że w Sułowie występuje skała magmowa w miejscu zaznaczonym przez Tietzego, jednakowoż rozprzestrzenienie jej Tietze znacznie przesadził. Skała ta makroskopowo jest zupełnie podobna do skały magmowej z Lanckorony. Nadto, skały otaczające ją są identyczne z serią gezów z Lanckorony.

Skała magmowa ze Sułowa tworzy słabe nabrzmienie w terenie, leżące przy leśnej drodze prowadzącej z Dobra-

[1]) Verh. Geol. R. A., 1884.
[2]) Verh. Geol. R. A., 1886.
[3]) Jb. Geol. R. A. 1888.

nowic pn. zboczem wzgórza p. 404 w stronę Łazan. Zbocze to jest silnie zarośnięte. Tuż na pn. od drogi znajdują się zarośnięte wkopy i hałdy, ślady dawnego łomu. Wokół magmowca w zwietrzelinie występują licznie kawałki porowatych, żółtawych gezów. Gezy budują górną część wzgórza p. 404, schodzą też do potoku, płynącego między tym wzgórzem a Sułowem. Wśród gezów występują zlepieńce z wapieniem sztramberskim i szarym gnejsem, zupełnie analogiczne do zlepieńców występujących w sąsiedztwie magmowca lanckorońskiego. Przy Dobranowicach, tuż przy domach, leżących na stoku wzgórza w pobliżu potoku, widać gruboławicowe piaskowce wapniste, podobne do piaskowców ostrygowych z Lanckorony. Piaskowce te zapadają pod gezy. Odsłonięte są one też w pn. zboczach wzgórza p. 404, w pobliżu działu wodnego między Sułowem a Łazanami. W ich spągu w Dobranowicach a także na dziale wodnym na pd.-wsch. od Sułowa występują twarde, zlepieńcowate piaskowce w cieńszych ławicach i z grubymi ciemnymi łupkami, podobne do warstw grodziskich.

Skała magmowa z Sułowa jest zatem bardzo podobną do skały z Lanckorony i występuje w serii, którą na podstawie dużych analogij litologicznych należy uważać za kredę zbliżoną do facji z Baszki.

Utwory z Sułowa należą do charakterystycznego zespołu skalnego, który występuje w brzeżnych pasmach Karpat, ciągnąc się od Woźnik nad Skawą do doliny Raby.

W zespole tym najniższymi ogniwami są górne łupki cieszyńskie i piaskowce, których przynależność do warstw grodziskich zauważyli Uhlig[1]) i Niedźwiecki[2]). Warstwy grodziskie zawierają zwykle charakterystyczną faunę belemnitów i aptychów. Wyższy poziom stanowi kompleks, w którym wiąże się kilka typów litologicznych. Są to gruboławicowe piaskowce wapniste z drobną fauną małżową i ciemnymi łupkami, podobne do piaskowców aptu z Lanckorony, wapienie niebieskawe, gąbkowe, mniej lub więcej piaszczyste, w ławicach półmetrowej grubości, rozpadające się w cienkie płyty, przeławicone marglami zielonawo-szarymi, jasno wietrzejącymi. Bardziej piaszczyste wapienie przechodzą w gezy. Wśród wapieni występują ciemno-szare rogowce. Na po-

[1]) Jahrb. Geol. R. A. 1888.
[2]) Rozpr. Ak. Um. 1894.

wierzchniach wapieni trafiają się często dość liczne szczątki (zęby, kolce, kręgi, łuski) ryb. W marglach zdarzają się fukoidy.

Dalszy typ litologiczny, to wapniste piaskowce grubo- i cienko-ławicowe, mikowe, drobnoziarniste, porowate, przechodzące w gezy, zawierające wkładki zielonawo-szarych margli fukoidowych i szarych lub niebieskawych rogowców (dość podobnych do mikuszowickich). W piaskowcach wapnistych dość liczne są szczątki ryb. Czasem zjawia się glaukonit, na ogół niezbyt liczny. Wśród piaskowców występują wtrącenia ciemnych iłów łupkowych, wśród których K. C i s z e w s k a na jednej ze wspólnych wycieczek znalazła ułamki inoceramów (Janowice).

Cała ta seria posiada pewną zmienność pionową i poziomą. Na ogół gruboziarniste piaskowce i wapienie tworzą niższe poziomy, piaskowce wapniste, gezy i rogowce górne, ale zdaje się, że te kompleksy też bocznie się zastępują. Wspólną cechą tych facyj jest obfitość igieł gąbek, występujących w wapieniach, gezach i rogowcach.

Niektóre cechy zbliżają omawiane warstwy do warstw lgockich: niebieskawe rogowce i paskowane piaskowce. Jednakowoż różnice między tymi warstwami a warstwami lgockimi są bardzo duże. Warstwy lgockie są znacznie silniej piaszczyste, krzemieniste, barwy mają ciemne, pozbawione są wapieni i takiej ilości margli fukoidowych.

Natomiast zachodzą bardzo duże podobieństwa do warstw z Baszki.

Warstwom z Baszki i Frydka na Morawach przypisuje się wiek senoński na podstawie nielicznych skamielin. Nie decydują one, jak sądzę, o wieku całości serii warstw z Baszki. Warstwy z Baszki na Morawach leżą na dolnej kredzie, a H. B e c k, autor tezy, że warstwy z Baszki leżą w transgresji na neokomie [1]), stwierdza ostatnio [2]), że na transgresję istnieją dowody tylko co do skałki sztramberskiej. Podnosi również, że warstwy z Baszki wiążą się z utworami, które przypominają mu warstwy grodziskie.

To samo można odnieść i do obszaru Polskich Karpat Zachodnich. W Lanckoronie pod warstwami w facji warstw

[1]) Jahrb. geol. R. A., 1911.

[2]) Erläuterungen zur Karte... der Westbeskiden, Wien, 1932, str. 47 i 40

z Baszki leżą wprost piaskowce ostrygowe, bardzo podobne do grodziskich, jakkolwiek posiadające, przynajmniej w górnej swej części, młodszą faunę. W Woźnikach między typowymi piaskowcami grodziskimi a marglami i gezami z Baszki leżą zlepieńce i piaskowce, zbliżone do grodziskich, a związane przejściami z serią warstw w facji z Baszki.

Nie jest wykluczone, że także na Morawach warstwy z Baszki reprezentują też niższe poziomy kredy, może do albu włącznie.

W obszarze arkusza „Wadowice" warstwy rozwinięte w facji z Baszki (ale prawdopodobnie środkowo-kredowe), występują w odrębnej jednostce tektonicznej.

W okolicy Woźnik obserwujemy serię następującą: 1) łupki cieszyńskie górne; 2) warstwy grodziskie (z *Duvalia dilatata* i neokomskimi hoplitami z grupy *Neocomites* i *Acanthodiscus);* 3) zlepieńce i piaskowce; 4) piaskowce porowate i margle płytowe (facja z Baszki); 5) czerwone i zielone łupki, margle, ciemne łupki. Seria ta tworzy płat zapadający pod łupki cieszyńskie, wierzowskie i warstwy lgockie płaszczowiny godulskiej.

Koło Radziszowa występują na przedpolu płaszczowiny godulskiej margle, gezy i rogowce, przechodzące ku górze w wapniste piaskowce mikowe, przykryte przez czerwone łupki, piaskowce typu „ciężkowickiego", warstwy menilitowe i krośnieńskie. Cała ta seria zanurza się ku pd. pod warstwy lgockie płaszczowiny godulskiej.

Serie okolic Woźnik i Radziszowa można traktować więc jako odrębną jednostkę. Można ją nazwać p ł a s z c z o w i n ą w o ź n i c k ą, rozszerzając nazwę, użytą poprzednio tylko dla płatu Woźnik [1]). Jest to jednostka niższa od płaszczowiny Pogórza Lanckorońskiego (godulskiej). Zanurza się ona ku pd., pod wielki płat Pogórza Lanckorońskiego.

Ale po pd. stronie płatu godulskiego Pogórza Lanckorońskiego, w strefie lanckorońskiej, pojawiają się znowu spod niego utwory podobne do tych, które obserwujemy w serii woźnickiej. Są to margle, gezy, piaskowce ostrygowe etc. Utwory te określiłem jako górną płaszczowinę parautochtoniczną. Obecnie można ją sparalelizować z płaszczowiną woźnicką.

[1]) Roczn. Pol. Tow. Geol., 8, 1932.

W oknie Lanckorońskim wynurza się zatem płaszczowina woźnicka, pokryta od pn. przez płat pływający Pogórza Lanckorońskiego, od pd. zapadająca pod płaszczowinę magórską [1]).

Płaszczowina woźnicka ma pod sobą w Karpatach Wadowickich jeszcze niższą jednostkę, składającą się, wyliczając od góry: z warstw krośnieńskich, menilitowych, pstrego eocenu, piaskowców ciężkowickich oraz piaskowców wapnistych z wtrąceniami piaskowców glaukonitowych i czerwonych iłów. Ten ostatni poziom, zaliczony poprzednio do paleogenu, należy może do kredy.

Serię tę można nazwać płaszczowiną parautochtoniczną.

[1]) Okno Lanckorońskie nie jest tak wielkie, jak to poprzednio przypuszczałem. Zaliczyłem do niego ostatnio (Bull. Ac. Pol. Sc. 1936) serię krośnieńską, szeroko rozprzestrzenioną w trójkącie między Skawcami, Barwałdem a Sułkowicami. Obecnie szereg okoliczności wskazuje, że seria ta należy częściowo do kredy (inoceramowej), a częściowo do paleogenu. Okoliczności te są następujące: 1° W piaskowcach leżących w spągowej części warstw „krośnieńskich", występują w wielu punktach drobne zlepieńce, charakterystyczne drobnymi, wapiennymi kulkami. W takich zlepieńcach, leżących w spągu utworów bardzo podobnych do krośnieńskich znalazła J. Burtanówna (wiadomość ustna) na pd. od Myślenic liczne okruchy inoceramów. W takich samych utworach na pn.-zach. od Sułkowic znalazłem również ułamki inoceramów. 2° W warstwach uważanych za krośnieńskie, a leżących w stropie eocenu Małego Beskidu znalazłem ostatnio inoceramy (Krzeszów, Skawce). 3° Dzięki uprzejmym informacjom dr H. Świdzińskiego mogłem zapoznać się w okolicach Grybowa z t. zw. „szarą" i „czarną" kredą magórską, opisaną niedawno przez tego badacza (Pos. Nauk. P. I. G., nr. 45, 1936). Przekonałem się, że rogowce czarne i łupki typu „menilitowego" występujące na pd. od Lanckorony są identyczne z rogowcami i łupkami czarnej kredy okolic Grybowa. 4° W najbardziej pd. części, w łupkach podobnych do menilitowych, występujących wśród warstw typu krośnieńskiego, stwierdziłem już dość dawno faunę otwornic eoceńskich (Bull. Int. Ac. Sc. Pol. 1930). Utwory te leżą w stropie warstw z inoceramami, a pod piaskowcami ciężkowickimi pł. magórskiej. Być może, że odpowiadają one warstwom „podobnym do krośnieńskich" z numulitami, stwierdzonymi przez Cz. Kuźniara (Pos. Nauk. P. I. G., 45, 1936) na arkuszu Wieliczka. W strefie na pd. od Lanckorony pod rogowcami czarnymi występują rogowce niebieskawe (podobne do mikuszowickich), ciemne zlepieńce (z resztkami amonitów), łupki typu cieszyńskiego, oolity żelaziste i wapienie krynoidowe (potok Ubionka, por. Bull. Ac. Sc. Pol. 1936). Na serii woźnickiej okna Lanckorony leży zatem nasunięta od pd. kreda inoceramowa płaszczowiny magórskiej, zawierająca w spągu resztki dolnej kredy.

Leżąca na niej seria Woźnik i Radziszowa, przechodzi ku wschodowi w masy kredowe leżące na pd. od Wieliczki. Masy te określił prof. J. Nowak[1]) jako płaszczowinę wielicką. Nasuwałoby się przypuszczenie, że wyróżniona jednostka woźnicka jest tylko prostym przedłużeniem płaszczowiny wielickiej. Przemawiałoby za tym też to, że w budowie mas na pd. od Wieliczki biorą udział warstwy grodziskie, piaskowce, gezy i margle z rogowcami facji z Baszki, a więc utwory, cechujące płaszczowinę woźnicką. Uderzającym jest również, że masy wielickie posiadają ten sam typ skały wylewnej, co seria woźnicka okna Lanckorony.

Jednakowoż z badań J. Burtanówny i moich wynika, że na linii Radziszów—Myślenice przebiega poprzecznie wielka strefa dyslokacyjna, która w wybitnym stopniu zmienia stosunki budowy na wschód od tej strefy. Stąd też na razie nie można ściślej określić, jaki jest stosunek wydzielonych na zachód od dyslokacyj Radziszów—Myślenice jednostek woźnickiej i Pogórza Lanckorońskiego (godulskiej) do mas leżących na wschód od tej dyslokacji.

Na razie można powiedzieć, że porfiryty okolic Lanckorony związane są z płaszczowiną woźnicką, występując w warstwach rozwiniętych w facji z Baszki, ale wiekowo starszych (alb) i w czerwonych łupkach, leżących w stropie tej serii.

Porfiryt z Sułowa również występuje w warstwach w facji z Baszki.

Wiek erupcyj tych skał należy odnieść do środkowej lub górnej kredy.

Należy zaznaczyć, że w Karpatach Zachodnich znane są ślady działalności wulkanicznej także w młodszych utworach. Należą tu tufity, stwierdzone przez W. Petrascheck a[3]) w wierceniach w Skoczowie i Rzeszotarach. Oba te wystąpienia związane są z t. zw. autochtonem subbeskidzkim, który jest zapewne równoważnikiem płaszczowiny parautochtonicznej Karpat Wadowickich.

Wiek i pozycja tych tufitów nie są ustalone ściślej. Petrascheck odnosi je do paleogenu.

Ponieważ skały porfirytowe są starsze od czasu uformo-

[1]) Zarys tektoniki Polski, 1927.
[2]) Roczn. Pol. Tow. Geol., 9, 1933.
[3]) Zeitschr. d. oberschl. Berg.- u. Hüttenmän. Ver. Katowice. 67. 1928

wania się płaszczowiny, w której występują, należy wnosić, że wybuchy tych skał miały miejsce znacznie bardziej na południu, że te skały wraz z masami fliszowymi zostały odkorzenione i przewleczone ku północy.

Skały porfirytowe okolic Lanckorony i Wieliczki, można przeciwstawić innej grupie skał magmowych, występujących w Karpatach Zachodnich t. j. cieszynitom. Skały te różnią się od cieszynitów facją, chemizmem i prawdopodobnie wiekiem. Występują ponadto w innej jednostce tektonicznej, niż cieszynity.

Cieszynity stanowią, jak wykazał K. Smulikowski [1]) szereg skał zasadowych, pochodzących z magmy gabrowo-eseksytowej, rozszczepionej na szereg skał pochodnych. Skały porfirytowe stanowią grupę kwaśniejszą (por. cz. petrogr.). Cieszynity tworzą intruzywne żyły pokładowe, porfiryty żyły normalne i utwory tufowe, których brak przy cieszynitach. Obie grupy skał tworzyły się zatem w odrębnych warunkach.

Wiek cieszynitów nie został dotąd ściślej ustalony. Jest prawdopodobnem, że skały porfirytowe są nieco młodsze od cieszynitów. Za tym przemawiałoby zjawisko, że cieszynity związane są wyłącznie z utworami neokomskimi, porfiryty zaś ze średnio-kredowymi.

Jednakowoż możliwe jest i inne przypuszczenie. Skały porfirytowe występują poza obszarem, w którym występują cieszynity. Mogą więc stanowić odrębną fację, różną genetycznie od cieszynitów, ale powstałą w tym samym czasie, co intruzje cieszynitowe.

Inaczej mówiąc, cieszynity stanowią fację wyłącznie intruzywną, porfiryty posiadają też formy ekstruzywne (tufy).

Zwykle jednak facja intruzywna (zasadowa) poprzedza w czasie fację ekstruzywną (kwaśną) [2]).

Po erupcjach porfirytowych, w zewnętrznych częściach łańcucha karpackiego, a raczej tuż na jego przedpolu, jeszcze raz nastąpią w Zachodnich Karpatach zewnętrznych wylewy

---

[1]) Arch. Nauk. Lwów, 1929.

[2]) A. Born, Lehrbuch der Geophysik B. Gutenberga, Berlin, 1929, str. 155.

magm. Są to dolno-mioceńskie bazalty rejonu Morawskiej Ostrawy.

Przebieg zjawisk magmowych w zewnętrznych Karpatach Zachodnich możnaby ująć w cykl magmowy, rozpoczynający się zasadowymi skałami intruzywnymi (cieszynity), po których nastąpiła ekstruzywna faza erupcyj skał kwaśniejszych z tufami (porfiryty). Cykl kończy ekstruzywna faza skał zasadowych (bazalty).

Występowanie skał magmowych w zewnętrznych częściach łańcucha alpejsko-karpackiego należy do rzadkości. Stąd też, obok cieszynitów Śląska i Moraw i andezytów z okolic Żegociny, mało jest znanych skał magmowych, któreby odpowiadały pod tym względem skałom porfirytowym Karpat Zachodnich. Na uwagę zasługują skały magmowe, występujące we fliszu alpejskim Szwajcarii [1]) i Bawarii [2]) (w czerwonych łupkach), określone jako diabazowe porfiryty i diabazy, którym przypisuje się wiek eoceński lub górnokredowy, oraz pikryty Wienerwaldu [3]), związane z płaszczowiną skałkową.

Z Zakładu Geologii U. J.

Część petrograficzna.

(Napisał A. Gaweł).

Intruzje skał magmowych w obrębie fliszu Karpat Zachodnich, znane od 1-szej połowy zeszłego wieku, zostały wyczerpująco i wszechstronnie opracowane według nowoczesnych metod petrograficznych dopiero w ostatnim dziesiątku lat. Pracy tej na terenie Karpat morawskich dokonał dr O. Pacák [4]), zestawiając zarazem bibliografię tego tematu,

[1]) Schmidt C., Neues Jahrb. f. Min. 1887, 1.

[2]) Reiser K. A., Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. 10, 1889. Według E. Krausa (Mitt. Geol. Ges. in Wien, t. 22, 1929) skały te występują w górnej kredzie. Pozycja tektoniczna fliszu w Allgäu, w którym występują omawiane skały, jest sporna. M. Richter uważa go za „unterostalpin", E. Kraus za ultrahelwecki.

[3]) Friedl K.-Waldmann L. Mitt. Geol. Ges. 23, 1930.

[4]) Dr O. Pacák: Sopečne horniny na severním úpati Beskyd Morawskych. Praha, 1926.

teren zaś Śląska cieszyńskiego i przyległego powiatu żywieckiego objął swymi badaniami dr K. Smulikowski[1]).

Wymienione prace odnoszą się do skał, wykazujących, pomimo silnego zróżnicowania się, ścisły z sobą związek komagmatyczny i wspólne cechy genetyczne, pozwalające na wydzielenie odrębnej prowincji magmatycznej: t. zw. prowincji podbeskidzkiej. Magma gabrowo-eseksytowa (Smulikowski) tej prowincji, o charakterze alkalicznym, dała początek skałom zarówno typu alkalicznego, jak i wapienno-alkalicznego, przy czym typy te łączą się z sobą zapomocą licznych ogniw przejściowych.

Rozważania obydwu autorów nad sposobem różnicowania się magmy w prowincji podbeskidzkiej, odzwierciedlają dwa prądy zasadnicze dla tego problemu, nurtujące w petrografii współczesnej, ujęte w teorię asymilacji (Daly, Holmes) i w teorię dyferencjacji (Brögger, Bowen, Niggli). Różnorodność skał magmowych prowincji podbeskidzkiej wywodzi O. Pácak w myśl teorii asymilacyjnej, podczas gdy K. Smulikowski podkreśla rolę dyferencjacji magmatycznej dla ich powstania.

Zagadnienia petrograficzne usunęły na dalszy plan u obu autorów sprawę wieku tych intruzji, określonego za dawniejszymi badaczami za dolno kredowy. Odmienny pogląd przynosi praca J. Nowaka[2]), dzięki nowej metodzie podejścia do tego zagadnienia: uważając bowiem intruzje magmowe prowincji podbeskidzkiej za jedną, choć zróżnicowaną całość i opierając się na znajomości budowy tektonicznej Karpat, autor doszedł do wniosku, że należy przesunąć wiek intruzyj cieszynitowych na czas mioceński lub pomioceński, kiedy tektonika Karpat osiągnęła końcowe stadium swego rozwoju.

Przyczynkiem do rozszerzenia znajomości skał magmowych prowincji podbeskidzkiej jest niniejsze opracowanie skał, występujących na wschód od zbadanych przez K. Smulikowskiego intruzyj z okolic Żywca. Są to skały, znalezione przez M. Książkiewicza w okolicy Lanckorony i Bugaja koło Kalwarii, jako też skała odnaleziona w Sułowie

[1]) Dr K. Smulikowski: Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. Lwów. 1929.

[2]) J. Nowak: Zur Altersfrage der Intrusiongesteine der Teschener Decken. Bull. Int. Ac. Pol. Sc. Sér. A. 1930.

koło Wieliczki, której występowanie znaczył w r. 1887 Tietze, określając ją jako najdalej na wschód wysunięty cieszynit.

Opis geologiczny występowania tych skał i kwestię wieku ich intruzji, podaje część I. pracy, zredagowana przez M. Książkiewicza. Za koleżeńską uczynność, z jaką odstąpił mi do opracowania petrograficznego znalezione przez Siebie materiały, niech mi wolno będzie najserdeczniej Mu na tym miejscu podziękować. Skały z Lanckorony i Wieliczki, w wyniku niżej opisanych badań petrograficznych, zostały nazwane kwarcowymi porfirytami biotytowymi.

A. Porfiryt kwarcowo-biotytowy z pod Lanckorony i Wieliczki.

Opis makroskopowy.

Skała o wyglądzie bazaltu, barwy zielonawo-szarej, wykazuje na świeżym przełamie wydłużone, co najwyżej do 1½ mm listewki skaleni, połyskujące pod światło płaszczyznami łupliwości, oraz równomiernie rozsiane drobne ziarenka minerałów femicznych, zazwyczaj przeobrażonych w skupienia chlorytowe. Wietrzenie wytwarza w zewnętrznych częściach skały partie brunatnawo-szare, oddzielające się niekiedy skorupowo od pozornie zdrowej i niezmienionej skały. W partiach tych, o grubości, dochodzącej do kilku cm, stwierdzić można większą ilość kalcytu, jako minerału wtórnego i wodorotlenki żelaza, powodujące zmianę barwy skały. W odsłonięciach w Lanckoronie udostępnionych dzięki próbom założenia kamieniołomu, obserwuje się gęsto przebiegające płaszczyzny niezbyt regularnego ciosu pryzmatycznego. W Sułowie pod Wieliczką teren słabo zaznaczonego pod poszyciem lasu małego kamieniołomu, nie pozwala na bardziej szczegółowe obserwacje skały *in situ*. Tak samo trudno było uzyskać do tej pory bezpośrednią obserwację kontaktu obu tych intruzyj z otaczającymi je porowatymi piaskowcami o spoiwie z krzemionki bezpostaciowej.

Duże trudności nastręcza też uzyskanie materiału zupełnie świeżego, któryby nadawał się nie tylko do badań mikroskopowych, ale pozwalał również na wykonanie analiz chemicznych. Próbki pobrane nawet z dość znacznej głębokości,

po usunięciu skały zwietrzałej wzdłuż ciosu, wykazują większy lub mniejszy stopień przeobrażenia minerałów femicznych.

Opis mikroskopowy.

Przy badaniu cienkich płytek pod mikroskopem ujawnia się charakterystyczna dla skał zasadowych struktura ofitowa, wytworzona przez krzyżujące się pęczki wydłużonych listewek skaleni, wśród których tkwią minerały następnych generacyj, będące produktem krystalizacji późniejszej. Listewki skaleni, na ogół doskonale zachowanych i wskutek tego nadających się do oznaczeń optycznych, są zbliźniaczone według prawa albitowego i często łącznie z nim prawa peryklinowego. Budowa pasowa zaznacza się w nich rzadko i bardzo niewyraźnie, natomiast spotyka się mniej lub więcej prawidłowe obrastanie skaleni zasadowych przez późniejsze, bardziej kwaśne generacje. Ale i wewnątrz listewek skaleni zasadowych obserwuje się bardzo często rdzenie o konturach nieregularnych, przemawiających za korozją magmatyczną; ich skład chemiczny różni się mniejszą zawartością anortytu od składu chemicznego listewek. Ściemnianie światła prawie proste, przy spółczynnikach załamania światła mniejszych od otaczającej rdzenie substancji skaleniowej listewek, pozwala określić skład chemiczny tych najpierwszych i najstarszych skaleni jako $Ab_{80}An_{20}$. Skalenie te zostały uchronione przed całkowitą resorpcją, spowodowaną bądź to podniesieniem się temperatury magmy, bądź też zmianą jej składu chemicznego, jedynie dzięki temu, że podczas następnej fazy krystalizacji skaleni uległy osłonięciu przez wydzielające się listewki skaleni zasadowych.

Skład chemiczny listewek skaleni wykazuje nieznaczne wahania, uzależnione od zmian warunków krystalizacji, a odzwierciedlające się w sposobie wykształcenia. Nieliczne osobniki, o konturach prawie rombowych lub w postaci krótkich prostokątów, odpowiadają skaleniom, zawierającym 55—60% An. Są one otoczone b. wąską obwódką, posiadającą około 10—12% An, przechodzącą w albit czysty, tworzący wypełnienia między listewkami.

Przeważające natomiast co do ilości listewki wydłużone są skaleniami o 40—45% An. Niektóre z nich przechodzą ku

brzegom w sposób ciągły, nie tworząc budowy pasowej, w skaleń uboższy w anortyt, którego zawartość odpowiada stadiom o 36, 27 i 12% An. Najzewnętrzniejszą obwódką jest niekiedy czysty albit. Do oznaczenia skaleni posłużyłem się metodami stolika F e d o r o w a, kontrolując ponadto ich wyniki oznaczeniami na przekrojach ⊥ do P i M.

Intersticja pomiędzy listewkami skaleni wypełnia czysty a l b i t, o r t o k l a z i k w a r z e c, które najczęściej tworzą z sobą delikatny przerost granofirowy.

Wiele trudności nastręcza oznaczenie składników femicznych w skale. Nawet w próbkach pozornie zupełnie świeżych są one silnie zchlorytyzowane, tak, że jedynie na podstawie resztek, ledwie zachowanych można było stwierdzić ich rodzaj. Istotnym składnikiem femicznym jest w skale b i o t y t, występujący w postaci nieregularnych, zazwyczaj pozbawionych własnych kształtów blaszek, barwy brunatnej o wyraźnym pleochroizmie, o ile jej nie tłumi barwa zielona produktów przeobrażenia. Kąt osi opt. biotytu jest b. mały; w niektórych jednak blaszkach wzrasta ponad 30°. Biotyt zawiera w sobie drobne wrostki i l m e n i t u, a p a t y t u i c y r k o n u, który jednak nie wywołuje naokoło siebie charakterystycznych obwódek pleochroitycznych. W biotytach przeobrażonych w agregat łusek chlorytowych występuje r u t y l w postaci siatki s a g e n i t u. Skupieniom chlorytowym towarzyszą też jako produkty przeobrażeń biotytu grudki rud żelaznych i drobne ziarnka e p i d o t u.

O obecności innych minerałów femicznych, poza biotytem, można wnioskować jedynie na podstawie zarysów skupień chlorytowych, tworzących pseudomorfozy. Bardzo nieliczne takie przekroje przypominają wydłużone kryształy z grupy piroksenów i amfiboli. W niektórych tylko przypadkach obserwuje się ślady zachowanej łupliwości, w odniesieniu do której można zmierzyć kąt znikania światła. Kąt ten wynosi maksymalnie 12°; byłby to więc a m f i b o l zwyczajny.

Badania mikroskopowe płytek cienkich, sporządzonych ze skały z pod Lanckorony i z pod Wieliczki wykazują, że skały te nie różnią się między sobą ani składem mineralnym, ani strukturą. W próbach jednak skały ze Sułowa pod Wieliczką minerały femiczne są całkowicie schlorytyzowane

i dlatego też analizie chemicznej została poddana jedynie skała z pod Lanckorony.

Badania chemiczne porfirytu z Lanckorony.

1. Oznaczenia poszczególnych składników chemicznych zostały wykonane według stosowanych w Zakładzie Mineralogicznym U. J. metod, zaczerpniętych z podręczników analizy krzemianów Hillebranda, Jannascha, Dittlera i Jacoba. Zawartość FeO została oznaczona sposobem Jacoba. Wyniki analizy przedstawia następująca tabela:

	I anal. ryczałtowa	Ia po odliczeniu $CaCO_3$	Ib po odliczeniu H_2O-	Ic stosunki molek.
SiO_2	62.98	64.84	65.35	1.0837
TiO_2	0.87	0.90	0.50	0.0112
P_2O_5	0.25	0.26	0.26	0.0018
Al_2O_3	16.12	16.60	16.73	0.1637
Fe_2O_3	1.16	1.19	1.22	0.0076
FeO	3.35	3.45	3.48	0.0484
MnO	0.09	0.09	0.09	0.0013
MgO	1.84	1.89	1.90	0.0471
CaO	3.94	2.42	2.44	0.0435
Na_2O	3.10	3.19	3.22	0.0519
K_2O	2.55	2.63	2.65	0.0281
$H_2O + 105^0$	1.70	1.75	1.76	0.0977
$H_2O - 105^0$	0.77	0.79	—	
CO_2	1.24	—	—	
	99.96	100.—	100.—	

W kolumnie Ia znajdują się wyniki analizy, wyliczone z analizy ryczałtowej po odjęciu 2.83% kalcytu. Następna kolumna Ib obejmuje wyniki, otrzymane po przeliczeniu analizy na substancję pozbawioną wody uchodzącej w 105°. Stosunki molekularne z kolumny Ic posłużyły do obliczenia składu mineralnego i podanych niżej wartości zarówno Osanna jak i Niggliego.

2. Przy przeliczeniu analizy ryczałtowej skały na jej składniki mineralne napotyka się na trudności wynikające

z przeobrażenia składników femicznych skały i ze zmienności składu chemicznego skaleni. Z tych też powodów nie wyizolowałem ze skały poszczególnych minerałów, w celu wykonania ich analizy chemicznej.

Do obliczenia ilości biotytu posłużyłem się znanymi analizami biotytów, kierując się w wyborze odpowiedniej analizy charakterem chemicznym skały, stosownie do rezultatów pracy Z. W e y b e r g a, wykazującej zależność budowy chemicznej biotytu od składu chemicznego skały macierzystej. W myśl tego biotyty ze skały z pod Lanckorony najbardziej powinny zbliżać się do biotytów z tonalitów, którym znowu dość dokładnie odpowiada wyliczony przez P. C z y r w i ń s k i e g o (Tschirwinsky) średni skład chemiczny 34 biotytów, pochodzących z różnych granitów. Wychodząc od biotytu o takim składzie chem., uzyska się po przeliczeniu analizy skały znaczne ilości niezwiązanej glinki i wody, któreby wskazywały, że zarówno biotyt omawianej skały, jak też i jego produkty przeobrażenia są bogatsze w wodę i glinkę.

Wyliczony zgodnie z obrazem mikroskopowym skład mineralny skały z Lanckorony jest więc następujący:

	% wag.		% wag.
biotyt	20.3	ilmenit	1.0
ortoklaz	5.8	rutyl	0.1
albit	25.4	apatyt	0.6
anortyt	9.7	glinka niezw.	3.5
kwarzec	32.5	woda niezw.	1.1
		razem	100.0

Planimetryczny pomiar ilości biotytu w cienkich płytkach sporządzonych do badań mikroskopowych daje wartość zbliżoną do ilości wyliczonej z analizy: 19% obj. równą około 22% wag.

Trudniej natomiast uzgodnić wyniki obserwacyj mikroskopowych i przeliczeń analizy chemicznej skały w zakresie składu chemicznego i ilości skaleni, obecnych w skale w trzech różnych generacjach. Z przeliczenia analizy otrzymuje się 35.1% wag. plagioklazu o przeciętnej zawartości 27% An. Jeśli jednak uwzględni się, że według V o g t a w przerostach granofirowych, jakie widzimy w skale, stosunek Or : Ab

ustala się na 40 : 60, to łącząc z wyliczoną ilością ortoklazu (5.7% wag.) w odpowiednim stosunku część albitu (8.2% wag.), z reszty albitu i z anortytu obliczyć można 26.9% plagioklazu o zawartości 35% An. Ponieważ w skaleniu pierwszej generacji zawartość An według oznaczeń optycznych wynosi 20%, można przeto wyliczyć, że z 26.9% plagioklazów około 10.8% wag. przypada na oligoklaz $Ab_{80}An_{20}$, reszta zaś, t. j. 16.1% na labrador $Ab_{55}An_{45}$. W rzeczywistości też ten plagioklaz spotyka się najczęściej podczas oznaczeń optycznych.

3. Do ustalenia charakterystyki magmy skały z Lanckorony posłużą wartości O s a n n a i wartości N i g g l e g o:

Wartości O s a n n a:

s = 73.19, a = 10.2, c = 5.5, f = 14.3, n = 6.49 (β), k = 1.61.

Wartości N i g g l i e g o:

si = 271.5, al = 41.01, fm = 28.05, c = 10.90. alk = 20.04, k = 0.35, mg = 0.42.

Wartości O s a n n a przedstawione w projekcji w obrębie trójkąta a, c, f, określają magmę skały badanej jako magmę zajmującą stanowisko pośrednie pomiędzy wapienno-alkalicznymi magmami granitowymi a syjenitowymi.

Na podstawie wartości N i g g l i e g o należy zaliczyć magmę skały z Lanckorony do typu kwarcowo-diorytowego. Przy ustalaniu charakteru magmy, należy jednak mieć na uwadze, że skały wylewne w porównaniu ze skałami głębinowymi tych samych magm są bogatsze w krzemionkę i alkalia, uboższe natomiast w tlenki ziem alkalicznych.

Skała z Lanckorony odpowiadałaby zatem dacytom lub bardzo kwaśnym andezytom. Uwzględniając ponadto jej występowanie w postaci żył, przecinających piaskowce średniokredowe, oraz jej wykształcenie, noszące cechy znacznych przeobrażeń, wskazujących na dawniejszy wiek jej powstania, zaliczymy ją do p o r f i r y t ó w kwarcowo-biotytowych z grupy skał żyłowych według systematyki H. R o s e n b u s c h a.

W uzupełnieniu charakterystyki porfirytu z Lanckorony trzeba podkreślić wielką zawartość krzemionki, wykazaną w analizie ryczałtowej, zaś w składzie mineralnym zjawisko

inwersji składu chemicznego skaleni, polegającej na wcześniejszym wydzieleniu się skaleni kwaśniejszych przed krystalizacją skaleni o pokroju listewkowym następnej generacji. Zjawisko to, spotykane u skaleni diabazów kwarcowych (porówn. J. E. H i b s c h) [1]) tłumaczy H. R o s e n b u s c h [2]) zmieszaniem się podczas krystalizacji magmy andezytowej z magmą bazaltową, doprowadzoną z głębi. Skały, będące produktem zmieszania się obu magm określił H. R o s e n b u s c h mianem skał hybrydalnych (hybride Gesteine, Bastardgesteine). Skała z pod Lanckorony czy Wieliczki byłaby więc pierwszym przykładem tego rodzaju skał, opisanym z ziem polskich.

Być może, że na wytłumaczenie powstania tak oryginalnych skał nie koniecznie zachodzi potrzeba przyjmowania tezy H. R o s e n b u s c h a. Nasuwa się bowiem przypuszczenie, że zaburzenia podczas krystalizacji, utrwalone w budowie skaleni tych skał zawdzięczają swe powstanie procesom, związanym z właściwościami ich magm. Rozpuszczenie oligoklazów, poprzedzające krystalizację listewek labradorów wskazuje bądź na podwyższenie temperatury magmy, bądź na zmianę składu chemicznego magmy. W myśl tezy H. R o s e n b u s c h a obydwa te procesy mogą być spowodowane równocześnie przez nowy dopływ magmy o odmiennym chemiźmie. Istnieje jednak także możliwość wzrostu temperatury magmy na skutek utleniania się FeO na Fe_3O_4 lub Fe_2O_3 pod wpływem pary wodnej, zawartej w magmie, według wzoru: $3\,FeO + H_2O \rightleftarrows Fe_3O_4 + H_2 + 15.400$ cal. (R. T. C h a m b e r l i n). Do tego celu wystarczyłoby wzbogacenie magmy w składniki lotne, głównie w parę wodną.

Inna możliwość tłumaczenia genezy takiej inwersji pozostaje w związku ze znaczną ilością biotytu w skale, którego krystalizacja rozpoczęła się dopiero wraz z wydzieleniem się labradoru. Przypuszczać należy, że w pierwszych stadiach krystalizacji magmy, pomimo charakteru kwaśnego dość bogatej w drobiny, mogące dać składniki femiczne, pojawiły się

[1]) J. E. H i b s c h: Kaukasische Quarzbasalte mit abweichend entwickelten Feldspaten und Augiten. Tschermak's Min. u. Petr. Mitteil. 1898, 285.

[2]) H. R o s e n b u s c h: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 1907, t. II.

minerały femiczne z grupy amfiboli lub piroksenów, zużywając magnez i część wapnia magmy. Równocześnie z magmy wzbogaconej wskutek tego w krzemionkę, składniki alkaliczne i lotne, wydzieliły się równoważne ilości oligoklazu (porówn. krystalizację systemu diopsyd-plagioklaz). Rozpoczynający się w tej fazie proces intruzji do przypowierzchniowych części litosfery w dalszym ciągu wzbogaca magmę w SiO_2, alkalia i składniki lotne, na skutek wymieszania z frakcją lżejszą tej magmy, zajmującą stropową partię basenu magmowego. Zmiany te, wraz ze zmniejszonym ciśnieniem zakłóciły ustaloną w głębi równowagę: wydzielone poprzednio składniki femiczne w całości, a oligoklazy częściowo uległy rozpuszczeniu, zaś szybsze przy powierzchni litosfery stygnięcie magmy łącznie z powtórnym jej wzbogaceniem w wapń z powodu rozpuszczenia się składników femicznych, doprowadziło do wydzielenia się wydłużonych labradorów. Materiał z rozpuszczonych składników femicznych zapoczątkował też pod wpływem pary wodnej krystalizację biotytów. Ostatnią fazą zestalania się magmy jest powstanie mezostasis, zbudowanej z przerostu granofirowego albitu, ortoklazu i kwarcu.

4. Wśród skał żyłowych, podobnych do skały z Lanckorony podaje H. Rosenbusch [1]) opis porfirytów z Asturii, nazwanych przez Ch. Barrois jako „kérsantites quartzifères récentes". Analogię zwiększa jeszcze fakt, że opisane przez Ch. Barrois skały są według tego autora wieku eoceńskiego i znajdują się na obszarze bogatym w zespół skał żyłowych, takich jak ofity, cieszynity, porfiryty, bostonity. Porfiryty pirenejskie odznaczają się w porównaniu ze skałą z pod Lanckorony i z pod Wieliczki większym urozmaiceniem w składzie mineralnym i wykształceniu struktur. Posiadają one bowiem oprócz skaleni, kwarcu i biotytu, także amfibol, augit i hypersten, zaś w strukturach przeważa struktura porfirowa, podczas gdy ciasto skalne cechuje listewkowate ułożenie skaleni.

W zespole zasadowych skał żyłowych wśród fyllitów

[1]) H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 1907, t. II, 1, str. 565.

kwarcowych Karyntii opisuje W. Rob. Clark[1]) porfiryt tonalitowy z Iselsberg, który z minerałów femicznych zawiera tylko biotyt.

Z uwagi na zjawisko inwersji składu chemicznego skaleni skała z pod Lanckorony i z pod Wieliczki wykazuje podobieństwo do żył diabazowych, przecinających utwory fliszowe z Allgäu w Bawarii. (K. A. Reiser)[2]). Również i w tym przypadku zasługuje na uwagę analogia sposobu występowania we fliszu i charakteru wykształcenia skał z Allgäu i skały karpackiej. Możliwości porównania ze skałą z Lanckorony istnieją także w stosunku do eoceńskich skał diabazowych i porfirytowych z Chateau d'Oex (kanton Waadt), z Ilberg (Schwyz) i z Kärpfstock (Glarus), których mikroskopowe opracowania podaje C. Schmidt[3]). Poza opisami mikroskopowymi brak jednak bliższych danych w literaturze, czy były one poddane analizie chemicznej: prawdopodobnie z powodu daleko posuniętego stopnia przeobrażenia nie były one dotychczas wogóle analizowane. Nie spotyka się bowiem analiz wspomnianych skał w monografii skał szwajcarskich, wydanej przez P. Niggliego[4]) i współpracowników.

5. Daleko posunięta dyferencja w zespołach skał żyłowych pirenejskich, gdzie bardzo zasadowym pikrytom, ofitom i cieszynitom towarzyszą również i porfiryty, niewątpliwie zaznaczyła się na obszarze Karpat Zachodnich. Z tego też powodu należy zbadać sprawę stosunku porfirytów kwarcowych z pod Lanckorony i Wieliczki do żył „facji cieszynitowej" (K. Smulikowski) prowincji podbeskidzkiej.

W opracowaniach O. Pácaka i K. Smulikowskiego nie spotyka się skał tak krańcowo kwaśnych, jak opisane tutaj porfiryty. Pomimo jednak braku podobieństwa

---

[1]) W. Rob. Clark: Beiträge zur Petrographie der Eruptivgesteine Kärntens. Verh. d. K. K. geol. Reichsanstalt. 1909, 277—283. Ref.: N. Jbch. f. Min. 1912. II. 374.

[2]) K. A. Reiser: Über die Eruptivgesteine des Algäu. Tschermak's. Min. u. Petr. Mitteil. X. 1889, str. 500—548.

[3]) C. Schmidt: Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhange der Schweizer Alpen. N. Jahrb. 1887. I. 38.

[4]) P. Niggli, F. de Quervain, R. M. Winterhalter: Chemismus schweizerischer Gesteine. 1930.

w składzie chemicznym, w wykształceniu mineralnym, czy strukturalnym, a więc pomimo cech, pozwalających na ustalenie stopnia pokrewieństwa porfirytów z dotychczas znanymi skałami facji cieszynitowej, istnieją wyraźne wskazówki, określające wzajemne stosunki genetyczne tych skał. W części I-szej niniejszej pracy M. Książkiewicz podniósł, że różnice w wieku powstania cieszynitów i porfirytów są prawdopodobnie niewielkie. Twierdzenie przeto o pochodzeniu tych żył ze wspólnej magmy, ulegającej zróżnicowaniu podczas ruchów górotwórczych, rozszerza pojęcie komagmetyzmu skał poza granice pokrewieństwa, wynikającego z przynależności do tego samego szeregu (typu) magmatycznego. Do podobnych wniosków doszedł K. Smulikowski, łącząc różne rodzaje zasadowych skał żyłowych szeregu zarówno wapienno-alkalicznego jak i alkalicznego w jedną prowincję magmatyczną (prow. podbeskidzka): różnorodność ich tłumaczy dyferencją wspólnej magmy gabrowo-eseksytowej.

Że także i porfiryty kwarcowe z pod Lanckorony i Wieliczki wykazują pewien związek z magmą gabrowo-eseksytową, można to udowodnić nie tylko stosunkami genetycznymi, dającymi się odcyfrować z geologicznych warunków występowania tych skał. Według ostatniej pracy P. Niggliego[1]) towarzyszące sobie na pewnym obszarze skały zarówno wapienno-alkaliczne, jak i alkaliczne można wyprowadzić z jednej magmy pierwotnej o charakterze bazaltowym. Stosując użytą przez P. Niggliego metodę wyliczania magm pochodnych z pierwotnej magmy bazaltowej, przekonamy się na przykładzie skał t. zw. prowincji podbeskidzkiej, że pierwotna magma bazaltowa rozpadnie się na magmę gabrowo-eseksytową i diorytową, jeśli ze 100 części magmy bazaltowej wydzieli się $^4/_5$ części magmy o charakterze gabrowo-eseksytowym. Pozostałość, t. j. $^1/_5$ część posiada wtedy własności magmy diorytowej. Zależność tę łatwo objaśni następująca tabela:

---

[1]) P. Niggli: Bemerkungen zum geologisch-tektonischen Problem der magmatischen Differentiation. Schweiz. Min. u. Petr. Mitteil. XV, 1935, 153—159.

	I Średni skład bazaltów	II 1/5 część magmy o składzie chem. porfirytów z Lanck.	III 4/5 części magmy — B — 1/5 porfirytu	IV B—1/5 porfirytu przeliczone na 100
SiO_2	49.06	12.97	36.09	45.13
TiO_2	1.36	0.18	1.18	1.47
P_2O_5	0.45	0.05	0.40	0.50
Al_2O_3	15.70	3.32	12.38	15.48
Fe_2O_3	5.38	0.24	5.14	6.41
FeO	6.37	0.69	5.68	7.10
MnO	0.31	0.02	0.29	0.36
MgO	6.17	0.38	5.79	7.25
CaO	8.95	0.48	8.47	10.59
Na_2O	3.11	0.64	2.47	3.09
K_2O	1.52	0.52	1.00	1.25
$H_2O \pm 105$	1.62	0.51	1.11	1.37
	100.—	20.00	80.00	100.00

Kolumna I podaje średni skład chem. bazaltów, kol. II skład chemiczny 1/5 części magmy, w której składniki odpowiadają stosunkom w magmie kwarcowo-diorytowej porfirytów kwarcowych z Lanckorony. Wartości w kolumnie III uzyskano przez odejmowanie liczb kolumn poprzednich. Po przeliczeniu tych wartości na 100 (kol. IV) można porównać wynik przeliczeń ze średnią analizą skał gabrowo-eseksytowych lub z analizami cieszynitów z Marklowic i Paskowa, które K. Smulikowski uważa za produkty najmniejszej dyferencjacji magmy gabrowo-eseksytowej w zespole skał facji cieszynitowej.

	Cieszynit z Marklowic	Cieszynit z Paskowa	magma gabrowo-eseksytowa
SiO_2	43.55	41.42	48.17
TiO_2	2.63	3.14	1.41
P_2O_5	0.52	1.57	0.51
Al_2O_3	13.37	15.07	17.94
Fe_2O_3	4.69	6.40	3.56
FeO	5.83	7.93	6.81
MnO	0.15	0.20	0.17
MgO	6.95	4.82	5.19
CaO	13.47	10.16	9.25
Na_2O	1.87	4.00	3.99

	Cieszynit z Marklowic	Cieszynit z Paskowa	magma gabrowo-eseksytowa
K_2O	3.17	1.98	1.73
H_2O+	2.51	2.73	1.26
H_2O-	0.23	0.27	
			100.00

Przytoczone liczby dowodzą, że istnieje podobieństwo magmy cieszynitowej wzgl. gabrowo-eseksytowej do magmy, która powinna wydzielić się z magmy pierwotnej przed krystalizacją porfirytów. Zasługuje na uwagę wzajemny stosunek ilościowy magm pochodnych. Stosunek ten jest zachowany dla wszystkich prawie składników chemicznych obu magm, oczywiście w granicach, na jakie pozwala zmienność skał tego samego rodzaju, lotność składników podczas dyferencjacji, i t. d. Dowodzi to, że wykonany rachunek może znaleźć zastosowanie do celów określania komagmatyzmu żył porfirytowych i skał facji cieszynitowej. Będzie następnie zadaniem szczegółowych badań geologicznych stwierdzenie, czy rzeczywiście na terenie karpackim ilość żył porfirytowych i żył cieszynitowych zmierzać będzie do stosunku 1 : 4, wyliczonego powyżej.

Pozostaje również na przyszłość do rozwiązania zagadnienie stosunku skał porfirytowych do andezytów okolic Żegociny i Rybnej, których opracowania podjął się K. Maślankiewicz. Andezyty Pienin (S. Małkowski[1]), M. Kamieński[2])), jako zbyt odległe i różniące się składem chemicznym i mineralnym, nie były w niniejszym opracowaniu brane w rachubę.

Dla uzupełnienia charakterystyki petrograficznej porfirytów poddałem również zbadaniu tuf z czerwonych i zielonych łupków z Bugaja koło Kalwarii, młodszych od piaskowców, zawierających żyły porfirytowe. Wiek tych łupków określił M. Książkiewicz na średnio- lub górno-kredowy. Odległość tufu od miejsca występowania żył porfirytowych wynosi 4 km.

[1]) S. Małkowski: Andezyty okolic Pienin. Prace P. Inst. Geol. I, 1, 1921.

[2]) M. Kamieński: Nowe przyczynki do znajomości pienińskich skał magmowych. Rocznik P. Tow. Geol., 1931.

B. Tuf z pstrych łupków z Bugaja pod Kalwarią.

Opis makroskopowy.

Wśród łupków czerwonych i zielonych, znalezionych przez M. Książkiewicza w przekopie kolejowym w Bugaju, istnieją wkładki skały barwy krwisto-czerwonej lub intensywnie zielonej, bardziej spoiste, zbite, o charakterze marglu, lub bardziej szorstkie wskutek nagromadzenia się w nich grubszego materiału skałotwórczego. Odmiany te przechodzą w sposób ciągły w utwór ilasty. Przy szczegółowszej obserwacji można zauważyć niejednokrotnie, że w materiale pelitycznym pstrych iłów wyraźnie oddzielają się kontury okruchów wspomnianej skały. Okazuje się też, że właściwą barwą tej skały jest barwa czerwona, podczas gdy zabarwienie zielone charakteryzuje zewnętrzne partie wkładek, warstewek czy okruchów. Zmiana zabarwienia przechodzi w głąb skały bardzo często w sposób nieregularny, udzielając jej wyglądu plamistego. W odmianach mniej zbitych można stwierdzić okiem nieuzbrojonym liczne blaszki biotytu.

Opis mikroskopowy.

W płytkach cienkich odmian zbitych, zawierających większe okruchy interesującej skały, obserwuje się na tle wapienno-ilastym łupku wyraźnie zaznaczające się fragmenty skały ogniowej. W bezpostaciowym, słabo skrystalizowanym lub drobno krystalicznym cieście skalnym tej skały tkwią liczne, ale drobne prakryształy skaleni. W płytkach cienkich, ilustrujących przejście od substancji ilastej do wkładki materiału tufowego śledzić można coraz to większe wzbogacenie się substancji bezpostaciowej zmieszanej dokładnie z częściami ilastymi i z drobnoziarnistym kalcytem, a równocześnie pojawiają się coraz liczniejsze okruchy skaleni, kwarcu i blaszki biotytu. W czerwonych odmianach zaciemnia obraz pyłek czerwonych rud żelaznych.

Skalenie mają kształt okruchów, pochodzących z kryształów o pokroju ziarn izometrycznie lub tabliczkowato wykształconych. Zachowane są w stanie doskonałej świeżości. Oznaczenia optyczne, wykonane przy pomocy stolika Fedorowa określają w nich zawartość anortytu na 36%. W niektórych ziarnach spotyka się wartości około 44% An.

Analiza chemiczna tufu czerwonego.

Z szeregu okazów tufu wybrałem do analizy chemicznej próbkę materiału czerwonego, niezbyt drobnoziarnistego, obficie usianego drobniutkimi blaszkami miki. Skała o tym wykształceniu przedstawia typ, w którym materiał tufowy najmniej został zmieszany z substancjami ilastymi osadu morskiego. Pomimo to ilość węglanu wapnia wynosi w niej 21.87% wag.

	I	Ia
SiO_2	31.84	67.78
TiO_2	0.50	0.65
P_2O_5	0.28	0.37
Al_2O_3	10.92	14.26
Fe_2O_3	4.10	5.35
FeO	1.35	1.77
MnO	ślad	ślad
MgO	1.08	1.41
CaO	13.37	1.48
Na_2O	2.76	3.61
K_2O	1.15	1.50
$H_2O + 105^0$	1.39	1.82
$H_2O - 105^0$	1.69	—
CO_2	9.62	—
	100.05	100.00

W kolumnie I podane są wyniki analizy ryczałtowej, kolumna I a obejmuje wartości wyliczone z tej samej analizy po wyeliminowaniu 21.87% kalcytu i 1.69% H_2O uchodzącej poniżej 105°.

Skład mineralny tufu został wyliczony z analizy, po usunięciu z niej węglanu wapnia, który należy uważać za składnik osadu serii łupkowo-ilastej:

	% wag.			% wag.
biotyt	15.2		apatyt	0.8
albit	29.2	33.8%	rutyl	0.5
anortyt	4.6		hematyt	3.7
ortoklaz	1.5		„kaolin"	9.8
kwarzec	34.7		razem	100.00

Do znalezienia ilości biotytu użyłem składu przeciętnego biotytu obliczonego przez P. C z y r w i ń s k i e g o. Plagioklaz wyliczony z analizy posiada średnio 13% An. Uwzględniwszy przeto, że skaleń, oznaczony wielokrotnie na drodze optycznej jest plagioklazem $Ab_{64}An_{36}$, trzeba umieścić nadmiar albitu (około 21.6% wag.) w drobnoziarnistym cieście skalnym. Do ciasta skalnego należy też wliczyć znaczną część krzemionki, gdyż okruchy kwarcowe widoczne pod mikroskopem nie dorównują liczbą skaleniom. Normatywny kaolin jest odpowiednikiem substancyj ilastych.

Charakterystykę chemiczną skały uzupełniają wyliczone z analizy następujące wartości:

według O s a n n a: s = 75.41, a = 9.8, c = 3.5, f = 16.7, n = 7.9, k = 1.81;

według N i g g l i e g o: si = 306.6, al = 38.1, fm = 34.5, c = 7.2, alk = 20.2, k = 0.22, mg = 0.28.

Miejsce geometryczne parametrów magmowych, wniesionych w trójkąt O s a n n a znajdzie się tuż koło punktu, charakteryzującego magmę wapienno-alkalicznych syjenitów. Według wartości N i g g l i e g o magma tufu z Bugaja posiada cechy zarówno magm kwarcowo-diorytowych jak i magm syjenitowych.

Badania petrograficzne tufu z Bugaja były przeprowadzone głównie w celu określenia jego stosunku do porfirytu kwarcowego. Rzeczywiście też porównanie analiz, a zwłaszcza zestawienie wartości O s a n n a czy N i g g l i e g o przemawiałoby za bliższym pokrewieństwem obu skał.

wartości Osanna	s	a	c	f	n	k
porfiryt kwarcowy	73·19	10·2	5·5	14·3	6·5	1·61
tuf z Bugaja	75·41	9·8	3·5	16·7	7·9	1·81

wartości Niggliego	si	al	fm	c	alk	k	mg
porfiryt kwarcowy	271·5	41·0	28·1	10·9	20·0	0·35	0·42
tuf z Bugaja	306·6	38·1	34·5	7·2	20·2	0·22	0·28

Różnice w wartościach przytoczonych mogą być spowodowane obecnością materiału ilastego w tufie, lub też mogą być następstwem różnicowania się materiału podczas erupcji wulkanicznej, a następnie jego transportu. Duża ilość biotytu również przemawia za bliskim pokrewieństwem obu skał. Najwięcej zastrzeżeń budzić może wykształcenie i skład chemiczny skaleni, różniących się mniejszą zawartością anortytu od skaleni porfirytów. Pamiętać jednak należy, że w innych warunkach odbywała się krystalizacja porfirytów, tworzących intruzje infrakrustalne, wprawdzie bardzo bliskie powierzchni litosfery, inaczej zaś zestalała się magma podczas erupcji lądowej czy podmorskiej, związanej prawdopodobnie z tworzeniem się intruzyj porfirytowych. Tuf, znaleziony jako wkładka wśród pstrych iłów karpackich odpowiada fazie sypkiej karpackiej działalności wulkanicznej w środkowej lub górnej kredzie [1]).

Z Zakładu Mineralogicznego U. J.

Zusammenfassung.

Geologischer Teil (von M. Książkiewicz).

Während der geologischen Aufnahmen in der Zone von Lanckorona habe ich ein für diese Zone neues Vorkommen des eruptiven Gesteins entdeckt. Überdies habe ich bei Bugaj, wo Tietze [2]) ein Teschenitvorkommen verzeichnet hat, ein Tuffgestein gefunden. Beide Gesteine wurden von Dr. A. Gaweł petrographisch bearbeitet. Das Gestein von Lanckorona wurde von ihm als Porphyrit bestimmt, das Tuffgestein von Bugaj als Porphyrittuff erkannt (vergl. petrographischer Teil).

---

[1]) Już podczas druku niniejszego opracowania została znaleziona w Myślenicach przez dr. J. Burtanówną skała wylewna, wykazująca w swym wykształceniu przejścia od żyłowych porfirytów kwarcowych Lanckorony i Sułowa. Przez swoją strukturę porfirową oraz mikrogranitową lub trachitową budowę ciasta skalnego skała ta przypomina składniki tufu z Bugaja.

[2]) Jahrbuch der geolog. R. A., 1887.

Porphyrit von Lanckorona. Dieses Gestein befindet sich SE von Lanckorona, wo es einen kleinen Wulst (Fig. 1) am Abhange eines Hügels bildet. Es ist dies ein, im frischen Zustande grüngraues, hartes, klingendes, kleinkörniges Gestein. Die von ihm gebildete Terrainwölbung ist 36 m lang, 27 m breit und 1—3 m hoch. Das Gestein ist in zwei kleinen Aufschlüssen sichtbar. Es ist von Absonderungsflächen zerschnitten (Fig. 2).

Das Streichen der wichtigsten Absonderungsflächen ist mit den Umrissen des Hügels konform. Dies und die Gestalt der magmatischen Kuppe weisen darauf hin, dass die Eruption in diesen Schichten, wo es jetzt auftritt, stattfand.

Die Absonderung des Gesteins ist polyedrisch, in kleineren Stücken zeigt sich auch eine Tendenz zur Bildung von plattigen und kugeligen Absonderungsformen. Die Art und Weise und die Gestalt, in welcher der Pophyrit zwischen den sedimentären Gesteinen vorkommt, weisen darauf hin, dass es sich hier um eine gangartige Intrusion handelt.

Der Porphyritgang von Lanckorona ist von einer Serie von Sedimentgesteinen umgeben, die aus den „Gaizes"-Gesteinen zusammengesetzt ist. Das sind helle, leichte, poröse, schwach kalkhältige oder kalkfreie Gesteine, die in Dünnschliffen den klastischen Quarz, viel Spongiennadeln, Chalzedon und Opal aufweisen. Die „Gaizes"-Serie enthält in ihrer oberen Partie die spongiolitischen Hornstein-Einlagerungen. Zwischen den „Gaizes" kommen auch die untergeordneten Einlagen der glaukonitischen Sandsteine und der Konglomerate mit Quarz, Tithonkalk und Biotitgneiss vor. Diese Serie fällt gegen Süden ein. Sie ruht auf den grobkörnigen, kalkhältigen Sandsteinen, die bei Lanckorona zutagetreten und eine mittelkretazische (Apt) Fauna enthalten, oder auf den spröden, hellen Kalkmergeln, die bei Jastrzębia entblösst sind. Unter den mittelkretazischen Sandsteinen kommen die Konglomerate mit der Fauna der Hoteriv-Stufe vor. Im Hangenden ist die „Gaizes"-Serie von roten Schiefern und Mergeln bedeckt. Die Serie der „Gaizes", Konglomerate, Sandsteine, Mergel und der Hornsteine entspricht der Baszka-Fazies der Kreide in Mähren, dem Alter nach gehört sie aber wahrscheinlich dem Albien an.

Da der Porphyritgang die mittelkretazische Serie durchbricht, muss er jünger als der Albien sein.

Porphyrittuff von Bugaj. In einem Bache, der bei dem Eisenbahndamme entspringt, habe ich lose Stücke eines frischen Tuffgesteins gefunden. An der Bahnstrecke hat man einen flachen Schacht ausgegraben, von welchem viele kantige Platten des vulkanischen Gesteins ausgeworfen wurden. Die Tuffplatten liegen zwischen bunten, roten, grünen und dunkelgrauen Schiefern, die wahrscheinlich das Hangende der „Gaizes"-Serie bilden und der mittleren Kreide angehören. Der Tuff selbst ist ein grobkörniges oder kompaktes Gestein, bunt, rot, rot-violett und grau-grünlich gefärbt, mit deutlichen Biotitschuppen. Es kommen auch Brekzien vor, in welchen die Mischung des vulkanischen und des sedimentären Materials zu sehen ist und auch die Mandelgesteine, welche die mit Kalzit ausgefüllten Blasen enthalten. Das Tuffgestein bildet, wie dies die plattigen, mit frischen, roten Schiefern beklebten Tuffstücke beweisen, ein Lager zwischen den bunten Schiefern. Die wahrscheinlich submarine Eruption fand während der Ablagerung der bunten Schiefer und Mergel, also während der mittleren Kreide statt.

Die tektonische Stellung der Ergussgesteine von Lanckorona. Beide vulkanische Gesteine in der Gegend von Lanckorona gehören zu derselben Einheit, die ich als eine die Cieszyn-Godula-Decke unterlagernde bezeichnete [1]) und „obere parautochthone Decke" benannt habe. Sie ist aus Sandsteinen der Hoteriv-Apt-Stufe und der Kalkmergel-, Gaizes- und Hornstein-Serie aufgebaut. Dieselben Schichten treten in der Gegend von Woźniki und Radziszów auf, wo sie eine selbständige Decke (Woźniki-Decke) bilden. Die Woźniki-Decke taucht unter die Godula-deckscholle von Pogórze Lanckorońskie und tritt in der Lanckorona-Zone fensterartig hervor. Die Porphyriten der Lanckorona-Zone sind also mit der Woźniki-Decke (früher obere parautochthone Decke) verknüpft.

Zuletzt konnte ich feststellen, dass die porphyritischen Gesteine auch ausser der Faltungszone von Lanckorona auftreten. Das in den Karten von Hohenegger-Fallaux

[1]) Bull. Int. Acad. Pol. Sc. 1936.

und T i e t z e verzeichnete Teschenit-Vorkommen bei Sułów (SE von Wieliczka) ist kein Teschenit, sondern ähnelt vollständig dem Gestein von Lanckorona. Überdies habe ich feststellen können, dass dieses Gestein ebenso wie in Lanckorona in die Gaizes-Serie eingedrungen ist, die von kalkigen, grobkörnigen Sandsteinen unterlagert ist.

Das Verhältnis der Porphyriten aus der Gegend von Lanckorona und Wieliczka zu den Andesiten und Daziten der Gegend von Żegocina (S von Bochnia), die von V. U h l i g [1]) gefunden und von J. J o h n [2]) kürzlich beschrieben wurden, ist noch nicht klar.

Die porphyritischen Magmen kann man in den Westkarpaten den Teschenitmagmen gegenüberstellen. Die ersteren sind ziemlich sauer und da sie echte Gänge *(dikes)* und Tuffe bilden, stellen sie eine extrusive Fazies dar. Die Teschenite dagegen setzen eine Reihe der basischen, gabbro-essexitischen Gesteine [3]) zusammen, und bilden die Lagergänge *(sills)*. Fast alle Teschenite treten nur in den älteren, nämlich in den neokomen Schichten auf, die Porphyrite dagegen in den jüngeren, mittel- bzw. oberkretazischen Bildungen.

Es ist möglich, dass die Teschenite etwas älter als die Porphyrite sind.

Geologisches Institut der Jagell. Univ. Kraków

Petrographischer Teil (von A. G a w e ł).

Die in kretazischen Sandsteinen der Flyschkarpaten bei Lanckorona und Wieliczka von M. K s i ą ż k i e w i c z gefundenen Gänge erwiesen sich auf Grund chemisch-petrographischer Untersuchungen als Q u a r z p o r p h y r i t e. Dem Aussehen nach, sowie unter dem Mikroskop erinnern sie an Basalte.

Die Quarzporphyrite bestehen aus verzwillingten P l a g i o k l a s-Leistchen und reichlichen, obwohl stark zersetzten, chloritisierten B i o t i t-Blättchen, zwischen denen ein Ge-

[1]) Verhandl. geolog. R. A., 1884.
[2]) Verhandl. geolog. R. A., 1886.
[3]) K. S m u l i k o w s k i. Arch. Nauk., Lwów, 1929.

menge von Albit, Ortoklas und Quarz, meistens in granophyrischer Verwachsung ausgebildet ist. In den Plagioklasen beobachtet man magmatisch korrodierte Feldspatausscheidungen von der Zusammensetzung eines Oligoklases $Ab_{80}An_{20}$. Die diese umhüllenden Plagioklasleistchen der nächsten Generation entsprechen einem Labrador von 45—50% An-Gehalt. Kleinere kurzprismatische Individuen sind basischer; sie enthalten 55—60% An. Alle Plagioklasleistchen besitzen einen dünnen albitreichen Saum (ca 12% An), der sogar in reinen Albit übergeht.

Die Gesteine kann man mit den Quarzglimmerporphyriten Kärntens, wie auch mit den „Kersantites quartzifères récentes" aus Asturien vergleichen (Ch. Barrois). Geologische Lagerungsverhältnisse, sowie auch die Art der inversen Ausbildung der Plagioklase stellen die karpatischen Quarzporphyrite mit den Eruptivgesteinen des nördlichen Flyschrandes der Alpen in Bayern (Allgäu) und der Schweiz in engeren Zusammenhang.

Auf Grund einer abweichend entwickelten Kristallisationsfolge bei Plagioklasen und infolge des hohen SiO_2- und des Quarzgehaltes erinnern die Quarzporphyrite an Quarzdiabase, für welche H. Rosenbusch die Entstehung aus zwei gemischten Magmen annimmt und als hybride oder Bastard-Gesteine bezeichnet.

Was die Verwandschaft der Quarzporphyrite mit dem basischen Ganggefolge der „Teschenit-Formation" (O. Pacàk, K. Smulikowski) der Westkarpaten anbelangt, so weisen ähnliche Lagerungsformen dieser Gesteine in den Flyschgebilden auf nähere komagmatische Beziehungen zwischen ihnen hin. Infolgedessen muss, trotz sehr starker Unterschiede in chemischer und petrographischer Ausbildung der Gesteine, eine Herkunft aus einem gemeinsamen Urmagma angenommen werden. Es wurde nämlich nach der von P. Niggli angewandten Weise errechnet, dass aus einem basaltischen Urmagma ein Fünftel Magma von der Zusammensetzung desjenigen des Quarzporphyrites übrig bleiben muss, damit ein gabbroid-essexitisches Magma des Ganggefolges der „Teschenit-Formation" ausgebildet werden kann.

Über das Alter dieser Intrusionen kann man aus dem Auftreten der petrographisch nahe verwandten Dazittuffe,

die in den oberkretazischen bunten Tonen (Bugaj bei Kalwaria) eingelagert sind, folgern, dass die Quarzporphyrite nicht jünger als oberkretazisch sind [1]).

Mineralogisches Institut d. Jagell. Univ., Kraków

Objaśnienie tablicy. — Tafelerklärung.

Tablica IX. — Tafel IX.

1. Porfiryt kwarcowy z Lanckorony: listewki skaleni; tło skalne, złożone z ortoklazu, albitu i kwarcu, przeważnie w przeroście granofirowym; ciemne plamy odpowiadają skupieniom chlorytowym po biotycie.

Nik. skrzyż. Powiększenie 20-krotnie.

Quarzporphyrit, Lanckorona: Feldspatleistchen; die Grundmasse dazwischen besteht aus Ortoklas, Albit und Quarz, hauptsächlich in Granophyrverwachsung; dunkle Flecken entsprechen den Chloritanhäufungen nach dem Biotit.

Nic. gekreuzt. Vergrösserung 20 mal.

2. Porfiryt kwarcowy z Lanckorony:

Nik. skrzyż. Powiększenie 50-krotne.

Quarzporphyrit, Lanckorona:

Nic. gekreuzt. Vergrösserung 50 mal.

3. Przerost granofirowy i mikropegmatytowy składników tła skalnego w porfirycie kwarcowym z Lanckorony.

Nik. skrzyż. Powiększenie 120-krotne.

Granophyrische und mikropegmatitische Verwachsung der Bestandteile in der Grundmasse des Quarzporphyrites aus Lanckorona.

Nic. gekreuzt. Vergrösserung 120 mal.

4. Tuf, Bugaj koło Kalwarii: okruchy kwarcu, skaleni i blaszki biotytu (czarne) na tle skalnym, utworzonym z produktów rozpylenia magmy.

Światło spolaryzowane bez analizatora. Powiększenie 50-krotne.

Tuff, Bugaj bei Kalwaria: Quarz- und Feldspatbruchstücke, Biotitläppchen (dunkel) in der Grundmasse, die aus Zerstäubungsprodukten des Magmas gebildet sind.

Polarisiertes Licht ohne Analysator. Vergrösserung 50 mal.

5. Okruch tufu, tkwiący w czerwono zabarwionej skale pelitycznej, złożonej z roztartego materiału tufowego z domieszką kalcytu i substancyj ilastych. Tło skalne tufu drobnokrystaliczne.

---

[1]) Während der Drucklegung dieser Abhandlung wurde ein neuer Fundort eines Eruptivgesteins bekannt. Dieses von Frl. Dr. J. Burtan in Myślenice gefundene Gestein stellt einen Übergang zu einer Abart von porphyrischer Struktur und mikrogranitischer oder trachytischer Grundmasse dar und ähnelt deshalb den aus dem Tuff von Bugaj beschriebenen Fragmenten.

1

2

3

4

5

6

Nik. skrzyż. Powiększenie 50-krotne.

Bruchstück eines verfestigten Tuffes, in einem rot gefärbten pelitischen Gestein, welches aus zerriebenem Tuffmaterial mit Zusatz von Kalzit und Tonsubstanzen besteht. Die Grundmasse des Tuffes ist fein kristallisiert.

Nic. gekreuzt. Vergrösserung 50 mal.

6. Odmiana tufu grubokrystaliczna. Kryształy plagioklazów w drobnokrystalicznej masie skalnej.

Nik. skrzyż. Powiększenie 20-krotne.

Grobkörnige Abart des Tuffes. Plagioklaskristalle in einer fein kristallisierten Grundmasse.

Nic. gekreuzt. Vergrösserung 20 mal.

Jan Czarnocki.

Baryt w Górach Świętokrzyskich.

(Schwerspatvorkommen im Święty-Krzyż-Gebirge).

Baryt, inaczej szpat ciężki o formule chemicznej $BaSO_4$ należy do minerałów dość rozpowszechnionych w Górach Świętokrzyskich. Znacznie rzadziej tworzy on złoża o znaczeniu praktycznym. Z pośród 47 miejscowości w których minerał ten został stwierdzony [1]) jedynie w trzech miejscach w ostatnich czasach poznane zostały jego złoża, mianowicie w Strawczynku Nowym p. Promnikiem, w Hucisku i w Górnie pod Daleszycami. W pozostałych — obecność jego stwierdzono przeważnie na hałdach starych robót górniczych, bądź też w kopalniach, odkrywkach i innych odsłonięciach.

Pierwsze z wymienionych — złoże w Strawczynku Nowym, należy do najbardziej zasobnych, jednocześnie też do najlepiej poznanych dzięki robotom górniczym prowadzonym tam od szeregu lat.

Złoże to odkryte zostało przypadkowo w listopadzie 1911 r. podczas bicia studni na terenie parcelacyjnym, należącym do Starego Strawczynka [2]). Dalsze badania i odbudowę górniczą złoża przeprowadził inż Kondaki z Kielc i od tej pory z niewielkimi przerwami eksploatacja jego trwa do chwili obecnej.

Ogólna sytuacja geologiczna tego złoża przedstawia się następująco. Złoże barytowe położone jest poza granicami obszaru paleozoicznego, na przedłużeniu siodła niewachlowskiego, biegnącego przez Kostomłoty, Laskowę i Chełmce. W ostatniej miejscowości dewon środkowy (dolomity) tworzą

---

[1]) Jan Czarnocki: O złożu barytu w Strawczynku pod Promnikiem. Posiedzenia Państw. Instytut. Geol. Nr. 6, 1923, str. 13 (wiadomość tymczasowa).

[2]) Odległość od Strawczynka do najbliższej stacji kolejowej w Piekoszowie (linia Częstochowa—Herby) wynosi 10 km.

zamknięcie tego siodła, zanurzającego się ku zachodowi pod triasem.

W zachodnim przedłużeniu, w odległości 25 km od wychodni paleozoicznych w Chełmcach ponownie ukazuje się dewon środkowy na zach. od Strawczynka, gdzie odsłania się w najwyższym punkcie w postaci małej wysepki, na przestrzeni kilkudziesięciu zaledwie metrów. W bezpośrednim sąsiedztwie z dewonem występuje już wapień muszlowy zanurzający się ku pn. od 20° do 25°. Wchodzi on w skład południowego skrzydła, silnie w tym miejscu rozszerzonej synkliny miedzianogórskiej, której skrzydło północne, graniczące

Fig. 1. Profil wapienia muszlowego i dewonu w starym szybiku w Strawczynku Nowym. Skala 1:20.

D. s. wapień amfiporowy dewonu środkowego — *(Amphipora-Dolomit, Mitteldevon)*
B. baryt w zlepieńcu *(Baryt im Konglomerat)*
z. m. zlepieniec podstawowy wap. muszlowego *(Basalkonglomerat d. Muschelkalkes)*
w. l. wapień o cechach litograficznych *(Litographischer Kalkstein)*
w. k. ławica wap. muszl. z krzemieniami *(Muschelkalk mit Feuersteinen)*
p. wapień płytowy *(Plattenkalk).*

z przedłużeniem paleozoicznej dyslokacji łysogórskiej, odsłonięte jest ponownie w Oblęgorze (pstry piaskowiec i cechsztyn). Północne skrzydło następnej po stronie południowej położonej niecki odsłania się pod Promnikiem. Na pn. od dworu, w kolejnym następstwie o nachyleniu do 20° ku pd. występują poszczególne ogniwa wapienia muszlowego aż po kajper włącznie, odsłonięty w Promniku i okolicy. Rozpiętość antykliny między najstarszymi ogniwami wapienia muszlowego w Strawczynku N. wynosi zaledwie 400 do 500 m. Na tej przestrzeni, przeważnie nisko położonej i pozbawionej odsłonięć naturalnych, występuje wspomniana już wysepka dewonu środkowego. Po za nią podłoże przykryte jest przez dyluwium, pod którym występują strzępy wapienia muszlowego i zlepieńca, spoczywającego bezpośrednio na wapieniach środkowo-dewońskich.

Bezpośredni kontakt wapienia muszlowego z dewonem jest o tyle interesujący (fig. 1), że poza Strawczynkiem nigdzie w Górach Świętokrzyskich nie był stwierdzony. Zawsze

bowiem między tymi utworami spoczywają pośrednie serie, przede wszystkim więc pstry piaskowiec, którego grubość w paśmie Oblęgorskim, położonym w odległości zaledwie około 4 km, wynosi już ponad kilkaset metrów.

W Strawczynku lukę stratygraficzną określa z jednej strony dewon środkowy, reprezentowany przez gruboławicowe wapienie amfiporowe z *Amphipora ramosa* i *Stromatopora*, należące do żywetu, z drugiej zaś wapień muszlowy, którego wiek do pewnego stopnia uzasadnia fauna złożona, z następujących gatunków:

Thamnastrea silesiaca Beyrich d. w. m. [1])
Encrinus cf. liliiformis Schloth.
Myophoria vulgaris Schl. cały wap. musz.
M. vulgaris Schl. var. *semicostata* Hohenstein śr. w. m.
Marmoratella sp.
Protonerita cf. *spirata* Schloth. d. w. m.
Trypanostylus cf. *geographicus* Stopp.
Orthostylus sp.
Coelostylina sp.
Undularia scalata Schl. d. w. m.
Worthenia Leysseri Gieb. d. w. m.
Worthenia Leysseri Gieb. v. *subcostata* Picard d. w. m.
Worthenia sp.

Swoiste cechy litologiczne tych wapieni są ściśle związane z ich pozycją stratygraficzną i to poza wymienioną fauną w dużym stopniu ułatwia też ustalenie ich analogii z identycznymi wapieniami na innych obszarach Gór Świętokrzyskich gdzie występują one w pełnym wykształceniu środkowego triasu.

W odsłonięciu sztucznym, położonym na zach. od wsi w najwyższym punkcie, w otwartym jeszcze szybie, którego profil podaję w fig. 1, widać bezpośrednie zetknięcie obu serii. Bezpośrednio na wapieniu amfiporowym (D. S.) spoczywa cienka warstwa zlepieńca 20—30 cm (Z. M.), zawierająca liczne i dobrze otoczone odłamki dewonu. Nad zlepieńcami

[1]) D. w. m. = dolny wapień muszlowy, śr. w. m. = środkowy wapień muszlowy. Koral *Th. silesiaca* z całego obszaru Gór Świętokrzyskich znany mi jest jedynie ze Strawczynka. Spis pozostałych gatunków podaję wg oznaczeń p. dr A. Ł u n i e w s k i e g o.

spoczywa płytowy wapień zwięzły o cechach litograficznego (w. l.), wreszcie wapień bardziej gruboławicowy z konkrecjami krzemieni (w. k.) i charakterystycznymi, cylindrycznego kształtu rurkami przecinającymi skałę w kierunku prostopadłym do uwarstwienia i wypełnionymi miękkim marglem, znacznie łatwiej wietrzejącym niż otaczająca skała. Dzięki temu wapienie te w stanie zwietrzałym posiadają charakterystyczny gąbczasty wygląd, łatwy do wyróżnienia na terenie, zwłaszcza, że tworzą one wydatne grzędy. Przytoczone cechy są bardzo charakterystyczne dla wapienia muszlowego facji południowego zbocza Gór Świętokrzyskich, np. z okol. Zbrzy, Pierzchnicy i t. d. gdzie takie wykształcenie wapieni jest b. rozpowszechnione i wiąże się ściśle z określonym stratygraficznym położeniem tych warstw w kompletnej serii wapienia muszlowego. Wapienie te, nazwane przeze mnie skalistymi, występują zawsze poniżej serii płytkowych margli z ławicami wap. limowych i związanych z nimi w stropie wapieni gruboławicowych pektenowych i dolomitów, względnie wapieni z *Coenothyris cycloides*, powyżej natomiast całej serii rötu. Z porównania tego wynika, że odpowiadają one dolnej części wapienia muszlowego, a zatym w Strawczynku N. między dewonem i wapieniem skalistym brak zupełnie rötu, a łącznie z nim całej serii pstrego piaskowca, cechsztynu, a poza tym też dużej serii młodopaleozoicznej, więc dewonu górnego i karbonu. Takie ukształtowanie ogranicza się jednak tylko do najbliższej okolicy Strawczynka. W zachodnim przedłużeniu, w niewielkiej odległości (około $^1/_2$ km), np. w Strawczynie występuje już röt w typowym wykształceniu czerwonych łupków z wkładkami cienkich wapieni z fauną *Myophoria costata* (studnia na plebanii i odsłonięcia koło młyna). We wschodnim przedłużeniu — w Chełmcach odsłonięty jest nadto pstry piaskowiec.

Kontakt wapienia muszlowego z dewonem ogranicza się tedy do niewielkiej tylko przestrzeni, nie większej zapewne ponad 1 km. Brak triasu dolnego, wreszcie też cechsztynu w tym miejscu związany jest niewątpliwie z b. silnym wyniesieniem tego obszaru w początkach dolnego triasu, pokonanym dopiero przez transgresję w początkach środkowego triasu. Tego rodzaju ustosunkowanie geologiczne okolic Strawczynka omówiono szerzej, ponieważ zasługuje ono na podkre-

ślenie nie tylko ze względu na obecność złoża barytowego lecz, jak już wspomniałem, ze względu na jedyny w Górach Świętokrzyskich przykład tego rodzaju niezgodności między dewonem i środkowym triasem.

Przechodząc do szczegółowego opisu złoża barytowego w Strawczynku zaznaczyć należy, że znany zasięg jego ogranicza się do niewielkiej tylko przestrzeni nie przekraczającej kilkudziesięciu metrów i ześrodkowanej głównie na kilku działkach gospodarskich Salwy i Ciołka, a w mniejszym stopniu też i na sąsiednich (Korby), położonych po środku wsi Strawczynka N.

W miejscu tym, silnie obniżonym i pozbawionym naturalnych odsłonięć, złoże przykryte jest przez plejstocen, złożony z piasków pochodzących ze zniszczenia moreny o nieznacznej grubości nie przekraczających 0,5 m i przechodzących w morenę spiaszczoną ok. 1½ m, przykrywającą morenę normalną o grubości około 4 do 6 m. Łączna grubość moreny tworzącej zwykle regularny pokład wynosi 6 m. U jej podstawy spoczywa zwykle regularna warstwa ok. 10 cm iłów wyglądem zbliżonych do iłów wstęgowych.

Morena z kolei leży na iłach czerwonawych i żółtych bądź też wprost na dewonie lub na wapieniu muszlowym. Iły czerwone, tłuste i plastyczne posiadają grubość b. nieregularną, co pochodzi stąd, że wypełniają one podłoże dewonu lub wapienia muszlowego, których powierzchnia jest silnie powyżerana i tworzy stromościenne skałki z licznymi głębokimi zapadliskami, lejami i t. p., zjawiskami charakterystycznymi dla krasu. Grubość iłów czerwonych miejscami dochodzi do 8 m, miejscami zaś są one ścięte przez morenę spoczywającą bezpośrednio na złożu i jego otoczeniu (fig. 2).

Stosunek zlepieńca triasowego do dewonu jest regularny tylko w północnym otoczeniu złoża, gdzie roboty ziemne pozwoliły ustalić kolejne następstwo zlepieńców i wapienia muszlowego, spoczywających na dewonie o nachyleniu północnym, wynoszącym średnio 20°.

W południowej części, położonej poza obrębem regularnie zapadających mas triasu, granica między dewonem i zlepieńcem jest bardzo nierówna; wapień dewoński tworzy głęboko powyżeraną powierzchnię. W związku z tym pozostaje grubość zlepieńca, który w wspomnianym już szybiku (fig. 1)

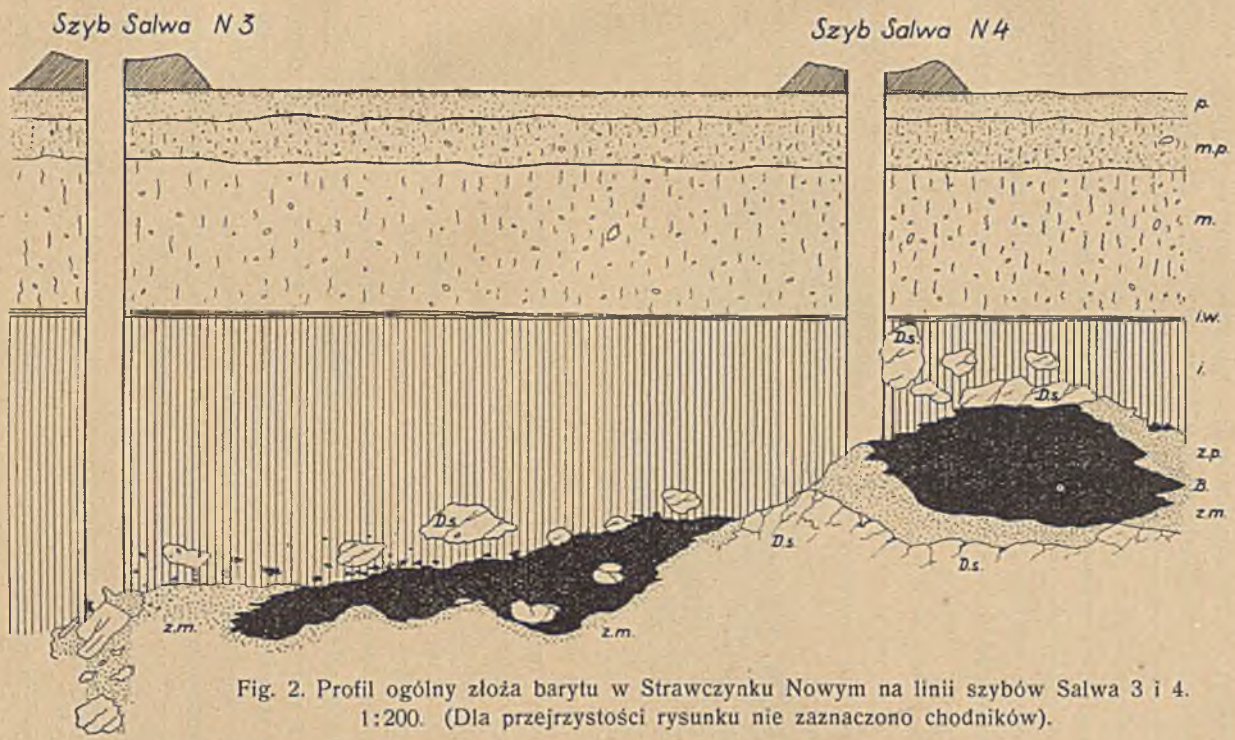


Fig. 2. Profil ogólny złoża barytu w Strawczynku Nowym na linii szybów Salwa 3 i 4. 1:200. (Dla przejrzystości rysunku nie zaznaczono chodników).

p. gleba i piasek *(Humus, Sand)*
m. p. morena spiaszczona *(Sandige Moräne)*
m. „ nieodwapniona *(Kalkige M.)*
i. w. iły wstęgowe *(Bänderton)*
i. iły czerwone i żółte *(rote u. gelbe Letten)*
z. m. zlepieniec podstawowy *(Basalkonglm.)*
D. s. wapienie dewonu środkowego *(Kalkstein d. Mitteldevons)*

wynosi zaledwie 20 do 30 cm, na krawędzi niecki osiągają one grubość ok. 1 m, natomiast w obrębie opisywanego złoża, w znanych przykładach dochodzą do kilku (3—4) m grub. W tych okolicznościach zlepieńce obok drobnych odłamków, najczęściej słabo zaokrąglonych wapieni amfiporowych, zawiera wielkie nieraz do kilku m dochodzące bloki dewonu. Były one spotykane w szybie Salwy N. 3 i N. 4 (fig. 2). W części złoża przedstawionego na figurze 3 jednolity lecz silnie popękany blok wapienia dewońskiego, położony w stropie zlepieńca i złoża w widocznej jego części mierzył ponad 2 m długości. Nie wykluczone jednak, że w tym przypadku chodzi nie o pojedynczy blok wapienia lecz o wielką komorę w wapieniu dewońskim wypełnioną następnie przez zlepieńce lub baryt.

Między zlepieńcem i złożem barytu istnieje ścisły związek. Gdzie zlepieniec wykształcony jest minimalnie tam też barytu albo brak zupełny, albo też występuje on w maleńkich gniazdkach. Taki stosunek barytu widoczny jest w szybiku starym (fig. 2) gdzie baryt pojawia się bezpośrednio na granicy obu skał, a ponadto wypełnia cylindryczne rurki pierwotnie wypełnione marglem. Największą grubość osiąga baryt w miejscu najgrubszego wykształcenia zlepieńców, a więc w obrębie działek Salwy i Ciołka. Tu grubość jego jak wspomniałem dochodzi do 3 i 4 m.

Stosunek barytu do zlepieńca widoczny jest w załączonym profilu złoża (fig. 1 i 2). Baryt nie tworzy ciągłego pokładu lecz mniejsze lub większe gniazda, które po rozciągłości przechodzą stopniowo w zlepieńce, lub iły. Położenie złoża zawsze jednak przytrzymuje się ściśle granicy między dewonem i wapieniem muszlowym. Poza tym baryt jeżeli występuje w wapieniu muszlowym, to tylko w szczelinach lub iłach wypełniających komory krasowe, zresztą w ilościach minimalnych i w tych razach zwłaszcza w krasie wapienia muszlowego jest on zapewne wtórnego pochodzenia. Zależność złoża barytu od zlepieńców w złożu strawczyńskim jest zjawiskiem b. charakterystycznym i pozostaje w ścisłym związku z procesem metasomatycznej wymiany tej skały — na baryt. Potwierdzeniem tego jest często w kopalni obserwowane przejście stopniowe między barytem i zlepieńcem. Wymianie takiej sprzyjała zapewne marglista konsystencja lepiszcza,

która zwykle najpierw została zaatakowana, a później dopiero zawarte w zlepieńcu otoczaki dewońskie, wykazujące różne stadia ich barytyzacyj. W początkowych stadiach procesu metasomatozy zlepieńce posiadają lepiszcze barytowe, a otoczaki dewońskie zależnie od ich konsystencji częściowo tylko, lub zupełnie nie zmienione. W załączonym profilu złoża w szybie Salwa (fig. 3) po stronie prawej widoczne jest stopniowe przejście między złożem barytu i zlepieńcem, początkowo częściowo tylko zmienionym następnie stopniowo aż do

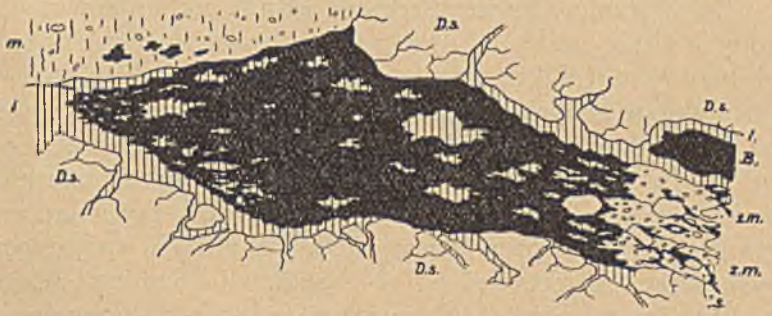


Fig. 3. Profil szczegółowy złoża barytu w pochylni szybu Salwa 2 w Strawczynku Nowym. 1:40.

m. morena *(Moräne)*
i. iły plastyczne żółte *(gelbe, plastische Tone)*
B. baryt *(Baryt)* plamy czarne.
z. m. zlepieniec wapienia muszlowego *(Muschelkalkkonglomerat)*
D. s. wapienie dewonu środkowego *(Mittel-devon-Kalksteine)*.

zlepieńca nienaruszonego i pozbawionego zupełnie barytu. Po lewej stronie złoże wyklinowuje się przechodząc w płonne iły. Iły te, jak wynika ze stosunku ich do złoża, są niewątpliwie też związane z metasomatozą zlepieńców. Dalszym przykładem takiej zamiany służyć mogą też skamieniałości wapienia muszlowego, zwłaszcza korale i ślimaki poprzednio w spisie wymienione. Ich substancja kalcytowa uległa kompletnej wymianie na baryt. Występują one często luźno w ile plastycznym stanowiącym pozostałość metasomatycznie zmienionej skały.

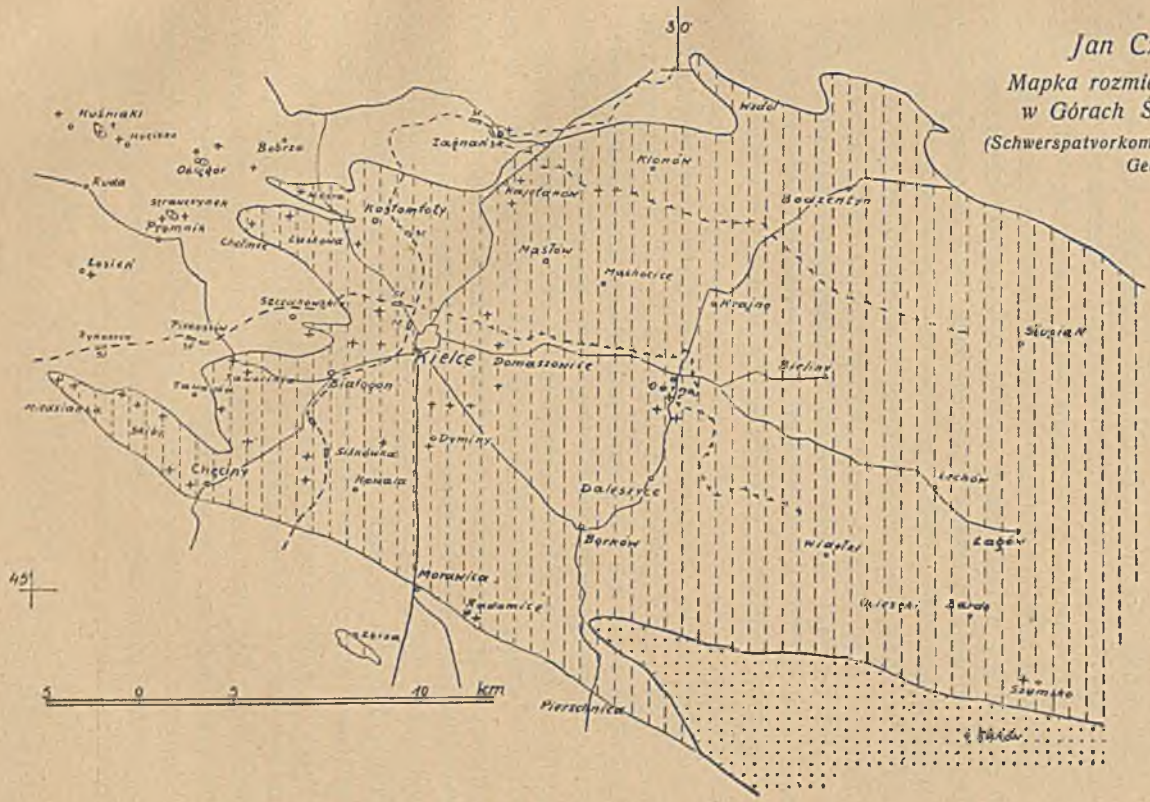
Jak wynika z powyższego złoże barytu tworzy nieciągły pokład w postaci oderwanych gniazd, których grubość dochodzi maksymalnie do 4 m, rozciągłość natomiast, w znanych mi przykładach, nie przekracza 10 m.

Brak szczegółowych analiz nie pozwala na bliższą charakterystykę mineralogiczną złoża. Ograniczam się tedy do podania dostępnych mi obserwacji. Na ogół biorąc baryt strawczyński jest wysokoprocentowy o zawartości $BaSO_4$, dochodzącej do 99% w odmianie śnieżno białej, drobno i grubokrystalicznej na ogół w złożu przeważającej. Odmiany o zabarwieniu szarawym, żółtym lub różowym są znacznie mniej rozpowszechnione. Jedyne zanieczyszczenie stanowi niekiedy ił w przeróbce dający się łatwo usunąć przez zwykłą płuczkę.

Do minerałów towarzyszących, jednak mało rozpowszechnionych należy galena. Występuje ona w szczelinach barytu, lub tworzy niewielkie skupienia krystaliczne. Galena pojawia się zwykle w barycie spoczywającym bezpośrednio na wapieniu dewońskim, tworzy cienkie do 5 mm żyłki, a w partiach zwietrzałych towarzyszy jej cerusyt. Następnym minerałem towarzyszącym jest chalkopiryt oraz minerały pochodne, malachit i azuryt. Tworzą one niewielkie gniazda i wpryśnięcia, występujące najczęściej też w sąsiedztwie wapieni dewońskich. Prócz wymienionych minerałów łatwo dostrzegalnych, występują niewątpliwie inne, j. np. minerał o barwie jabłkowo zielonej, tworzący cienkie naloty na ściankach pęknięć w barycie, a zapewne też i inne, których obecność będzie można wykryć po dokładniejszym zbadaniu złoża pod względem jego składu chemicznego.

Udział wymienionych minerałów w złożu strawczyńskim jest nieznaczny i z tego względu nie wpływa ujemnie na przemysłową wartość barytu. Odnosi się to zwłaszcza do galeny, której domieszka już w ilości 10 gr. na tonnę oddziaływuje ujemnie na wartość surowca, zwłaszcza w przeróbce jego na farbę.

O rozmiarach złoża strawczyńskiego sądzić można tylko z danych ogólnych, a więc z obszaru objętego eksploatacją. Jak wspomniałem nie przekracza on kilkudziesięciu m. Oczywiście dane te nic określają istotnych granic całego złoża, występującego zapewne jeszcze poza obecnie znanymi jego granicami objętymi eksploatacją. Obecne rozmiary złoża są nie wielkie i nie mogą równać się z wielkimi tego rodzaju złożami barytu występującymi w Niemczech i innych krajach. W Polsce natomiast należy ono do największych.



Jan Czarnocki

Mapka rozmieszczenia barytu w Górach Świętokrzyskich

(Schwerspatvorkommen im Święty Krzyż-Gebirge).

\+ miejsce występowania barytu
kreski pionowe — paleozoikum
punkty uszereg. — miocen
pozostały obszar — mezozoikum.

\+ (Schwerspatvorkommen in: vertikal — Paläozoikum, Punkte — Miozän, weiss — Mesozoik.

——— szosy *(Strassen)*
— — — kolej szerokotorowa *(breitspurige Bahn)*
⊥ ⊥ ⊥ kolej wąskotorowa *(schmalsp. Bahn)*

Również o produkcji tego złoża nie wiele można powiedzieć jak tylko to, że eksploatacja jego z przerwami trwała od 1911 r. i obecnie choć w nieznacznym tylko zakresie jest jeszcze kontynuowana. W okresie największego rozwoju kopalni w 1922—1926 r. wynosiła ona 150 do 200 tonn miesięcznie.

Warunki eksploatacji złoża w Strawczynku na ogół są bardzo korzystne zwłaszcza wobec nieznacznej głębokości złoża i braku wody, której napływ w zależności od pór roku i opadów atmosferycznych waha się w granicach od 15 do 20 m poniżej powierzchni, a więc w znacznej części poniżej obecnie odbudowywanych poziomów. Z tych względów odbudowa prowadzona była sposobem najprostszym z pomocą szybików, następnie chodnikami i pochylniami. W ten sposób najwyższy poziom złoża w ciągu 20 przeszło lat w znacznej części został już wyczerpany. Obecność niższych poziomów, poniżej 20 m położonych, stwierdzona została dawniej po upadzie, jednak z powodu wody odbudowa wówczas była zaniechana.

Z obecnością niższych poziomów złoża strawczyńskiego wiąże się kwestia możliwych zapasów barytu w Strawczynku. Dorywcze i nie fachowo prowadzone poszukiwania kwestii tej nie rozstrzygnęły, choć biorąc pod uwagę warunki geologiczne możliwość istnienia większych gniazd barytowych niż te, jakie stwierdzone zostały w polu kopalnianym jest w zupełności prawdopodobna, wymaga jednak planowych robót poszukiwawczych. Możliwości te tyczą się jednak głębszych poziomów, położonych na osi antykliny, więc na obszarze wychodni dewonu przykrytego cienką tylko powłoką wapienia muszlowego, na przestrzeni wynoszącej około 300 do 400 m między wspomnianymi poprzednio skrzydłami synklin miedzianogórskiej i promnickiej. W kierunku podłużnym zasięg złoża może być znacznie większy i wynosić może w przybliżeniu około 1 km. Dotychczasowe poszukiwania ograniczały się jedynie do płytkich tylko szybików i otworów, w których po przebiciu moreny i iłów krasowych pokrywających wapień muszlowy, poszukiwania wstrzymywano w przekonaniu

[1]) Dane Urzędu Górniczego w Radomiu są b. niekompletne i wynoszą: za I kwartał 1924 r. 275 t, za 1925 r. 223 t, za 1926 r. 310 t (z wydziału statystycznego P. I. G.).

braku barytu w iłach pokrywających wapień muszlowy i mylnie utożsamianych z iłami złoża barytowego gdy pierwsze w rzeczywistości są pochodzenia krasowego i nie mają nic wspólnego z iłami związanymi ściśle ze złożem.

Odbudowa górnicza niższych poziomów mogłaby mieć miejsce po ustaleniu zasięgu złoża, jego zapasów i warunków górniczych. W tym razie będzie ona korzystniejsza z uwagi na potrzebę odwodnienia i wzrost kosztów odbudowy głębszych części złoża. Duża wartość barytu strawczyńskiego, nie ustępującego pewnym gatunkom zagranicznego, przy znacznym zapotrzebowaniu tego surowca w kraju, dalsze poszukiwania sąsiednich złóż w związku z poruszonymi możliwościami mogą budzić zainteresowanie.

Innego rodzaju złoże barytowe stwierdzone zostało w Hucisku pod Promnikiem (fig. 4). Występuje ono w postaci żyły, wypełniającej szczelinę uskokową w pstrym piaskowcu środkowego ogniwa. Szczelina uskokowa o kierunku N 353° W, nachylona jest pod ∢ 72° ku zach. Wypełniający ją baryt mierzył do 70 cm grubości w części górnej, w dolnej natomiast, poniżej 6 m złoże stopniowo zwężało się dochodząc do 40 cm na głęb. 9 m. Złoże to zbadane zostało na przestrzeni 30 m. Baryt grubokrystaliczny posiada różowe zabarwienie.

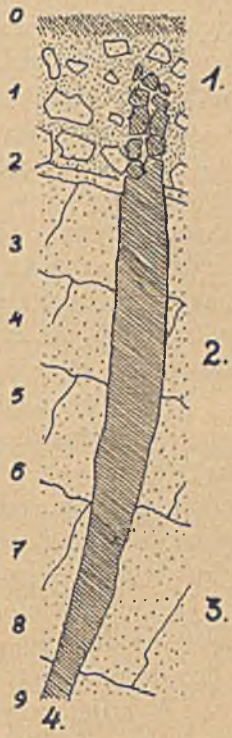


Fig. 4. Profil złoża barytu w pstrym piaskowcu w Hucisku.
1) piasek z okruchami zwietrzałego piaskowca *(Sandstein)*.
2) piaskowiec różowy *(rötlicher Sandst.)*
3) piaskowiec biały *(weisser Sandst.)*
4) baryt. 1 : 200.

Próbna eksploatacja przeprowadzona tu w 1925 r. ograniczyła się tylko do wydobycia dwóch wagonów po czym dalszych prac zaniechano wskutek zbyt małych rozmiarów złoża i znacznej jego odległości od stacji kolejowej w Piekoszowie.

Złoże barytu w Górnie pod Daleszycami stwierdzone zostało w czasie poszukiwań rudy żelaznej przez Hutę Ban-

kową i przez dawne roboty górnicze. Jest ono położone w obrębie lasów państw. na pn. g. Józefki pod Górnem. Baryt występuje tu na głębokości około 10 m w iłach zwietrzeniowych (?) przykrywających dolomity środkowo-dewońskie. Tworzy on poziomo leżący pokład w takim stanie prześledzony chodnikiem na przestrzeni 10 m. Pokład wynosi około 1 m grubości i składa się z szeregu 3 do 10 cm grubości warstewek przedzielonych iłem z gniazdami śmietany hematytowej i rudy manganowej. Baryt posiada czerwone zabarwienie, a nadto zanieczyszczony jest silnie wspomnianymi związkami żelaza, którym w mniejszym stopniu towarzyszy też niekiedy kwarc wypełniający szczeliny i próżnie w barycie. W sąsiedztwie szybika badawczego, położonego na zachód od szosy, baryt stwierdzony został również na hałdach starych robót górniczych, położonych po wschodniej stronie szosy. Stąd wnosić można, że zasięg złoża barytowego w Górnie jest dość duży.

Poza wymienionymi złożami barytu minerał ten występuje w licznych punktach Gór Św. pod postacią agregatów krystalicznych, tworzących gniazda lub żyły, najczęściej cienkie i nieposiadające znaczenia praktycznego, bądź też towarzyszy on stale złożom kruszcowym galeny i miedzi. Przegląd tych miejscowości podany wg. formacji, w jakich baryt w Górach Świętokrzyskich został stwierdzony, ułatwi orientację co do jego zasięgu geograficznego, pośrednio pozostającego do pewnego stopnia w związku z jego genezą.

W najstarszych skałach kambryjskich baryt występuje wyjątkowo tylko i spotkany został w kwarcytach łysogórskich na g. Wiśniówce W. pod Kajetanowem.

Znacznie częściej spotyka się w postaci cienkich żył (3 do 5 cm) w piaskowcu ordowickim, np. na Bukówce pod Kielcami, w zachodniej części góry; w Mójczy i na g. Telegraf pod Kielcami. W ostatniej miejscowości półprzejrzysty baryt tworzy żyłę do 10 cm grub. w piaskowcu (kamieniołom sejmikowy), oraz wrostki w łupkach górnego ordowiku (hałdy starych robót). Wreszcie w piaskowcu glaukonitowym baryt stwierdzony został w Szumsku pod Rakowem. Jest to najdalej ku wsch. wysunięty punkt jego zasięgu.

Nie rzadko również w podobnych warunkach występuje baryt w piaskowcu dolno-dewońskim, np. w Posłowicach

(Jasień), w Jaworzni (Skwarna Niwa), w Kuźniakach (g. Perzowa), oraz w Dyminach i w tych razach wypełnia on cienkie tylko szczeliny w piaskowcu tworząc żyły nieprzekraczające 3 cm grubości.

Najczęściej jednak minerał ten spotyka się w dewonie środkowym, przede wszystkim więc w związku ze złożami kruszconośnymi, w paragenezie z galeną, występującą w szczelinach uskokowych wapieni, dolomitów i zlepieńców cechsztyńskich. W tym stanie baryt stwierdzony został we wszystkich niemal znanych mi złożach galeny. Są to miejscowości następujące: g. Karczówka p. Kielcami skąd baryt wymieniany był już przez P u s z a, Brusznia pod Białogonem, baryt w postaci rzadziej spotykanej odmiany naciekowo-krystalicznej, tworzącej dość obfite gniazda we wschodniej części tej góry (stare roboty). Jaworznia g. Moczydło, agregaty krystaliczne bochenkowatego kształtu z wrostkami pięknie wykształconych sześcianów i ośmiościanów galeny. Jako produkt uboczny baryt był tu eksploatowany łącznie z galeną przez F e r t a do 1909 r. Dalej w Chełmcach w g. Sachetnej, w Bugaju pod Kostomłotami i w Kolejówce, w Ołowiance pod Zajączkowem w Ołowiance pod Zawadą, w Chęcinach w g. Zamkowej, większa żyła barytu na stoku zachodnim w wapieniach dewońskich, w Skibach, w Bolechowicach, w g. Sosnówce p. Korzeckiem i w Woli Murowanej. W wymienionych miejscowościach baryt występuje podobnie jak w Jaworzni w związku z galeną i stwierdzony został starymi robotami górniczymi, mianowicie na hałdach pozostałych po eksploatacji ołowianki. Na Miedziance baryt spotyka się nie często w związku ze złożem miedzi podobnie jak na Miedzianej Górze skąd wymieniany jest przez P u s z a, oraz w g. Sosnówce pod Chęcinami. W Zagnańsku wreszcie, w dolomitach g. Chełm, baryt występuje w paragenezie z hematytem i z kwarcem.

W dewonie górnym baryt sporadycznie pojawia się w postaci cienkich żył, mianowicie w Gałęzicach w g. Ostrówce, w Domaszowicach, w g. Józefce pod Górnem, w Kostomłotach i w Czarnowskich Górkach.

W cechsztynie baryt spotyka się w drobnych skupieniach krystalicznych, w Kajetanowie — w wapieniach, obficiej jednak w zlepieńcach w obrębie dawnej kopalni marmuru,

w iłach czarnych łupkowych, gdzie tworzy drobne wrostki (szyb badawczy na głęb. 17 m) i w niżej leżących zlepieńcach cechsztyńskich występujących na pn. zboczu g. Wiśniówki. W Gałęzicach tworzy on wrostki w jasnych wapieniach na g. Besówce oraz w zlepieńcach w Radomicach.

Bardzo rozpowszechniony jest również baryt w pstrym piaskowcu, zwłaszcza w pasmie oblęgorskim, gdzie stwierdzony został w Porzeczu pod Oblęgorkiem, w Oblęgorze, w pobliżu wychodni cechsztyńskiego zlepieńca, w g. Baraniej, wreszcie w wspomnianym już Hucisku, w g. Peżowej i g. Chłopskiej, następnie w Kuźniakach w g. Pieniaki. Baryt tworzy tam nie tylko żyły w piaskowcu, lecz występuje też często wewnątrz skały stanowiąc jej lepiszcze. Niekiedy też wypełnia on próżnie powstałe po resorbcji otoczaków wapiennych.

W wapieniu muszlowym poza Strawczynkiem baryt spotkany został w Dobrzeszowie i w Promniku.

W kajprze trafia się wyjątkowo w łupkach ilastych jedynie tylko w Łośni na zach. od Promnika. Powyżej triasu, w młodszych osadach mezozoicznych, w jurze i w kredzie w Górach Świętokrzyskich barytu nigdzie nie spotkano.

Z ogólnego przeglądu podanych miejscowości wynika, że minerał ten występuje głównie na krańcach obszaru paleozoicznego. Im dalej ku wschodowi jego pojawianie się jest coraz rzadsze. Z tego punktu widzenia związek barytu z obszarem kruszconośnym Gór Świętokrzyskich jest bardzo wyraźny. Wynika on z faktu, że w znacznej ilości przykładów minerał ten występuje w ścisłym związku ze znanymi złożami kruszconośnymi ołowiu i miedzi w zachodniej części Gór Świętokrzyskich i w tym przypadku należy do tej samej formacji kruszconośnej związanej ściśle z obszarem elewacji kieleckiej i chęcińskiej [1]).

Złoża kruszconośne tej części Gór Świętokrzyskich wiążą się znowu z systemem uskokowym b. młodego pochodzenia, zapewne pokredowego i z tego punktu widzenia należałoby

[1]) Jan Czarnocki: Wykaz złóż kruszcowych i dawnych kopalń ołowiu w środkowej części Gór Świętokrzyskich. Posiedz. Nauk. P. I. G., str. 21—23, Nr. 32, 1932.

Jan Czarnocki: Złoża ołowiu w okol. Karczówki pod Kielcami. Posiedz. Nauk. P. I. G. Nr. 3, str. 101—103, 1931.

im przypisać wiek trzeciorzędowy. Pozostaje to w zgodzie z poglądem Bärtlinga wg którego w Niemczech większość złóż barytowych przeważnie z tym czasem jest związana [1]). Bezpośrednich faktów pozwalających u nas kwestię tę rozstrzygnąć obecnie brak. W każdym razie potriasowe pochodzenie metasomatycznego złoża barytu w Strawczynku jest zupełnie pewne. Złoże to pod względem swego charakteru przypomina bardzo znane złoże niemieckie w Bleiwasche, położone w zachodniej części brylońskiego plateau wapieni masywnych wieku środkowo-dewońskiego [2]). Złoże to mieści się w marglach i wapieniach cenomańskich spoczywających niezgodnie na rozżartej powierzchni wapieni dewońskich. Cenoman podobnie jak w Strawczynku zlepieniec wapienia muszlowego, uległ tu zupełnej lub częściowej wymianie na baryt.

W związku z tymi uwagami, poruszonymi tu tylko mimochodem podkreślić jeszcze należy ważną okoliczność, na którą wielokrotnie już zwracano uwagę w Niemczech (Krusch, Beyschlag, Bärtling), a polegającą na ścisłym związku znacznej ilości złóż barytu z rozmieszczeniem cechsztynu i pstrego piaskowca. Wg Bärtlinga z zależnością tą wiąże się prawdopodobnie pochodzenie barytu, którego złoża w Niemczech w licznych bardzo przykładach występują w granicach zasięgu cechsztynu i pstrego piaskowca, np. w Harcu, Turyngii i na wielu innych obszarach znanych w Niemczech z obfitością złóż tego minerału. Zależność tą Bärtling upatruje w obecności związków barowych w skaleniach, których obfitość w pstrym piaskowcu mogła być brana pod uwagę w powstaniu złóż tego minerału.

Pomijając kwestię słuszności tej teorii podkreślić należy, że podobne zjawisko zależności rozmieszczenia barytu w związku z zasięgiem cechsztynu i pstrego piaskowca występuje również i w Górach Świętokrzyskich szczególnie w pn. zach. części obszaru paleozoicznego, np. w pasmie oblęgorskim i w okol. Kajetanowa, a nawet i Górna, gdzie spotykane resztki pstrego piaskowca, położone daleko poza obrębem

[1]) Dr Richard Bärtling. Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Stuttgart, 1911, str. 132 i dalsze.

[2]) Tenże: Über Metasomatische Schwerspatlagerstätten in Deutschland. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1927, str. 32.

zwartego zasięgu tych utworów przypuszczalnie mogłyby pozostawać w związku z obecnością barytu na tym obszarze.

Analogię złóż barytowych zwłaszcza co do identycznych warunków geologicznych w jakich występują one w Górach Świętokrzyskich i w Niemczech nie jest pozbawiona szerszego znaczenia paleogeograficznego. Praktycznie jednak biorąc znaczenie gospodarcze naszych złóż barytu, w Polsce występujących zresztą jedynie w Górach Świętokrzyskich, jest bardzo małe. Poznane złoża — w porównaniu z niemieckimi, z których np. złoże w Meggen eksploatowane już od 1853 r. należy do największych w świecie, a roczna produkcja surowca, np. w r. 1908—9 wynosiła 65.833,86 tonn — stosunkowo są bardzo niewielkie. Złoże strawczyńskie w dotychczasowym stanie jego eksploatacji częściowo tylko pokrywało zapotrzebowanie tego surowca w kraju. Baryt sprowadzany jest do Polski głównie z Niemiec i z Czechosłowacji. Import jego w 1934 r. wynosił 3.161 ton, nie licząc związków barowych pod postacią tlenków, dwutlenków, wodorotlenków, siarczków, siarczanów, chlorków, węglanów i innych związków barowych stosowanych w przemyśle chemicznym i importowanych z zagranicy za cenę około 200 tys. zł. rocznie.

Choć nasze złoża barytu prawdopodobnie nie będą mogły pokryć całego zapotrzebowania tego surowca, to jednak zasługują one na uwagę ze względu na potrzebę poznania możliwych zapasów tego minerału, jak również ze względu na dalsze możliwości wykrycia innych złóż zasobniejszych może. Obecność ich w Górach Świętokrzyskich nie jest wykluczona, zwłaszcza na terenach pod tym względem budzących zainteresowanie, a nie odsłoniętych z powodu przykrycia ich przez dyluwium, jak np. ma to miejsce w przykładzie złoża strawczyńskiego odkrytego tylko dzięki przypadkowi. Tereny te jak wynika z załączonej mapki przeglądowej, mieścić się mogą przede wszystkim na krańcach paleozoicznego obszaru Gór Świętokrzyskich.

Wysoka stosunkowo cena tego surowca wahająca się w granicach 80 zł. za tonę, jak również szerokie zastosowanie barytu w przemyśle przy dużym zainteresowaniu surowcem

[1]) Złoże w Meggen należy do nielicznych złóż typu pokładowego, któremu przypisywany jest wiek dewoński względnie karboński.

[2]) Dziennik Handlu Zagranicznego za r. 1934.

krajowym usprawiedliwiałoby też potrzebę bliższego zainteresowania się złożami krajowymi, w obecnym ich stanie nie wystarczająco jeszcze poznanymi.

Największe ilościowo zapotrzebowanie posiada baryt w przemyśle farbiarskim, zwłaszcza w zastosowaniu do wyrobu farb białych, wśród których baryt wyróżnia się pierwszeństwem wobec takich zalet jak wysoki stopień krycia, łatwość łączenia się z innymi farbami zwłaszcza organicznymi. Poza tym w przeciwieństwie do bieli ołowiowej biel barytowa nie ulega zmianom pod wpływem działania gazów siarkowodorowych, wreszcie nie działa trująco, a nadewszystko jest tańsza od bieli cynkowej.

Do wyrobu farb zwykle stosowane są najczystsze odmiany barytu. Po odpowiednim wybieleniu i zmieleniu baryt taki w stanie surowym idzie do handlu. Odmiany mniej czyste w dużym zakresie stosowane są do wyrobu litoponu przy czym przeróbka polega na bardziej złożonym procesie chemicznej mieszaniny siarczków cynku i siarczanów baru.

Bardzo rozległe zastosowanie posiada ten minerał w przemyśle chemicznym, w farmacji, w wytwórczości ogni sztucznych i t. d. Pozatem stosowany jest przy wyrobie linoleum, w przemyśle tapetowym, wreszcie w przemyśle papierniczym przy wyrobie papy, kartonu i papierów artystycznych, używany jest również jako materiał obciążający.

ZUSAMMENFASSUNG.

An den Rändern des paläozoischen Gebietes von Święty Krzyż trifft man im Kambrium, Ordovik, Unterdevon, Oberdevon, Zechstein, Buntsandstein und im Muschelkalk ziemlich häufig Spuren des Schwerspates, am öftesten jedoch im Zusammenhange mit dem Mitteldevon. Eine kleine praktische Bedeutung haben bloss die Auftreten in Nowy Strawczynek bei Promnik, in Hucisko Górne und in Górno bei Daleszyce. In Nowy Strawczynek (Fig. 1—3) erscheint der Schwerspat als eine Ausfüllung der Hohlformen der Devonfläche, an der Grenze Devon—Mitteltrias, 15—20 m unter Tag. Er ist hier mit den kalkigen Triaskonglomeraten in Verbindung u. zw. in dem Sinne, dass er stest nur dort auftritt, wo sich zwischen die Triaskalke und das Devon die Konglomerate einschalten. In

Paragenese erscheinen selten Bleiglanz, Malachit und Azurit. In Hucisko (Fig. 4) füllt der Schwerspat die Verwerfungsspalte des Buntsandsteins aus. In Górno wurde eine 1 m starke Lagerstätte angetroffen, welche sich in den, das Mitteldevon bedeckenden Tonen befindet. Hier liegt der Schwerspat in Wechsellagerung mit Eisen- und Manganerzen.

Julian Obtułowicz.

Stosunki geologiczne oraz możliwości uzyskania nowych złóż ropnych w rejonie Węglówki.

(Geology of the Węglówka Area and Possibilities of New Oil Reserves).

Obszar powyższy poznałem w latach 1931—33 w związku z wykonywaniem zdjęcia geologicznego dla P. I. G. do mapy 1:200.000, jako uzupełnienie dotychczasowych zdjęć H. G o b l o t a.

Wielki element tektoniczny Czarnorzek zajmuje i pokrywa powyższy obszar, obejmując we wschodniej swej części dwa fałdy Grabownicy i Turzego Pola, a na zachodzie fałdy Frysztaka i Liwocza (Bratkówki). W Węglówce powyższy element jest silnie nasunięty na warstwy przedpola i tamże utworzył się fałd węglowiecki parautochtoniczny.

S t r a t y g r a f i a.

Najstarszymi warstwami tego elementu czarnorzeckiego są warstwy dolnej kredy.

Na całym obszarze w ich stropowej części znajdują się margle czerwone i zielone. Do warstw starszych przejście jest normalne i niewidać żadnej przerwy sedymentacyjnej, a to następstwo warstw najlepiej widać w odsłonięciach doliny Czarnego Potoka w Węglówce. Idąc tym potokiem w dół, pod grubymi ławicami piaskowców Suchej Góry mamy w odsłonięciu łupki jasno-zielone i szaro-zielone bez żadnych wkładek piaskowców. Poniżej łupki przechodzą w margle czerwone, które następnie znowu mają kolor jasno-zielony i są coraz twardsze, a nadto zaczynają je przegradzać łupki czarne, które poniżej zupełnie zastępują margle jasno-zielone. Te

łupki czarne krzemionkowe, twarde, poniżej zmieniają się w łupki coraz miększe ciemne i czarne, a przegradzają je cienkie warstwy o grubości do 10 cm piaskowców twardych niebieskawo-szarych ze strzałką. Ta część warstw jest bardzo silnie zaburzoną tektonicznie, a to w związku z kontaktem anormalnym, który zachodzi między nasuniętymi wyżej opisanymi warstwami, a niżej położonymi łupkami pstremi eoceńskimi.

W tych wyżej opisanych warstwach H. G o b l o t [3] ustalił inną stratygrafię, a mianowicie sztucznie oddzielił dyslokacją warstwy łupków czarnych od margli czerwonych, przydzielając te ostatnie do górnego eocenu. Jak wyżej opisałem przejście jednych warstw w drugie jest normalne i nie ma potrzeby ich rozdzielania. Nadto G o b l o t zwrócił uwagę, iż tylko w profilu Czarnego Potoka znajduje się warstwa piaskowca ciężkowickiego wśród margli czerwonych, to również chce sprostować, ponieważ na ten szczegół zwróciłem uwagę i tej warstwy piaskowca nie zauważyłem, ale natomiast spostrzegłem na osuwisku margli czerwonych pływające bloki piaskowca Suchej Góry, możliwe, że to skłoniło G o b l o t a do przyjęcia istnienia tutaj piaskowca ciężkowickiego.

Poziom tych margli czerwonych odpowiada prawdopodobnie spągowej części warstw lgockich, w których według opisu K s i ą ż k i e w i c z a [5] występują margle czerwone.

Niżej ległe warstwy pod marglami czerwonymi stosunkowo dobrze odsłonięte są w Woli Jakubowej i mamy tam najpierw łupki czarne, twarde, krzemieniste, które poniżej stają się więcej ilaste i są przegradzane wkładkami piaskowców niebieskawo-szarych zbitych z małą ilością strzałki. W tych warstwach rzadko występują cienkie warstewki czarnego rogowca. Poziom ten jest identycznym z takowym opisanym powyżej w dolinie Czarnego Potoka. Na wschód od Domaradza w poziomie tym wzrasta ilość piaskowców.

Warstwy powyższe przechodzą w dół w poziom łupków ciemnych i czarnych, twardych, liściastych, a następnie w niższy poziom w którym przeważają średnio uławicone piaskowce i zlepieńce z dużą ilością wapieni stramberskich. Charakterystyczny ten twardy poziom zaznacza się wszędzie w morfologii terenu, tworząc grzbiety wzgórz.

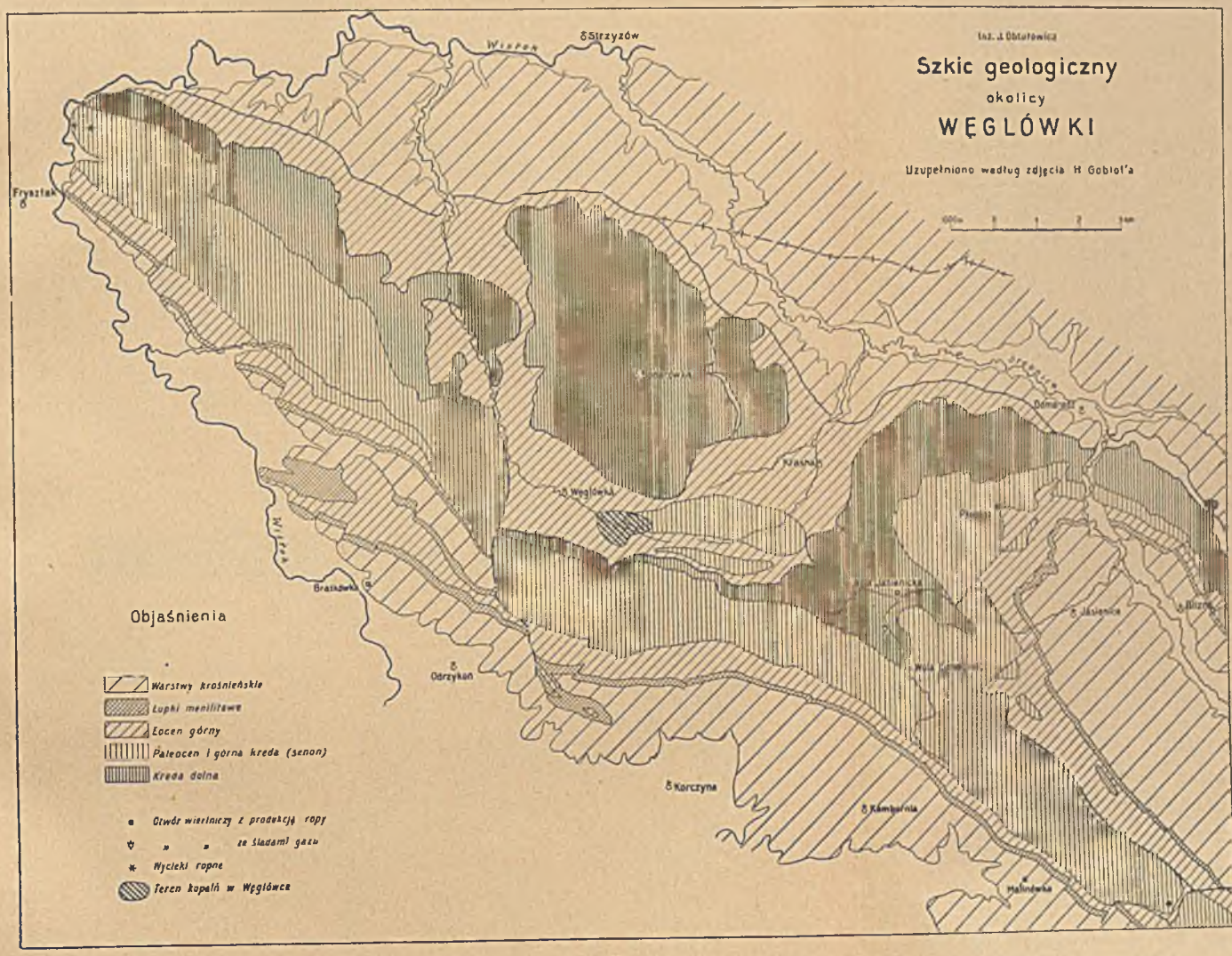

Inż. J. Obtułowicz
Szkic geologiczny
okolicy
WĘGLÓWKI
Uzupełniono według zdjęcia H. Gobiot'a
Objaśnienia
Warstwy krośnieńskie
Łupki menilitowe
Eocen górny
Paleocen i górna kreda (senon)
Kreda dolna
Otwór wiertniczy z produkcją ropy
» » ze śladami gazu
Wycieki ropne
Teren kopalń w Węglówce
Strzyżów
Wisłoka
Frysztak
Węglówka
Krasna
Brzeziny
Odrzykoń
Jasienica
Korczyna
Kamienna
Malinówka

Fig. 1.

Pod powyższym poziomem występują łupki czarne, twarde, a to na około płatu bonarowieckiego, natomiast w części wschodniej w Domaradzu są one więcej ilaste, a w części

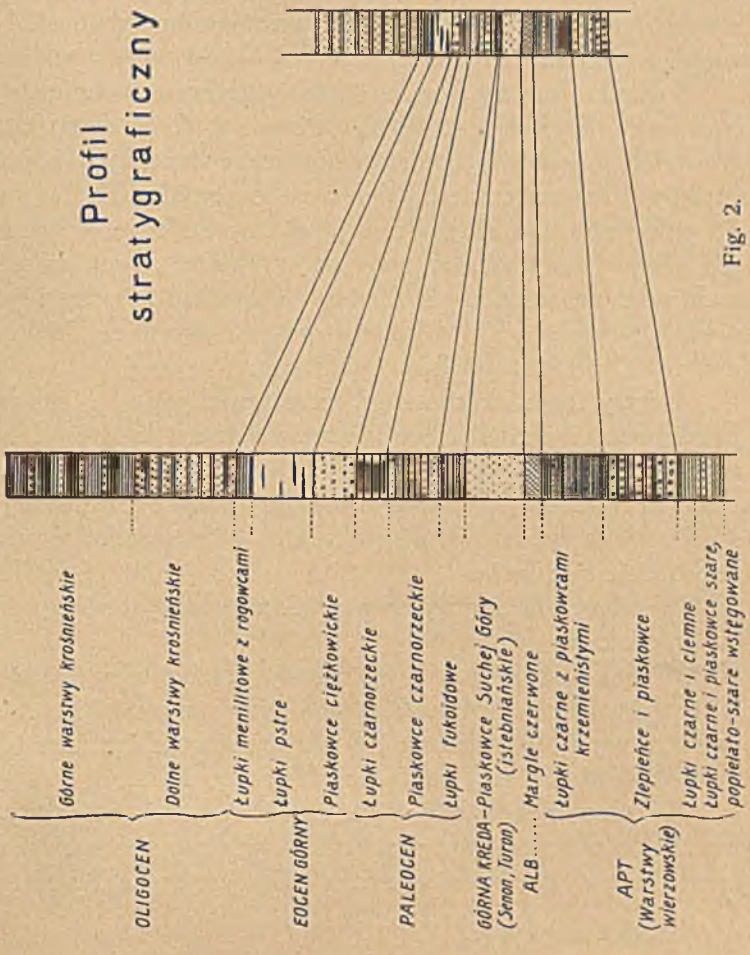


Fig. 2.

spągowej przegradzają je cienkie warstewki jasnych piaskowców.

Poniżej znajdują się ławice piaskowców, które były przedmiotem eksploatacji w starych kamieniołomach, a dzisiaj zupełnie zakrytych przez hałdy wyżej ległych kamienio-

łomów. Opisane zostały te warstwy piaskowców przez G r z y b o w s k i e g o [1], który na podstawie znalezionej fauny ustalił wiek ich jako dolno kredowy, a to piętro aptu.

Nadległe poziomy powyżej margli czerwonych opisał szczegółowo H. G o b l o t [3] i od spodu wydzielił najpierw poziom piaskowców Suchej Góry, który w zachodnich Karpatach według S o k o ł o w s k i e g o [6] odpowiadałby warstwom istebniańskim t. j. piętru senońskiemu, a brak byłoby pięter cenomanu i turonu.

Powyżej mamy poziomy następujące, a to warstwy łupków fukoidowych w których N o w a k [2] znalazł *Scaphites constrictus*, warstwy piaskowców czarnorzeckich i warstwy łupków czarnorzeckich. Warstwy te przydzielił N o w a k do paleocenu. Od zachodu t. j. od Frysztaku po Płosinę cały ten gruby kompleks warstw nie zmienia swych miąższości, a dopiero na wschód od Płosiny wszystkie te warstwy silnie wyklinowują się i w Bliznem pozostaje z nich kilkunastometrowa warstwa łupków ciemnych.

Górny eocen składa się z trzech poziomów, a to z warstw piaskowca ciężkowickiego, warstw pstrych łupków i warstw łupków menilitowych. Na obu fałdach Grabownicy i Turzego Pola na wschód od Płosiny widzimy zmniejszanie się miąższości piaskowców ciężkowickich, a które w okolicy Sanoka całkowicie zanikają.

W oligocenie mamy dwa poziomy dolny i górny warstw krośnieńskich.

Wyżej opisane warstwy zostały przedstawione graficznie w dwu profilach na fig. 2, a to na prawym profilu zestawione są warstwy w Bliznem na fałdzie grabownickim, a na lewym w Woli Komborskiej na fałdzie Turzego Pola.

Różnice zachodzące w miąższości warstw na powyższym zestawieniu wskazują na wyklinowywanie się warstw paleocenu i górnej kredy w kierunku północnym na Blizne.

T e k t o n i k a.

Na omawianym obszarze znajduje się element tektoniczny czarnorzecki, który ma formę skiby. W północnej części powyższego obszaru mamy jednostki tektoniczne należące do brzeżnego nasunięcia (facies inoceramowy), które tutaj zaznaczają się w warstwach krośnieńskich. W obrębie

zdjęcia mamy fałd Wary, który zaznacza się na powierzchni w swym jądrze warstwami dolno krośnieńskimi, chociaż na wschodzie nad Sanem w jego jądrze znajduje się pas warstw inoceramowych. Tak więc jednostki nasunięcia brzeżnego znaczą depresję rzeszowską.

Skiba czarnorzecka na wschodzie w okolicach Lalina zaczyna się nasuwać na warstwy przedpola, a w kierunku Domaradza—Strzyżowa intensywność nasunięcia rośnie, na co wskazuje przesuwanie się brzegu nasunięcia ku północy.

Skiba czarnorzecka w części zdjętej jest podwójnie sfałdowaną, a dyslokacja poprzeczna Odrzykoń—Strzyżów dzieli ją na dwie części, a to na wschodnią część elewacyjną i zachodnią depresyjną.

W części wschodniej największa elewacja przypada na Krasną, gdzie z pod mas nasuniętych wyłaniają się fałdy paraautochtoniczne i podścielające nasunięcie pstre iły.

Elementami składowymi skiby są, fałdy, północny grabownicki i południowy Turzego Pola oraz łęk między nimi zawarty zwany łękiem brzozowskim.

Fałd północny przebiega od wschodu przez Lalin—Grabownicę starzańską—Humniska—Brzozów—Starą Wieś—Bliznе—Domaradz—Lutczę, a natomiast południowy przez Strachocinę—Górki—Turze Pole—Zmiennicę—Malinówkę—Wolę komborską—Czarnorzeki.

Na północ równolegle do fałdu grabownickiego biegnie złuskowany fałd Przysietnicy o jądrze, na południowym wschodzie kredowym, a na północnym zachodzie eoceńskim, przechodzi on przez gminy Niebocko, Przysietnica, a w Bliznem znika pod nasuniętą masą fałdu grabownickiego. Powyższy fałd przysietnicki złuskowany na tym terenie jest granicą północną nasunięcia skiby czarnorzeckiej.

Na zachód od linii Stara Wieś—Górki t. j. pasa depresyjnego oba fałdy skiby czarnorzeckiej podnoszą się ku elewacji Krasnej. Jedynie fałd Przysietnicy zanuża się w tymże kierunku, ale będąc prawdopodobnie przedłużeniem fałdów paraautochtonicznych węglowieckich wynurza się znów na elewacji Krasnej.

W Bliznem, gdzie fałd przysietnicki nuża się pod łuską grabownicką, ta ostatnia ma tam wytarte skrzydło północ-

ne, a jej najstarsze warstwy aptu leżą na łupkach pstrych podścielających nasunięcie oraz na warstwach przedpola.

Widocznym jest silne skręcenie osi podłużnej tej łuski ku północy co ma miejsce aż do Domaradza, od którego bieg osi podłużnej łuski zmienia się na zachodni.

Fałd grabownicki w Bliznem ma budowę monoklinalną stromą, a w kierunku zachodnim zapad warstw tej jednostki staje się płaski.

Schemat tektoniki w poziomie górnego eocenu na profilu Wola Komborska – Blizne

Fig. 3.

Na południowej jednostce t. j. fałdzie Turzego Pola bieg osi podłużnej jest normalny karpacki, dopiero od Woli komborskiej zmienia się na zachodni. W jądrze tego sfałdowania od Turzego Pola na zachód występują już warstwy górnej kredy. Jest to duża jednostka tektoniczna, o czym świadczy szeroki pas warstw starszych znajdujących się w jej jądrze.

Łęg brzozowski przedzielający oba fałdy, płaski w kierunku zachodnim podnosząc się wychodzi w powietrze.

W Krasnej na elewacji cała skiba jest silnie nasunięta, a korzeń nasunięcia znaczą warstwy monokliny w Czarnorzekach, gdzie warstwy dolnej kredy zaznaczają się wąskim pasem.

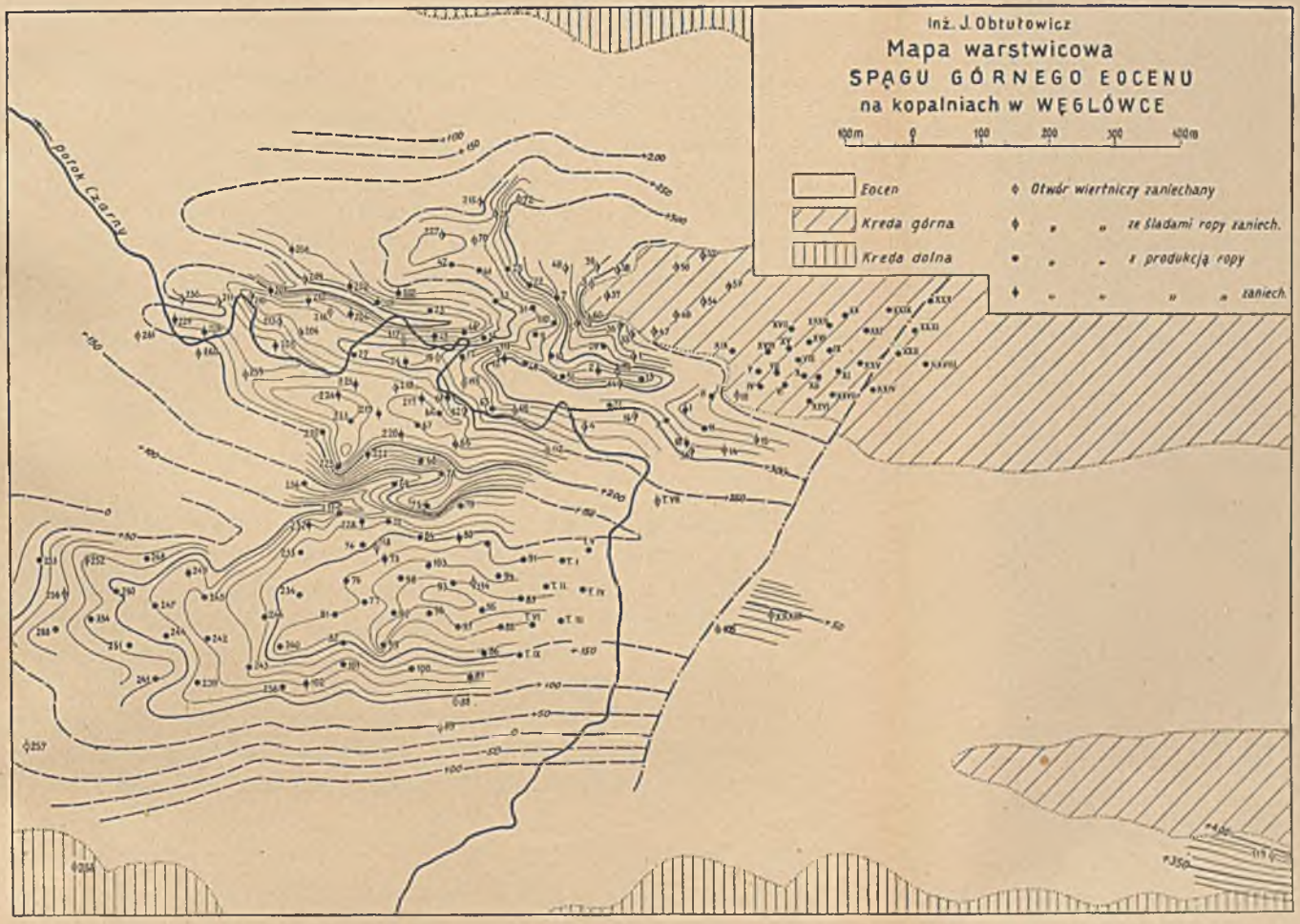

Inż. J. Obtułowicz
Mapa warstwicowa
SPĄGU GÓRNEGO EOCENU
na kopalniach w WĘGLÓWCE
100m 0 100 200 300 400m
Eocen
Kreda górna
Kreda dolna
Otwór wiertniczy zaniechany
" " ze śladami ropy zaniech.
" " z produkcją ropy
" " " zaniech.
Potok Czarny

Fig. 4.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Gliwice

Płat bonarowiecki tworzący formę niecki jest przedłużeniem skiby czarnorzeckiej.

Od Bliznego na zachód warstwy przedpola zalegające pod nasunięciem skiby czarnorzeckiej należą do górnych warstw krośnieńskich, a wykształcone są w facji przeważnie marglistej.

Na zachód od dyslokacji Odrzykoń—Strzyżów skiba czarnorzecka gwałtownie zanurza się, a świadczy o tym przesunięcie jej ku północy oraz pionowe obniżenie się jej fałdów, a zwłaszcza południowego. To zapadlisko odpowiada na północy znanej depresji rzeszowskiej, a na południe koło Dukli depresji Jasiołki [7]. Północny fałd Chełmu (Frysztaka) jest zbudowany z warstw od aptu po oligocen, ma formę monoklinalną, a szerokość dolnej kredy w jego jądrze zwęża się ku zachodowi. Natomiast południowy fałd Liwocza (Bratkówki) ma budowę antykliny wstecznie obalonej, a w którego wśródfałdziu znajdują się tylko warstwy górnego eocenu.

Występowanie ropy.

We wschodniej części skiby czarnorzeckiej horyzonty ropne występują w piaskowcach ciężkowickich, czarnorzeckich, Suchej Góry i aptu, na obydwu fałdach, a natomiast w części zachodniej tej skiby znane jedynie są wycieki ropne w piaskowcach Suchej Góry koło Frysztaka.

W fałdzie parautochtonicznym w Węglówce horyzonty ropne znajdują się w piaskowcach czarnorzeckich.

Ogólnie biorąc te większe nagromadzenia ropy znajdują się na wschód od dyslokacji Odrzykoń—Strzyżów.

Kopalnictwo.

Na omawianym terenie mamy kopalnię ropy w Węglówce, a którą opisaną została przez H. Gobłota [4].

Uzupełniając tę pracę chciałbym zwrócić uwagę na rozmieszczenie ropy na fałdzie węglowieckim. Na załączonej mapie warstwicowej spągu górnego eocenu jest uwidoczniona poprzeczna dyslokacja, która dzieli fałd na dwie części, a to wschodnią elewowaną i zachodnią zanurzającą się w kierunku depresji. Ten zachodni skłon depresyjny jest związany z największą tutaj akumulacją ropy, która pochodzi z hory-

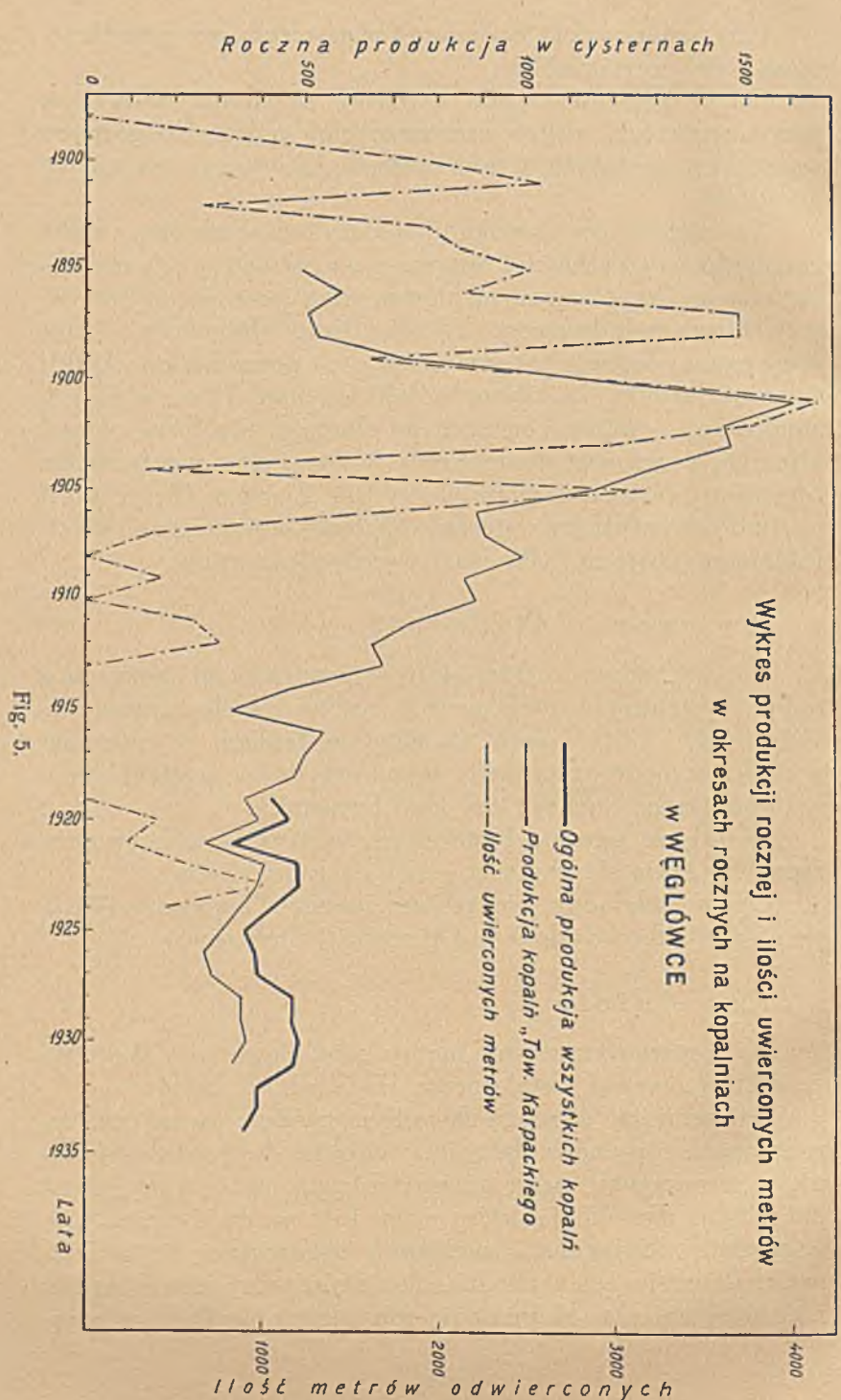

Roczna produkcja w cysternach
0
500
1000
1500
1900
1895
1900
1905
1910
1915
1920
1925
1930
1935
Lata
1000
2000
3000
4000
Ilość metrów odwierconych
Wykres produkcji rocznej i ilości uwierconych metrów
w okresach rocznych na kopalniach
w WĘGLÓWCE
Ogólna produkcja wszystkich kopalń
Produkcja kopalń „Tow. Karpackiego
Ilość uwierconych metrów

Fig. 5.

zontów ropnych znajdujących się w piaskowcach czarnorzeckich.

Rozwój kopalni przedstawiony jest na wykresie za pomocą wysokości produkcji rocznej i ilości odwierconych metrów w poszczególnych latach. Wskazuje on na bardzo wzmożony ruch wiertniczy w początkowych latach i w tym to okresie otrzymano najwyższe roczne produkcje.

Z drugim okresem, kiedy zaprzestano wierceń łączy się naturalny spadek produkcji.

Okres trzeci trwający do dzisiaj, to czas utrzymywania produkcji na jednakowym poziomie, a to przy pomocy podczyszczań i podwiercań otworów. Roczna produkcja w tym okresie utrzymuje się w granicach 400 cystern rocznie.

Dotychczasowa wydajność tego złoża ropnego wynosi 30.000 cystern, a to z obszaru wynoszącego około 50 ha.

Na hektar przypadają tam średnio 4 otwory, a więc na jeden otwór wypada przeciętnej produkcji około 150 cystern.

Wydatne zwiększenie produkcji kopalń byłoby możliwym tylko przez odkrycie nowych głębszych horyzontów ropnych, a których jeszcze w warstwach aptu należy się spodziewać. Dotychczas żadnych wierceń nie było, aby ten problem rozwiązać. Natomiast skierowano poszukiwania na południe od kopalń otworem N. 258, które dały rezultat negatywny. Na wschód od kopalń w części elewowanej na południowym wtórnym sfałdowaniu również wykonano eksploarację otworem N. 119, a wynik jej był również ujemny. Jednak te nikłe i nieskoordynowane poszukiwania nie rozwiązały postawionego powyżej problemu poszukiwania ropy w warstwach starszych.

Możliwości poszukiwań za ropą na łusce czarnorzeckiej.

W części wschodniej tej łuski na fałdzie grabownickim horyzonty ropne są odkryte od Grabownicy starzańskiej po Starą Wieś, a znajdują się w warstwach piaskowców ciężkowickich i głównie w warstwach aptu. Od Starej Wsi na zachód aż po Krasnę nie ma żadnych przejawów ropnych na powierzchni, a więc nie przedstawia tutaj fałd grabownicki żadnej wartości jako teren roponośny.

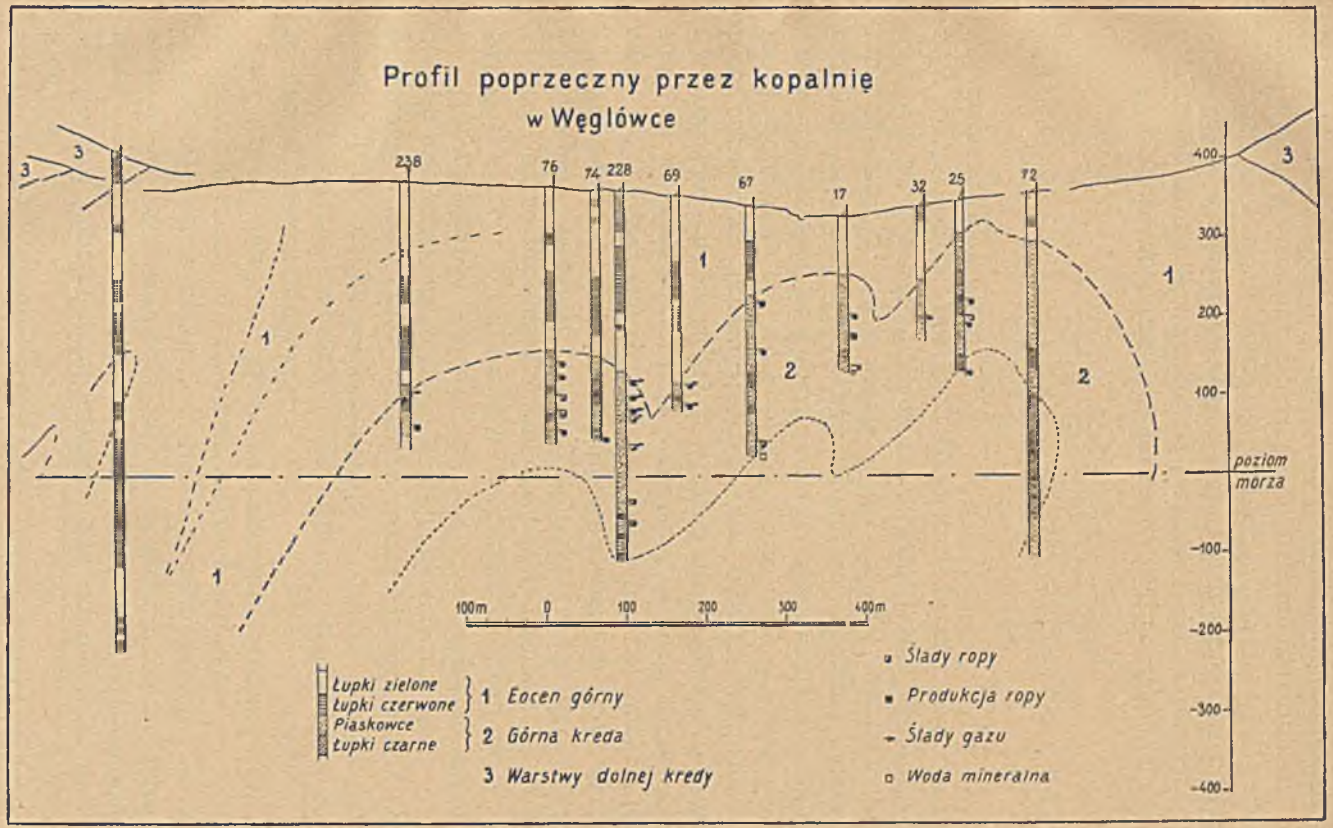

Profil poprzeczny przez kopalnię
w Węglówce
3
3
238
76
74
228
69
67
17
32
25
72
1
1
1
2
2
400
300
200
100
poziom morza
-100
-200
-300
-400
100m
0
100
200
300
400m
Łupki zielone
Łupki czerwone
1 Eocen górny
Piaskowce
Łupki czarne
2 Górna kreda
3 Warstwy dolnej kredy
Ślady ropy
Produkcja ropy
Ślady gazu
Woda mineralna

Fig. 6.

Drugi fałd Turzego Pola skiby czarnorzeckiej jest prawie nie zbadanym pod względem zawartości horyzontów ropnych. Jedyne oznaki o występywaniu ropy w warstwach piaskowców czarnorzeckich i Suchej Góry znane są z płytkich starych wierceń, a to w Woli Komborskiej i w Starej Wsi (las biskupi). W tej ostatniej miejscowości otrzymano na nowej kopalni „Las" w 114 m rentowną produkcję ropną. Cały więc teren między oboma miejscowościami o długości 8 km należy uważać za prawdopodobnie ropny.

W Krasnej na wychodniach warstw aptu nasuniętych na górny eocen w obrębie fałdu Turzego Pola występują ślady zielonej ropy. Przed laty w okolicy tych śladów odwiercono kilka płytkich otworów, w których przebito płytko warstwy aptu z przejawami tylko śladów ropnych, a następnie warstw eocenu górnego żaden otwór nie przewiercił.

W tychże warstwach w Woli Jasienickiej był odwiercony otwór o nie znanej mnie głębokości, z którego do dzisiaj wydobywa się gaz.

Wystąpienia ropy lub gazów w wyżej wymienionych miejscowościach świadczą, że w warstwach aptu na zakorzenionym fałdzie Turzego Pola należy spodziewać się horyzontów ropnych.

Na północnym fałdzie grabownickim skiby czarnorzeckiej od Starej Wsi na wschód występują horyzonty ropne głównie w warstwach aptu.

Ogólnym tym szkicem stosunków geologicznych i roponośnych w obrębie skiby czarnorzeckiej chciałem zwrócić uwagę, że są możliwości na uzyskanie produkcji ropnej także z warstw głębiej zalegających kredy górnej, a przede wszystkim dolnej, i to nie tylko w wyżej opisanym rejonie, ale także na innych jednostkach tektonicznych zachodnio karpackich.

Wymienione prace.

1. Grzybowski J. Dolna kreda w Domaradzu. Kosmos, 1901.
2. Nowak J. Stosunki geologiczne obszaru między Krosnem a Węglówką. Rocznik P. T. G. T. I, 1923—1924.
3. Goblot H. O budowie geologicznej Karpat na północ od Krosna. Spraw. P. I. G. T. IV, 1928.
4. Goblot H. Węglówka. Karp. Stacja Geol. Statystyka Nr. 1. 1932.
5. Książkiewicz M. Rocznik P. T. G. T. VIII. 1932.

6. Sokołowski S. Kosmos T. LX. Z. II. 1935. Seria A.
7. H. Teisseyre. Spr. P. I. G. w Warszawie. T. V, zeszyt 3—4, 1930.
8. St. Krajewski i J. Obtułowicz. Posiedz. Nauk. P. I. G. 1931.

SUMMARY.

Author mapped the Węglówka area during the years 1931—1933, as a part of the West-Carpathians geological map, 1:200.000, for the Polish Geological Survey.

The mapped area comprises the overthrust of Czarnorzeki, which in the east is composed of the folds of Grabownica and Turze Pole and in the west of the folds of Frysztak and Liwocz (Bratkówka). In Węglówka, the mentioned overthrust is superimposed on the beds of foreland, where a new fold was formed.

In the stratigraphic section the oldest series consists of the beds of Lower Cretaceous (Aptian), on which rest the red marles, corresponding to the Ligota beds. The upper series is composed of sandstones of Sucha Góra, corresponding to the beds of Istebna (Senonian).

In the lower part of the Paleocene formation appear Fucoidal marles on which rest the sandstones of Czarnorzeki and in the top the Czarnorzeki shales with the spherosiderites. The Senonian and Paleocene strata are diminishing their thickness to the east.

The upper Eocene series is composed of the sandstone of Ciężkowice, variegated shales and Menilite shales. In the Oligocene series there are two horizons of lower and upper beds of Krosno.

The overthrust of Czarnorzeki is divided by a transversal fault in two parts, the eastern composed of the folds of Grabownica and Turze Pole and western comprising the folds of Frysztak and Bratkówka.

The largest part of the above overthrust is between Węglówka and Godowa, with about 8 kilometers amplitude.

West of Blizna the limit of this overthrust forms the fold of Grabownica and in the east the boundary is composed of a series of slides superimposed on each other.

Oil occurs in the eastern part of the overthrust in series of beds from Aptian to Eocene, i. e. to the sandstone of Cięż-

kowice. In the western part of this overthrust are known oil seapages in the sandstones of Sucha Góra (Senonian).

The accumulation of oil in the oil field of Węglówka occurs in the depression of Western part of the anticline, separated by a strong transversal fault from the elevation of this anticline.

Enclosed graphs show the development of this oil field. The total production of this field until 1936 amounts to about 30.000 tank - cars (of 10.000 kilograms). About 600 tank-cars per one hectare has been yielded. Increase of production in this oil field is possible by drilling the deeper parts of the Aptian series.

In the eastern part of the Czarnorzeki the mentioned overthrust is still unexplored. Oil shows are known in the fold of Turze Pole between Turze Pole and Wola Komborska. One may expect there existence of some oil deposits of industrial importance.

In this general sketch the intention of the author was to point out the possibilities of finding oil deposits in the beds of Lower Cretaceous not only in the described region, but also in other tectonic elements of West-Carpathians.

Józef Jakub Zieliński.

Stosunki tektoniczne w piaskowcu borysławskim w Borysławiu i zachodn. części Tustanowic.

(Structural conditions in the Borysław Sandstone at Borysław and in western part of Tustanowice).

(Z 5 figurami w tekście. — With 5 figures in text).

Zagadnienie wyboru, w zagłębiu borysławskim, jednostek geologicznych nadających się do odbudowy ciśnienia [1]), wysunęło problem szczegółowego rozwiązania tektoniki tego złoża. Problem powyższy został po raz pierwszy opracowany przez dr Tołwińskiego i współpracowników w Atlasie [2]).

Praca niniejsza stanowi uzupełnienie „Atlasu" w partii środkowej i czołowej fałdu, gdzie po r. 1930 wykonano kilka nowych wierceń, a w partiach pozostałych daje nowe ujęcie dyslokacyj poprzecznych, dzielących złoże na poszczególne elementy strukturalne.

Wobec braku danych geologicznych z przeważającej większości szybów, przyjęto za punkt wyjścia głębokości występowania ropy i gazu, zestawiając je w przekroje korelacyjne w skali 1:1000.

Porównanie i analiza tych przekrojów, w oparciu o znane materiały [3]) geologiczne z otworów odwierconych po wojnie

[1]) Projekt odbudowy ciśnienia w Borysławiu opracowało „Biuro Studiów dla Spraw Przemysłu Naftowego" założone przez S. A. „Pionier" i „Stowarzyszenie Polskich Inżynierów Przemysłu Naftowego".

[2]) Dr K. Tołwiński i współprac.: „Nowy Atlas Geolog. Borysławia", Karp. Instytut Geol. Naft. Borysław, 1928—30.

[3]) W pracy niniejszej korzystałem przede wszystkim z materiałów Oddziału Geol. Konc. „Małopolska" zebranych przez p. Trnobranskiego, ponadto z dat Karp. Instytutu Geol. Naft., dr Weignera, Jabłońskiego i inż. Gawlińskiego.

światowej, dały podstawę do próbnego zrekonstruowania przekrojów geologicznych poszczególnych szybów. Przy pomocy tak uzyskanego materiału, wykonano liczne przekroje poprzeczne i podłużne, a na ich podstawie plan warstwicowy i mapę plastyczną stropu II piaskowca borysławskiego, dla Borysławia i Tustanowic po linię szybów Smolka, Filip 1, Stateland 5. Sposób ten pozwolił na powtórne zanalizowanie i uzgodnienie wszystkich dat i złączenie ich w logiczną całość, w szczegółach zapewnie często zbyt uproszczoną, w ogólnych zarysach jednak przypuszczalnie dość bliską prawdy.

W pracy niniejszej zajmiemy się wyłącznie piaskowcem borysławskim, jako najważniejszym zbiornikiem ropnym. Z dotychczasowych studiów wiemy, że pokład ten nie jest jednolity i składa się zasadniczo z dwu piaskowców, pierwszego i drugiego, rozdzielonych wkładką łupków brunatnoszarych, piaszczystych. Dla warstwy tej utarła się nazwa wkładki popielskiej, z której to nazwy wynikałoby, że I piaskowiec występujący bezpośrednio pod rogowcami, należy traktować stratygraficznie oddzielnie w stosunku do II piaskowca. W rzeczywistości są to zupełnie identyczne piaskowce, nie do odróżnienia w wypadkach braku wkładki, która natomiast różni się znacznie od typowych łupków popielskich ciemniejszą barwą, większą piaszczystością i bitumicznością. Warstwę tą, jak również oba piaskowce, możnaby zaliczyć raczej do kompleksu menilitowego, tym bardziej, że znane są występowania czarnych łupków bitumicznych poniżej rogowców w formie przerostów w piaskowcu borysławskim, a nawet we wkładce.

Na podstawie zarówno materiału próbkowego z nowszych szybów (fig. 1) jak i korelacji poziomów ropnych można stwierdzić, że wspomniany wyżej podział obowiązuje również i w rejonie starych kopalń w Borysławiu i Tustanowicach.

Miąższości poszczególnych warstw są następujące: I piaskowiec i wkładka łupkowa od kilku do 15 m, II piaskowiec 10—40 m, zależnie od lokalnych warunków tektonicznych i sedymentacyjnych.

W obrazie tektonicznym opisywanego obszaru (fig. 2 i 5) wybija się na pierwszy plan, jako element strukturalny, kulminacja borysławska, ograniczona od północy przez zagięcie czołowe, od wschodu uskokiem Eglonu, a od zachodu usko-

kiem ratoczyńskim. Uskoki powyższe, powodujące przesunięcie osi fałdu ku południowi i znaczne obniżenie warstw, dają początek dwom nowym elementom strukturalnym, centralnemu i ratoczyńskiemu.

Element centralny ograniczony jest od strony wschodniej wielką dyslokacją, przebiegającą wzdłuż linii łączącej szyby Los Angelos—Milano 6 nazwaną dyslokacją Kamionki od

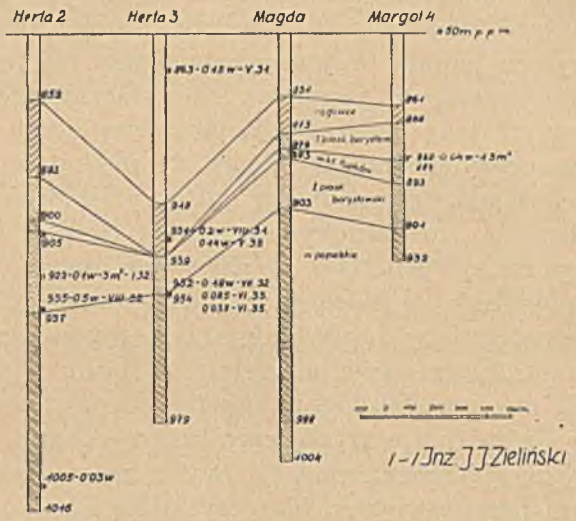


Fig. 1. Przekrój przez otwory wiertnicze na zagięciu czołowym kulminacji Tustanowickiej. — Geological profile of boreholes on the frontal part of the Culmination of Tustanowice.

prawie równolegle płynącego potoku granicznego między Borysławiem a Tustanowicami.

Dyslokacja ta powoduje podniesienie i bardzo silne przesunięcie osi podłużnej fałdu w kierunku północnym i daje początek nowemu wielkiemu elementowi strukturalnemu zagłębia, kulminacji tustanowickiej.

Podstawą do wykreślenia planu warstwicowego kulminacji borysławskiej były szyby Kościuszko 1 i Etna 1 nowy, z pewną dolną granicą piaskowca borysławskiego (801 m i 812 m), pozatem Wiliam Robson 1 (Karp. Ratoczyn 26), Etna 1 stary, Nafta Syndykat 29, Sasko-Galicyjski Syndykat 2, Montana 1 i Carlo (Nafta 29), których przekroje podajemy poniżej:

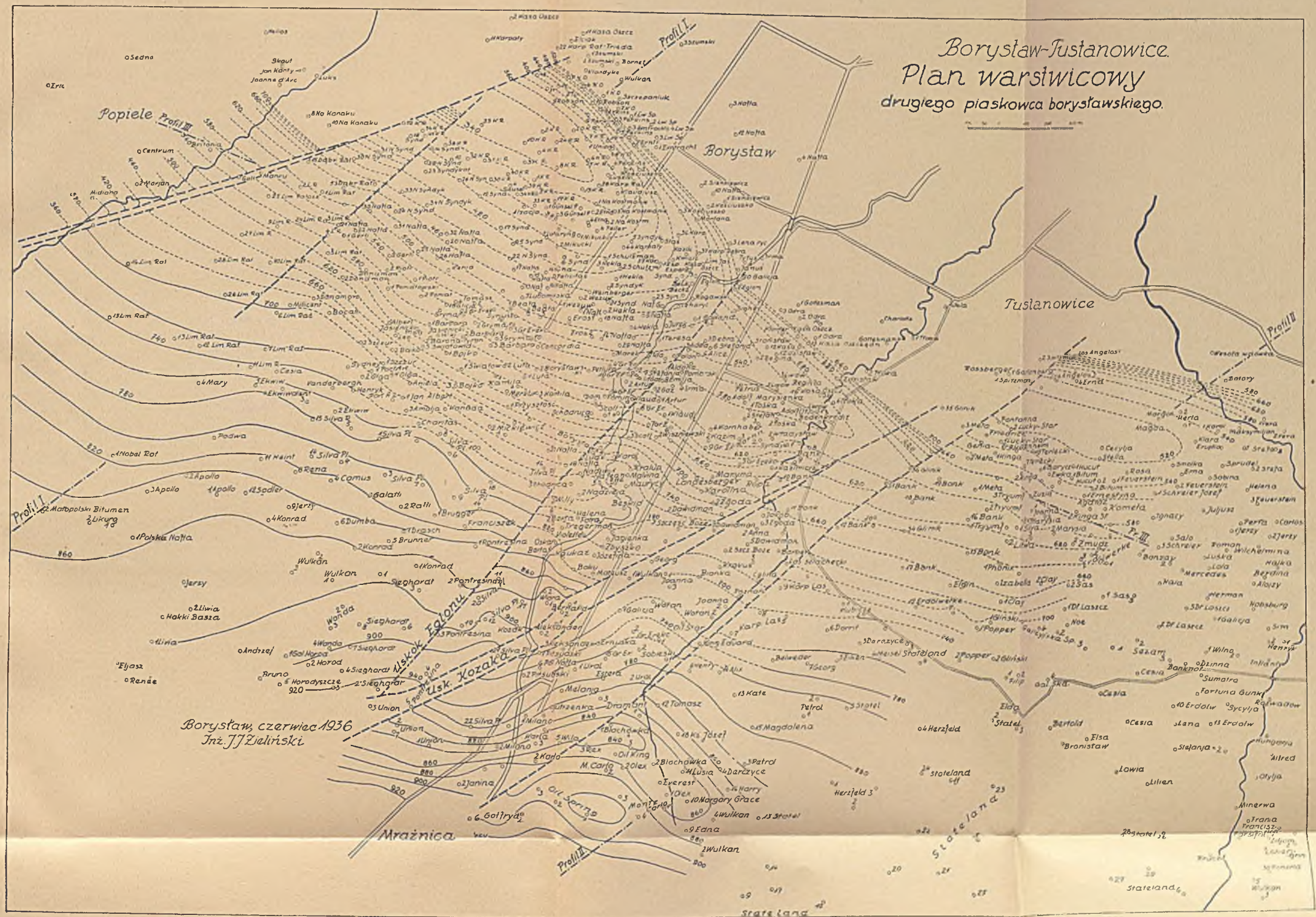


Fig. 2. Contour map of the second Borysław sandstone on the area of Borysław-Tustanowice.

Wiliam Robson 1 (Karp. Ratoczyn 26).

? — rogowce dolne
? — I piask. bor. i wkładka łupkowa
792—825 II piask. bor.
od 825 w. popielskie.

Etna 1 stary.

735—745 rogowce dolne
? I piask. i wkładka łupkowa
760—815 II piask. borysł.
od 815 w. popielskie.

Nafta S. 29.

776—806 rogowce dolne
? I piask. i wkładka łupkowa
816—836 II piask. bor.
od 836 w. popielskie.

Sasko Gal. Syndykat 2.

? —740 rogowce dolne
—747 I piask. borysł.
—767 wkładka łupkowa
—803 II piask. borysł.
od 803 w. popielskie.

Montana 1.

? — 826 rogowce dolne
— 832 I piask. bor.
— 850 wkładka łupkowa
— 880 II piask. bor.
—1057 w. popielskie
—1101 (spód) piask. bor. (podwinięty).

Carlo (Nafta 29).

około 867—879 rogowce dolne
—883 I piask. bor.
—891 wkładka łupkowa
—917 II piask. bor.

Przytoczone przekroje pozwoliły na dość dokładne określenie (fig. 2 i 3) północnego zasięgu piaskowca borysławskiego i szczytu kulminacji, która wznosi się do około 330 m p. p. m. czyli względnie do głęb. około 720 m, tworząc najwyższe wzniesienie tego poziomu w zagłębiu. W dalszym przekroju poprzecznym (przekrój I. fig. 3) kulminacja opada dość stromo aż po linię szybów Boxall—Szczur 1—Kanada (warstwica 700), po czym przechodzi w coraz łagodniejszą terasę rejonu Silva Plana—Konrad—Apollo i prawie płaską strefę szybów Jerzy, Nafta i Wanda.

Zachodnią część tego elementu przecina drugorzędna dyslokacja uskoku Dąbrowa—Ratoczyn, zaznaczająca się bardzo wybitnie na kulminacji, a wynikająca z dużych różnic w zaleganiu piaskowca borysławskiego na szybach; Nafta Syndykat 31, Dąbrowa Ratoczyn 53 i 54 z jednej strony, a Nafta Syndykat 29 i Nafta 30 z drugiej strony, a w szczególności silne wysunięcie ku północy warstwicy 300 przez szyb Nr. 54 (strop II piask. 304 m p. p. m.) uniemożliwia ciągłe połączenie z tą samą warstwicą po drugiej stronie uskoku, przebiegającą dopiero poza szybem Nafta 30 (strop II piask. 498 m p. p. m.), co daje różnicę poziomów ponad 60 m.

Dyslokacja ta zanika w miarę posuwania się ku południowi, tak że wysokość jej między szybami Limanowa Ratoczyn 4 i 24 wynosi już zaledwie 20 m, a między szybami L. Rat. 26 i 6 dochodzi do zera.

Uskok Dąbrowa—Ratoczyn jest jakby stopniem do właściwego uskoku ratoczyńskiego (przekrój III fig. 5) wyróżnionego przez K r o p a c z k a, który cofa czoło fałdu o przeszło 600 m w kierunku południowym i obniża zachodnią część fałdu o 100—150 m. Dyslokację tą wyznaczają szyby: Joanna d'Arc, który mimo swego położenia w przedłużeniu warstwic szybu Nafta Syndykat 31, przebił zaledwie czoło menilitów wgłębnych (łupki czarne w głęb. 1100—1165 m), Britania i Midland, nawiercające strop II piaskowca borysł. w głęb. 1074 m i 1318 m (666 i 818 m p. p. m.) wreszcie Wit, wykazujący, według podanego poniżej przekroju, martwą strefę w miejscu piaskowca borysławskiego.

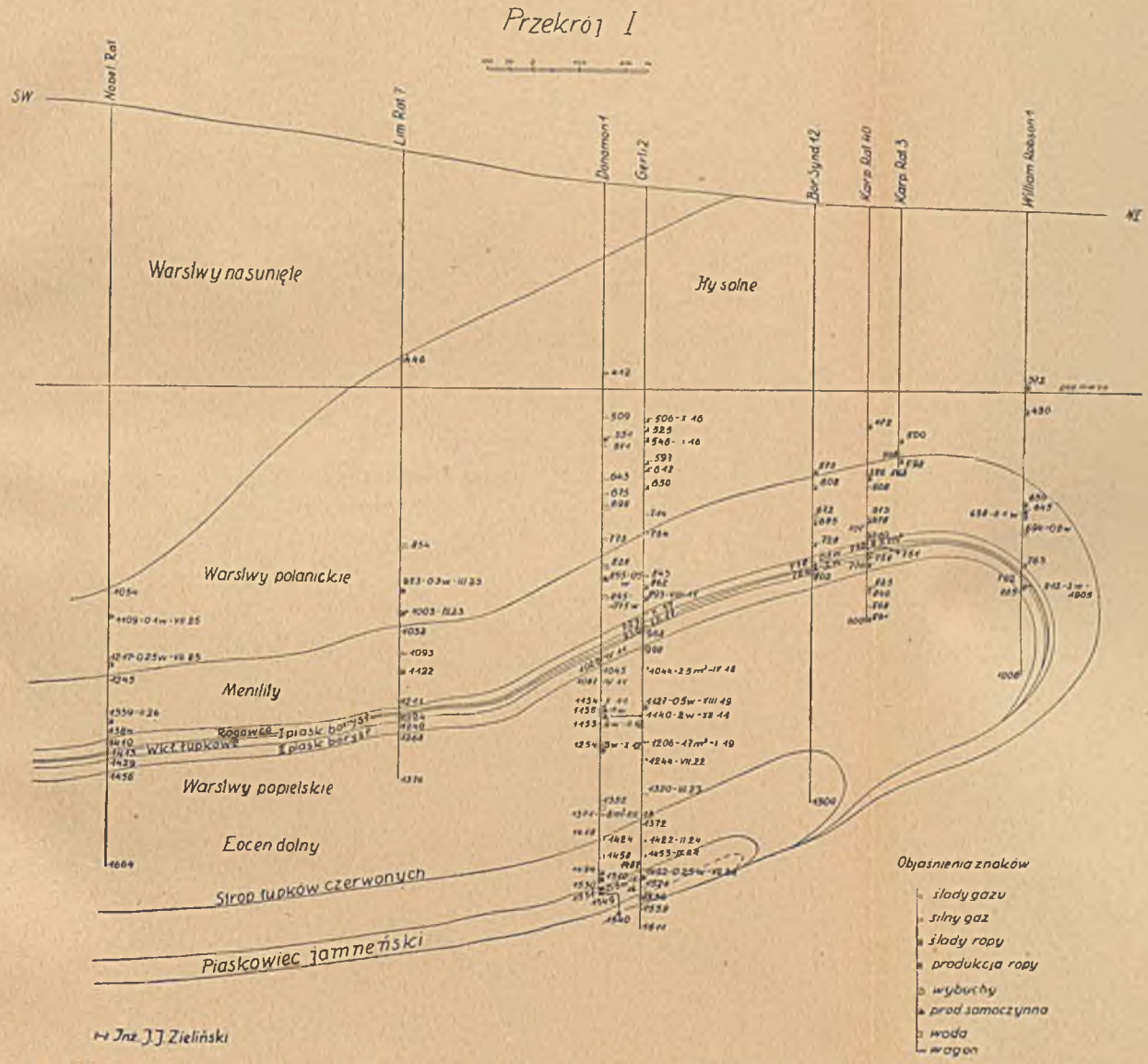


Fig. 3. Przekrój poprzeczny przez kulminację borysławską. — Transversal cross section through Culmination of Borysław.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA
CZYTELNIA
Gliwice

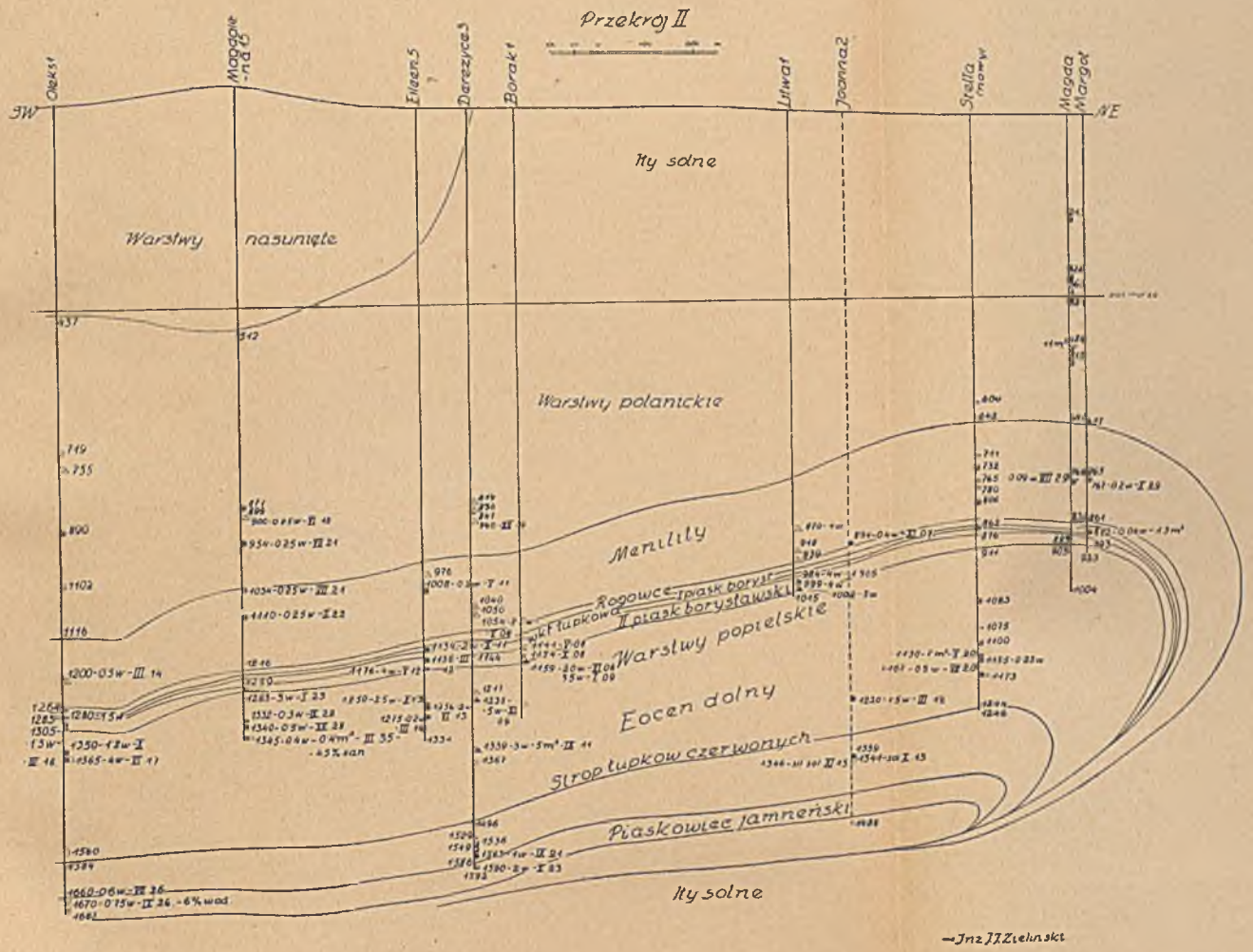


Fig. 4. Przekrój poprzeczny przez kulminację tustanowicką. — Transversal cross section through Culmination of Tustanowice.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach

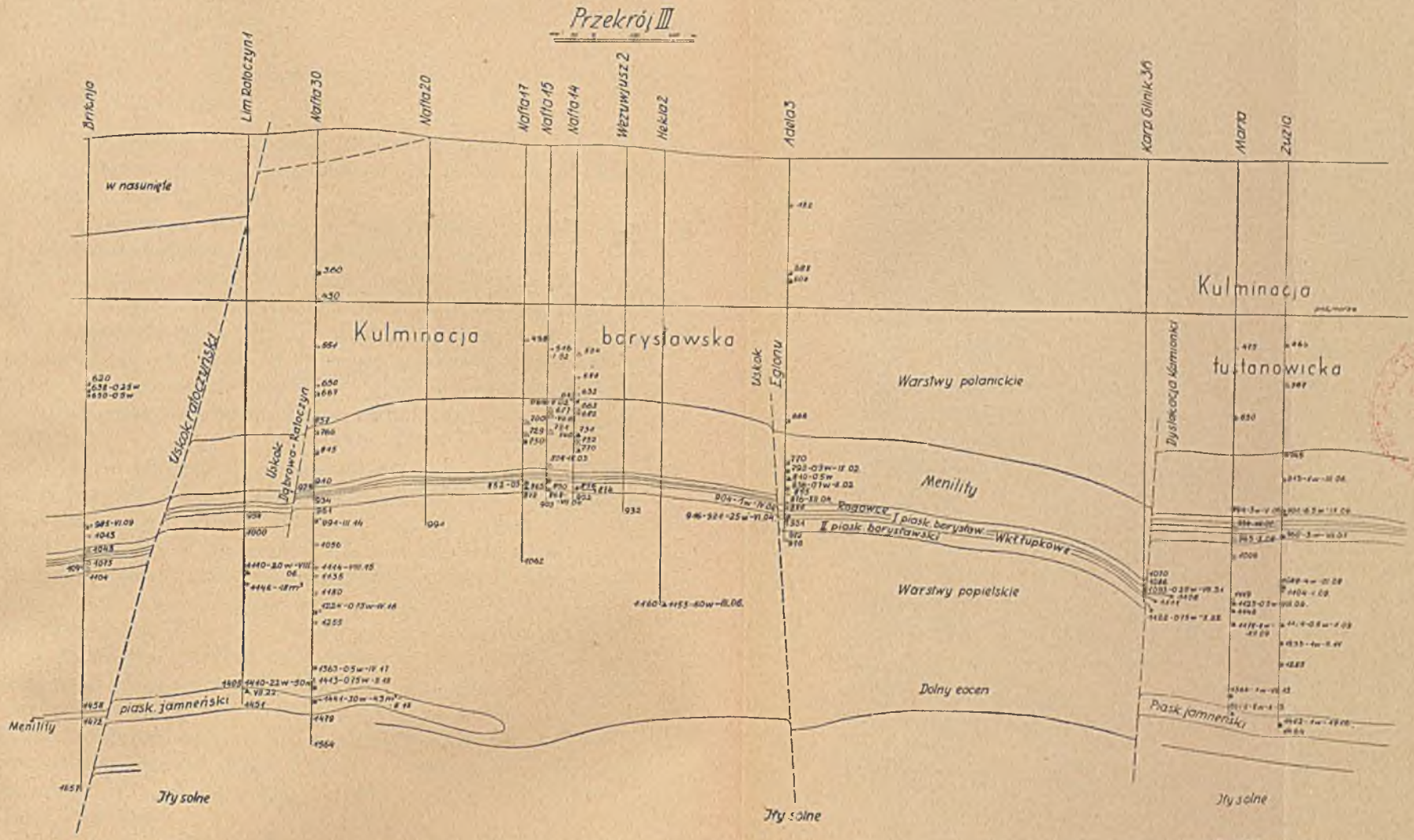


Fig. 5. Przekrój podłużny przez kulminację borysławską i tustanowicką. — Longitudinal cross section through Culmination of Borysław and Tustanowice.

W i t.

0— 224 menility nasunięte
— 980 w. polanickie
—1013 menility (33 m)
— płaszczyzna uskoku ratoczyńskiego
od 1013 w. popielskie.

W kierunku wschodnim widzimy prawie klasyczne (fig. 2), dość łagodne zanurzanie się kulminacji fałdu, którą przecina uskok Eglonu.

W rejonie tym brak, poza szybem Montana 1 i Carlo, przekrojów przewodnich, plan warstwicowy oparto tu na korelacji poziomów ropnych szybów Karpaty Debra 37 (w gł. 831 2—3 w/d), Schutzman 1 (gł. 798 3 w/d), Schutzman 2 (gł. 847 13 w/d), Goplana 1 (gł. 863 wyb. gazu i ropy), wreszcie na przekroju szybu Januś, z którego zachowały się próbki jedynie z podwiniętych rogowców, co świadczy, w tej sytuacji, o wysunięciu tego szybu poza czoło piaskowca borysławskiego.

Nazwa uskoku Eglonu pochodzi od szybu Eglon 2 wyznaczającego (fig. 2) tę dyslokację na czole fałdu. Z próbek piask. borysławskiego, które zachowały się od 1036 m do spodu (1078 m) widzimy, że mamy tutaj do czynienia z samym zagięciem czołowym, co w porównaniu z przekrojem szybu Montana 1, który miał jeszcze w. popielskie, oznaczałoby partię bardziej zewnętrzną. W przeciwieństwie do tych warunków szyb Eglon jest cofnięty ku południowi w około 100 m i mógł otrzymać piaskowiec borysławski w głębokości co najwyżej 1015 m (638 m p. p. m.), co daje różnicę poziomów około 100 m. Dalszym dowodem na istnienie tego uskoku jest ponad 70 m wynosząca różnica, między bardzo wydajnymi poziomami ropnymi w szybach Irena 4 (1005 — 12 w/d) i Stefania 7 (933 — 14 w/d).

Począwszy od przekroju Willy 1 — Silva Plana 18 uskok biegnie już między szybami o znanych przekrojach geologicznych, przy czym wysokość uskoku maleje do 20 m.

Element centralny, stanowiący, jakby rów tektoniczny (fig. 5) między dwiema kulminacjami, borysławską i tustanowicką, zanurza się w swej najwyższej partii normalnie w kierunku płd. wschodnim, a dyslokacja dzieląca cały ele-

ment na dwa bloki wschodni i zachodni, zaznacza się wybitniej dopiero od warstwicy 600. Jako punkty oparcia dla interpretacji struktury czołowej partii tego elementu, posłużyły podane poniżej przekroje szybów Kleiner, Zdzisław 2, Glinik 36 i Zgoda 3, w których można stwierdzić na ogół, ten sam, co wszędzie podział strefy piaskowca borysł. na I i II piaskowiec i wkładkę łupkową.

Kleiner.
958— 970 rogowce dolne
— 976 I piask. borysł.
—1000 wkładka łupkowa
—1039 (spód) II piask. borysł.

Zdzisław 2.
—1002 rogowce dolne
—1032 I piask. borysł.
—1048 wkładka łupkowa
—1095.8 (spód) II piask. borysł.

Glinik 36.
1070—1086 rogowce dolne
—1106 I piask. bor.
—1111 wkładka łupkowa
—1123 (spód) II piask. bor.

Zgoda 3.
1014—1036 rogowce dolne
—1045 I piask. borysł.
—1055 wkładka łupkowa
—1071 (spód) II piask. bor.

Wspomniana wyżej dyslokacja, nazwana przez Hempla uskokiem Kozaka, zaznacza się przede wszystkim wyraźną martwą strefą (fig. 2), pozbawioną piaskowca borysławskiego, stwierdzoną na szybach Union 3, Pontresina 5, Silva Plana 21, Aleksander 1 i 2 i Bernard. Strefa ta powstała skutkiem obsunięcia się zachodniego skrzydła uskoku wzdłuż płaszczyzny nachylonej ku południowemu zachodowi, tak że wymienione wyżej szyby, po przebiciu nieznacznej partii menilitów we-

szły wprost w w. popielskie lub eocen. Dla ilustracji podajemy przekroje szybów Pontresina 5, Silva Plana 21 i Bernard 2.

Pontresina 5.
0— 492 w. nasunięte
—1240 w. polanickie
—1257 menility (17 m)
płaszczyzna uskoku Kozaka
od 1257 w. popielskie i eocen dolny.

Silva Plana 21.
0— 431 w. nasunięte
—1185 w. polanickie
—1249 menility (64 m)
płaszczyzna uskoku Kozaka
od 1249 w. popielskie.

Bernard 2.
0— 335 w. nasunięte
—1123 w. polanickie
—1194 menility (71 m)
płaszczyzna uskoku Kozaka
od 1194 w. popielskie.

Z powyższych dat wynika, że wysokość uskoku wynosi około 200 m, nachylenie płaszczyzny ścinającej około 70°.

Na przekroju szybu Bernard kończą się ścisłe daty, określające uskok Kozaka. Dalszy jego przebieg wynika jedynie z ogólnej struktury otoczenia, która wskazuje, jak wyżej wspomniano, na stopniowe zanikanie dyslokacji w miarę zbliżania się do czoła fałdu. Pomiędzy blokiem wschodnim a zachodnim elementu centralnego zachodzą dość znaczne różnice w ukształtowaniu. Blok zachodni zbliża się swoją formą przekroju poprzecznego do przyległej kulminacji borysławskiej; po przejściu łagodnie zarysowanego szczytu, widzimy tutaj silne spiętrzenie między warstwicami 620 i 760, a następnie łagodniej nachyloną terasę z małym wtórnym wzniesieniem w rejonie szybów Willy 1 i Nadzieja. Całość nie jest już tak regularna, jak sąsiedni odcinek kopalni Silva Plana—Kon-

rad, prawdopodobnie skutkiem położenia między dwoma uskokami.

Na bloku wschodnim, w partii górnej, obserwujemy prawie poziomy przebieg warstw; silniejsze upady zaznaczają się dopiero po przekroczeniu warstwicy 680, przy czym równocześnie następuje i zwrot kierunku warstwic z północno-wschodniego na południowo-zachodni pod wpływem uskoku Kozaka.

Dyslokacja Kamionki występuje najwybitniej (fig. 2 i 3) na czole fałdu, powodując przesunięcie kulminacji tustanowickiej o około 600 m w kierunku północno-wschodnim.

Różnica poziomów obydwu elementów zaznacza się najwyraźniej w przekrojach Glinik 35—Friedrich i Glinik 36—Meta 2. W pierwszym przekroju Glinik 35 przewierca tylko zagięte czoło menilitów poza strefą rogowców dolnych i piaskowca borysławskiego, natomiast Friedrich trafia na wznoszące się jeszcze południowe skrzydło kulminacji tustanowickiej, w drugim przekroju Glinik 36 nawierca II piaskowiec borysławski w obrębie zagięcia czołowego elementu centralnego w głęb. 1111 m (722 p. p. m.), podczas gdy Meta 2 napotyka podobne warunki, co Friedrich w głęb. około 910 m (około 520 m p. p. m.).

Obserwując dalszy przebieg (fig. 2) dyslokacji Kamionki w kierunku południowo-zachodnim, widzimy, że wysokość jej bardzo szybko maleje; między szybami Tłoka Bank 31 i 18 wynosi ona zaledwie około 20 m, zaś w okolicy szybu Tłoka Bank 12 widzimy już skrzyżowanie się przesuniętych powierzchni, po czym element centralny wznosi się wyżej dając średnią różnicę poziomów około 20 m.

Zagięcie czołowe kulminacji Tustanowickiej zostało wyznaczone (fig. 2 i 4) dopiero w ostatnich latach nowymi szybami Magda, Margot 4 i Herta 3, których przekroje podajemy poniżej (fig. 1).

M a g d a.

839— 874 rogowce dolne
— 879 I piask. bor.
— 883 wkładka łupkowa
— 903 II piask. bor.
—1004 (spód) w. popielskie.

Margot 4.
861—868 rogowce dolne
—883 I piask. bor.
—893 wkładka łupkowa
—910 II piask. bor.
—923 (spód) w. popielskie.

Herta 3.
918—939 rogowce dolne
—954 II piask. bor.
—980 (spód) w. popielskie.

Jak widzimy i w tych przekrojach zaznacza się na ogół podział na dwa piaskowce i wkładkę. Szczyt kulminacji znajdujący się na północ od szybu Lucky Star 2 wznosi się do około 500 m p. p. m., po czym następuje zanurzenie w kierunku depresji poprzecznej Truskawca. Dalszy przebieg tego elementu w kierunku południowo zachodnim określają nam dane korelacyjne, oparte na podanym poniżej profilu szybu Kinga 2 nowy; począwszy od kop. Dorrit większość szybów posiada już znane przekroje geologiczne.

Kinga 2 (nowy).
? — rogowce dolne
? — 920 I. piask. bor.
— 932 wkładka łupkowa
— 955 II piask. borysławski
od 955 w. popielskie.

W przekroju poprzecznym (fig. 4) widzimy tutaj dość regularny i łagodny zapad warstw aż po wtórne wypiętrzenie kop. Blochówka, wznoszące się na wysokość 40 m ponad otoczenie.

Na opisanej partii kulminacji tustanowickiej, kończy się zakres niniejszej pracy; środkową i wschodnią część Tustanowic opracował dr O. V. Wyszyński w publikacji: „Korelacja poziomów ropnych we wschodniej części Tustanowic". Biul. Nr. 24. Karp. Inst. Geol. Naft.

Biuro Studiów dla Spraw Przemysłu Naftowego, Borysław.

SUMMARY.

In connection with the repressuring projects in Borysław Oil Field, worked out by Research Bureau of Petroleum Industry *), selection of geological units and knowledge of their structural conditions have become a very important problem.

The geological structure of Boryslaw oil field has been worked out by dr. T o ł w i ń s k i and his collaborators in the „New Geological Atlas of Borysław“ [1]).

The present paper is a contribution to this „Atlas“; it deals with the Middle- and Northern part of the Borysław fold, where after the year 1930, several new wells were drilled and gives new ideas concerning transversal dislocations, dividing the bed into several structural units.

Due to the lack of geological logs of majority of wells in this region the depth indications of gas- and oil-shows from the drilling logs have been taken into consideration and the correlation-sections of all wells were made in the scale of 1:1000.

The comparison and analysis of these sections together with the geological data obtained from wells drilled after the Great War enabled the author to reconstruct the stratigraphic sections of individual wells. On this basis many geological cross-sections, transversal and longitudinal, the contour map of the top of the second Borysław sandstone and a plastic map have been made.

This method allowed to reanalyse and adjust the data in a logic complex, may be simplified too much, but in general the outlines are probably satisfactorily true.

The present report has to deal with the Borysław sandstone exclusively, as one of the most important oil-bearing reservoir of the Borysław oil-field.

Borysław sandstone does not form an uniform bed, but is composed of two layers: first Borysław sandstone and se-

*) The Research Bureau of Petroleum Industry („Biuro Studiów dla Spraw Przemysłu Naftowego“) has been created both by the „Pionier“ Co. Lwów and by the „Association of Polish Petrolem Engineers in Borysław.

[1]) Nouvel Atlas Géologique de Borysław, Bull. 19, Station Géologique Karpatique. 1930.

cond Borysław sandstone, interlaminated by brown-grayish shales.

The thickness of the first sandstone and shales varies from several meters to 15 meters, the thickness of the second sandstone amounts to 10—14 meters, according to the local structural and sedimentary conditions.

In the described region (fig. 2 and 5) the most important structural element forms the Culmination of Borysław. This element is bounded from the North by Frontal Zone, from the East by Eglon fault, and from the West by Ratoczyn fault.

These faults have shifted the axis of the fold to the South and have initiated two new structural elements: that of Ratoczyn and the Central-Element.

The Central Element is bounded on the Eastern side by a great dislocation, running along the line joining the well: Los Angelos—Milano 6, so called „Kamionka dislocation", which caused an uplift of the transversal axis of the fold to the North and initiated a new structural element, namely the Culmination of Tustanowice.

Culmination of Borysław rises to the height of 330 m below the sea level, that is relatively to the depth of 720 m, forming thus the greatest elevation of that horizon in this region. Further on (fig. 3) Culmination of Borysław is dipping very steeply up to the line of the wells: Boxall—Szczur 1—Kanada (contour line 700) and after that gradually forms the gentle terrace of the region Silva Plana—Konrad—Apollo, and almost flat zone of the mines Jerzy, Nafta and Wanda.

The Western part of the element is cut off by the secondary dislocation of Dąbrowa—Ratoczyn fault, vanishing towards the South-West.

The Dąbrowa-Ratoczyn fault forms a kind of step to the proper Ratoczyn fault (cross-section III fig. 5), which is shifting back the frontal part of the fold about 600 m towards the South and submerges the Western part of the fold about 100—150 metres.

To the East we see (fig. 2) almost classical, gentle dipping of the Culmination of Borysław, cut down by the fault called Eglon.

The Central Element forms a sort of „Graben" (fig. 5) between the Culmination of Borysław and that of Tustano-

wice, and is dipping in its highest part normally to the South-West. The dislocation cutting down that element into two blocks, Eastern and Western, is well marked, beginning from the contour line 600. This dislocation, called by Hempel „Kozak" fault, is characterized by its zone bereaved of the Borysław sandstone, proved by the wells: Union 3, Pontresina 3, Silva Plana 21, Aleksander 1 and Bernard 2. That zone is due to the shifting down the Western part of the fault along the fault plane inclined to the South-West, so that the above mentioned wells after having gone through the Menilitic series have entered immediately into the Popiele beds. The height of the fault is about 200 m and inclination of the fault plane about 70°.

There are great differences between Eastern and Western block of the Central Element, as far as their form is concerned. The Western block is related very closely to the adjoining Culmination of Borysław, but it is not so regular as the adjoining part of the well Silva Plana, Konrad, probably due to its location between two faults. At the top of the Eastern block we notice almost horizontal dips; more slopping dips are observed after crossing the contour 680, and simultaneously the direction of the contour lines is changing from the North-East to the South-West under the influence of the „Kozak" fault.

The dislocation of Kamionka, marked very strongly on the frontal part of the fold, is shifting the Culmination of Tustanowice about 600 m towards the North-East.

The difference of the level of these two elements is marked quite clearly in the section: Glinik 35 — Friedrich and Glinik 36 — Meta 2. Observing the continuation of the „Kamionka dislocation" towards the South-West, we see (fig. 2) that its height decreases very soon, and in the vicinity of the well: Tłoka-Bank 12, we notice the intersection of shifted surfaces, and then the Central Element is still rising, giving the mean difference of the levels about 20 metres.

The outline of the frontal part of the Culmination of Tustanowice has been determined (fig. 2 and 4) in the last few years by the wells: Magda, Margot 4, and Herta 3. The top of the Culmination, situated North from the well „Lucky Star 2" is elevated about 300 m b. s. l. and then is dipping towards the transversal depression of Truskawiec.

The cross-section (fig. 4) shows a regular gentle dip of the strata up to the secondary uplift of the Blochówka mine rising to the height of about 40 m above the surrounding.

The described part of the Culmination of Tustanowice is ending the present report; the middle and eastern part of Tustanowice have been worked out by Dr. O. V. W y s z y ń s k i [1]).

---

[1]) Dr. O. V. W y s z y ń s k i: La corrélation des horizons pétrolifères dans le grès de Borysław à Tustanowice—l'Est. Service Géol. Karpatique. Bull. No. 24, Borysław 1934.

Ludwik Kowalski.

Z geohydrologii wód artezyjskich okręgu przemysłowego Mijaczowa, Myszkowa i Mrzygłodu nad górną Wartą.

(Geohydrologisches über die artezischen Wasser des Industriegebiets von Mijaczów, Myszków und Mrzygłód an der oberen Warta).

Im Sommer 1933 gelegentlich einer wasserrechtlichen Verhandlung habe ich mich mit den geohydrologischen Verhältnissen des oben angegebenen Abschnittes des Wartatales näher befasst.

Nachdem im Juniheft der Posiedzenia Naukowe P. I. G., Warszawa Nr. 45, S. 47, Dr. Ing. R. R o s ł o ń s k i über diese Gegend einen Aufsatz veröffentlichte, finde ich es als angemessen, den wissenschaftlichen Inhalt des, von mir anlässlich der genannten Angelegenheit am 7. VI. 1933 für die Behörden und die Parteien verfassten Gutachtens zu publizieren.

Der besagte Abschnitt der Warta verläuft über die Alluvionen des hier breiten Tales. Diese überdecken die pleistozäne Ausfüllung, die hier für den eigentlichen Talweg formbestimmend ist.

Darunter, wie auch an den Talhängen findet man erst ältere, der Trias zugehörige Schichten, deren Folge mannigfaltige Keupergebilde beginnen.

Am linken Talhange in Bendusz erscheinen Lissa-Kalkkonglomerate, die auch in Lgota bei Huta Stara noch zu finden sind. Sonst kommen hier noch gut entwickelte Kalke aus Woźniki in Nowa Wieś, schon am rechten Ufer der Warta vor. Diese Gebilde sind hier ziemlich mächtig entwickelt. Die Vorkommen stehen alle oberhalb des Warta-Wasserspiegels an.

Die Kalkgebilde sind von den Keuperletten unterlagert. In den mir zugänglichen Saigerbergaufschlüssen erscheinen

die Keuperletten in einer Mächtigkeit von 14 bis 23 m. Da es sich hier um lauter Bohrlöcher handelt, die unten im Wartatale abgebohrt wurden, so sind das Zahlen, die um etwa 50 bis 60 m zu erhöhen wären, um die ursprüngliche Schichtenmächtigkeit der bunten Letten wiederzugeben. R ó ż y c k i (Posiedzenia Naukowe P. I. G., Warszawa Nr. 28, S. 24 u. ff.), der diese Gegend offiziell kartiert hat, unterscheidet im synthetischen Profil des Keupers lauter Schichten, welche, die Lissa-Konglomerate und die Woźniker Kalke ausgenommen, alle wasserdicht sind und keine Neigung zur Bildung von Wasserhorizonten aufweisen.

Die bisher beschriebenen Stufen der oberen Trias liegen, praktisch genommen, ganz flach u. zw. diskordant auf der tiefer liegenden Mitteltrias, die sedimentär durch einen Hiatus unterbrochen ist. Es fehlt hier der obere, wie auch der mittlere Muschelkalk. Gegen Osten in Mrzygłód erscheint in schönen und zahlreichen Aufdecken der Diploporendolomit. Es ist eine tektonische Elevation (vergl. F. R ö m e r: Geolog. O. Schl. S. 131 u. 143) die Cz. K u ź n i a r als die Diploporendolomit-Insel von Mrzygłód benannt hat. Diese Dolomite erstrecken sich dicht an das Warta-Flussbett. Aufdecken in Form von Steinbrüchen und sonstigen kleineren Aufschlüssen treffen wir noch weit gegen Westen und zwar am linken Talhang, an dem ins Tal vorrückenden, kuppenartigen Vorsprung desselben. In diesen Aufschlüssen erscheint der Dolomit in Bänken verschiedener Mächtigkeit, stark zerklüftet, mit deutlichen Anzeichen der Verkarstung.

Etwa am halben Wege von Mrzygłód nach Bendusz lässt sich bei sorgfältiger Beobachtung die Grenze des Ausgehenden des Diploporendolomits auffinden, an welcher derselbe unter die roten Keuperletten untertaucht. Hier also, an dem genannten Vorsprung des Talhanges lässt sich auch mit voller Sicherheit die Natur der Kontaktfläche des Dolomits mit der Keuperlettenüberlagerung beobachten. Tiefrote, fette Letten liegen hier auf dem Dolomit ohne irgendeine Zwischenlagerung auf. (Vergl R. R o s ł o ń s k i, Posiedzenia Naukowe P. I. G., Warszawa 1936, Nr. 45, S. 48, der Zweifel darüber erhebt).

In den Aufschlüssen zwischen Mrzygłód, Mrzygłódka und Bendusz fällt der Dolomit 10^0 bis 14^0 gegen Nordost ein. Das

Einfallen verflacht sich mit der Entfernung von Mrzyglód gegen Westen.

Auf der anderen Seite, d. i. gegen Osten, also hinter Mrzyglód bei Skałka etwa treffen wir die Juraschichten, die stark diskordant die Trias überlagernd, ganz leicht hier die Diploporendolomite direkt abschrägen.

Die Diploporen-Insel von Mrzyglód ist teils ganz unbedeckt, teils mit Sanden und sandigem Boden leicht zugeschüttet. Wie gesagt, die Diploporendolomite weisen hier eine weitgehende Verkarstung auf. Dies ist in den Aufschlüssen an der gegen Bendusz sich erhebenden kuppenartigen Ausbuchtung des Hanges vielfach zu beobachten. Zahlreiche, hier vorkommende Spalten der Cleavage sind öfters durch die Einwirkungen des Wassers stark erweitert, manchmal erscheinen sie sogar in Form von grottenartigen Kavernen.

Unter diesen Umständen versickern in dem stark durchlässigen Untergrunde die Regen-und Schneewässer, weswegen an der Oberfläche der ganzen Diploporen-Insel überhapt keine Wasserläufe zu finden sind. Es ist das aber nicht die einzige, auch nicht die Hauptwasserquelle der hiesigen Dolomite. Die Hauptrolle in dieser Hinsicht fällt der Warta zu, die hier ein richhtiger P e g e l a u s g l e i c h e r des Grundwasserspiegels in den Dolomiten zu nennen ist.

Wie vorhin erwähnt, tauchen die Dolomite etwa 1 km vor Bendusz, knapp vor dem Vorwerke Franulka, unter die gegen Westen immer mächtiger werdenden Keuperletten. Bezeichnend für die hiesige Ausbildung des Wasserspiegels in den Dolomiten ist der Umstand, dass sich in dem gegen 90 m tiefen Brunnen am Ringplatz in Mrzyglód das Wasser in einer Tiefe von etwa 90 cm unter dem Wasserspiegel der Warta an der Brücke gegen Kręciwilk einstellt, was die oben ausgesprochene Behauptung über die hydrologische Rolle der Warta gut bestätigt. Gegenüber Mijaczów und Myszków erfolgt die Sättigung der Dolomite mit Meteor-, wie auch insbesondere mit Flusswasser an den Koten, die höher als die Erdoberfläche in den genannten Ortschaften gelegen sind: in ihnen sind etliche interessante artesische Brunnen zu finden, denen wir in diesem Aufsatze besondere Aufmerksamkeit widmen wollen.

Studnie: — *Brunnen:*

	Gmina Myszków *Gmde* „	Stalownia, Mijaczów *Stahlwerk* „	Papiernia Mijaczów *Papierwerk* „
Naziom *Tagesoberfl.*	298,88	296,92	295,35
	Pleistocen *Quartär*	Pleistocen *Quartär*	Pleistocen *Quartär*
	278,28	—	265,90
	Keuper	Keuper	Keuper
	254,88	238,4	252,05
	Wapień muszl. *Muschelkalk*	Wapień muszl. *Muschelkalk*	Wapień muszl. *Muschelkalk*
Dno studni: *Brunnensohle:*	198,68	165,5	224,15

Aus diesen Brunnen sind zwar keine Bohrproben aufgehoben worden, es ist mir aber gelungen, von einigen die Bohrprofile zur Einsicht zu bekommen. Diese Profile sind alle unsachgemäss manche sichtlich direkt unintelligent in Bohraufseherweise beschrieben. Eines aber ist ihnen klar zu entnehmen: das wasserführende Gestein wurde erst, u. zw. ohne Ausnahme, in diesen Brunnen unter den Keuperletten erbohrt. Nach dem Vorhergesagten ist klar, dass die wasserführende Schichte hier dem Muschelkalk entspricht. Die Bohrprofile sind im unteren Teile besonders unklar. Nichtsdestoweniger sei der Versuch gemacht, auf dem indirekten Wege einer Deduktion, die stratigraphische Zugehörigkeit des wasserführenden Gesteins zu bestimmen.

Der Dolomit in der Diploporen-Insel in Mrzygłód und mehr westlich gegen Myszków und Bendusz entspricht der hangendsten Stufe des hier vorkommenden Muschelkalks. Erst darunter findet sich der Erzdolomit vor, der mit dem Diploporendolomit hier eine Schichtenmächtigkeit von rund 80 m erreicht. Tiefer folgt der Wellenkalk mit einer Schichtenmächtigkeit von rund 40 m. Es ist klar, dass die wasserführende Schicht sowohl in den Dolomiten, wie in dem, dem Wellenkalk unterlagernden Röt zu suchen wäre, was einem Spielraume der Unsicherheit von rund 150 m entspricht.

Die Transgressionsfläche des Keupers an dem Muschelkalk ist hier sehr uneben, wie es aus den oben angeführten Bohrprofilen zu entnehmen ist. Und zwar befindet sich im Brunnen der Papierfabrik in Mijaczów die Sohle der bunten Letten im Niveau + 264 m über Normal-Null, im Brunnen der Gemeinde Myszków + 238 m über NN, somit 26 m Höhendifferenz schon in etwa ½ km Entfernung. Diese Unebenheit der Oberfläche des Muschelkalk-Untergrundes ist als Folge der Landperiode nach der Regression des Muschelkalk-Meeres zu deuten. Daraus ergibt sich schon von vorn herein, dass unter den Keuperletten nicht immer dieselbe Mitteltrias-Stufe angebohrt wurde. Als Ursache der Differenzen in dieser Hinsicht wäre noch eventuell die tektonische Lockerung des Dolomits bei Mrzygłód zu betrachten. In den Aufschlüssen bei Mrzygłód fand ich Einfallswinkel bis 14° gegen Nordwest. Man beobachtet zwar, dass diese Steilheit gegen Westen abnimmt, jedoch kann man nicht mit Sicherheit annehmen, dass die Lagerung in Myszków und Mijaczów schon ganz flach ist, obwohl an der etwa 4—4,5 km betragenden Entfernung zwischen Mrzygłód und Myszków resp. Mijaczów mit einer sehr starken Abnahme des Einfallens gerechnet werden muss. Sonst müssten in Myszków die Schichten von Mrzygłód in mehreren hundert Meter Teufen erscheinen, was wohl nicht der Fall ist.

Die Verflachung des Einfallens des Dolomits gegen Westen macht die Auffassung des Diploporendolomit-Aufschlusses als eine tektonische Elevation wahrscheinlicher gegenüber der Annahme, dass es eine Insel im streng orographischen Sinne ist. Diese Auffassung ist auch aus der Analogie mit der Elevation des Altpaläozoikums ganz unweit von hier, nämlich in Dziewki, als die wahrscheinlichste zu betrachten. Bei einer solchen Auffassung wäre auch mit der Existenz von staffelförmig erscheinenden Brüchen, die rings um diese Elevation streichen, zu rechnen. Es ist somit auch ein Grund, eine Diskordanz der Bohrprofile im Bereiche des Aufschlusses in der Mitteltrias in Myszków—Mijaczów zu deuten. Dieser Umstand lässt nicht nur ein verschiedenes Auftreten an der Kontaktfläche mit Keuper erwarten, sondern auch eine Niveauverschiedenheit des Auftretens der einzelnen Schichten in den Bohrlöchern inmitten der vollen Mächtigkeit der Trias-

stufen unter dem Keuper. Es wäre bei der Ausdehnung der erwähnten 4 km das Wahrscheinlichste, doch ein fast Verflachen des Dolomits, mindestens im praktischen Sinne zu erwarten.

Aus dieser allgemeinen Diskussion ergibt sich wohl die grosse Wahrscheinlichkeit des Anbohrens unter den Keuperletten von ähnlichen Dolomitstufen, wie etwa die, welche bei Mrzygłód zutagetreten, ganz klar. Betrachten wir nun die einzelnen erwähnten Bohrprofile näher:

In Bezug auf Normalnull finden wir die kleinste Teufe des Anbohrens des Muschelkalks im Brunnen der Gemeinde Myszków im Niveau + 254,88 m. Im Brunnen der Papierfabrik in Mijaczów wurde der Muschelkalk im Niveau + 232,05, im Brunnen des Stahlwerks in Mijaczów erst bei + 238,4 m erreicht. Von diesen Bohrlöchern ist das des Stahlwerks das tiefste. In diesem wurden 72,9 m Muschelkalk, wie auch überhaupt der halmyrogenen Trias durchbohrt. Im Gemeindebrunnen Myszków wurde 56,2 m und in der Papierfabrik nur mehr 27,05 m Muschelkalk angebohrt. Die grösste erbohrte Teufe im Muschelkalk, resp. Röt liegt bei + 165,5 m im Brunnen des Stahlwerks. Bei der Annahme einer flachen Lagerung der Mitteltrias im Bereiche dieser drei Brunnen sollten hier etwa 89,4 m Muschelkalk und ev. etwas vom darunter liegenden Röt durchsunken werden.

Von den drei besprochenen Bohrungen wurde in der des Brunnens der Gemeinde Myszków der Muschelkalk im Niveau + 254,88 m, also am flachsten angebohrt. Die ganze, in diesem Brunnen aufgeschlossene Muschelkalk-Mächtigkeit beträgt 56,2 m. Die im Brunnen 3 der Papierfabrik durchsunkene Muschelkalk-Mächtigkeit von 27,9 m kommt mit dem Muschelkalk im vorgenannten Brunnen ganz zur Deckung, mit dem Vorbehalt aber, dass diese Triasschichten im Bereiche der drei besprochenen Brunnen flach und ungestört liegen. Der Muschelkalk im Brunnen des Stahlwerks fängt um 16,5 m tiefer an als im Gemeindebrunnen Myszków und wurde bis an das Niveau + 165,5 m durchschrotet. Es sind also im ganzen 89,4 m Mitteltrias inmitten der drei Bohrlöcher aufgeschlossen worden, natürlich wenn die Annahme einer ungestörten und flachen Lagerung hier zutrifft, was schliesslich zumindest in roher Annäherung doch als richtig erscheint.

Die Beschreibungsart der Bohrprofile dieser Brunnen ist eine unintelligente, sichtlich vom niederen Bohrpersonal herrührende. Der Dolomit wird hier einfach mit Kalkstein und sogar mit Sandstein verwechselt, was leicht bei einer nicht fachmässigen Betrachtung der Bohrschmand-Proben vorkommt. Unter diesen Umständen werden nur sehr stark augenfällige Merkmale richtiger im Bohrjournal verzeichnet. Als solche sind in unserem Falle wohl die Hornsteine zu betrachten, die hier als „Kieselstein", „Kalkkiesel" u. a. m. bezeichnet werden. Das Vorkommen von Hornsteinen inmitten der Mitteltrias in diesen Bohrungen ist für uns von ausschlaggebender Bedeutung, wie aus Folgendem zu ersehen ist:

In der mittleren Trias begegnen wir einer, diese Stufe ganz eigenartig kennzeichnenden Regelmässigkeit des Auftretens von Hornsteinknollen. Ab und zu, aber nur vereinzelt, sind diese im Diploporendolomit, dann jedoch in zahlreichen Anhäufungen im Erzdolomit zu finden. Insbesondere sind die liegendsten Bänke durch ein massenhaftes Auftreten von Hornsteinen bekannt. Im Wellenkalk gilt als ausnahmslose Regel direkt das vollkommene F e h l e n irgendeines Hornsteingebildes. Erst tiefer in der unteren Trias beobachten wir abermals ein Wiederauftreten von Hornstein, wie auch von anders ausgebildeten Kieselsäure-Ausscheidungen, die aber nur in ganz bescheidener Menge hier zu finden sind. Als ein kennzeichnendes Moment für das Unterscheiden, u. zw. in einem Bohrloch des Wellenkalks, ist dessen M e r g e l l i g k e i t, die besonders in den, die Dolomite unmittelbar unterlagernden Bänken sehr auffallend zu beobachten ist. Die tieferen Lagen des Wellenkalks sind schon mehr starkbankig und die liegendsten (mit *Dadocrinus grac.)* erscheinen als ein kompakter, grobkristalliner, starkbankiger Kalkstein.

Im Brunnen der Papierfabrik befindet sich die Hornsteinlage in der Teufe von + 229 bis + 238 m. Im Brunnen der Gemeinde Myszków finden wir vom Niveau + 255 m angefangen Beschreibungen des Brunnenprofils wie „Kieselkalkstein", „Kieseliger Kalkstein" etc, bis zur Sohle des Bohrloches. Die Beschreibung des Bohrprofils des Brunnens des Stahlwerks in Mijaczów ist sehr lakonisch. Ausserdem trifft man Angaben über Sandsteinschichten, die inmitten von mächtigen Kalk-

steinlagen vorkommen sollen. Auf Grund von Informationen, die ich über den Vorgang des Abbohrens dieses Brunnens gesammelt habe, ist mir bekannt, dass der Bohrunternehmer der Meinung gewesen ist, als ob der Brunnen im Jura, etwa wie dieser in Częstochowa vorkommt, gebohrt worden wäre. Dieser Umstand macht verständlich, wie man auf die eigenartige Beschreibungsart des Bohrprofils gekommen ist und sich der Selbsttäuschung ausgesetzt hat. Es ist mir auf ähnlichem Wege auch bekannt geworden dass, nachdem der unterste Teil des ursprünglich erbohrten Brunnens keine Besserung der Ergiebigkeit gebracht hat, mehr als die Hälfte des Bohrloches wasserdicht verschlossen wurde. Als Brunnen werden nur die obersten 57 m benützt.

Die Art des Auftretens von Hornstein in den besprochenen Bohrungen erlaubt das Auftreten der Dolomite des Muschelkalks zu erkennen. Im Gemeindebrunnen von Myszków, sowie auch im Brunnen Nr. 3 der Papierfabrik wurden keine Mergellagen angetroffen, was das Anbohren des Wellenkalks in diesen beiden Brunnen mit genügender Sicherheit ausschliesst.

Der Umstand, dass im Brunnen des Stahlwerks das Nachteufen desselben keine merkliche Besserung der Ergiebigkeit desselben bewirkt hat, macht das Anbohren der oberen Bänke des Wellenkalks ganz wahrscheinlich. Die Vermutung des Anbohrens des Röt findet keine Rechtfertigung in den angeführten Umständen. Die bekannte starke Wasserführung des Röt sollte unbedingt im Falle des tatsächlichen Anbohrens desselben eine Ergiebigkeitssteigerung herbeiführen, was aber nicht der Fall war.

Auf diese Weise glaube ich den Beweis erbracht zu haben. dass die wasserführende Schicht der artesischen Brunnen in Myszków und in Mijaczów in den Dolomiten des Muschelkalks zu suchen ist. Diese Feststellung ist von grundlegender Bedeutung für die Lösung der Herkunft des artesischen Wasserhorizonts des besprochenen Industriebezirks an der oberen Warta.

Der artesische Wasserhorizont ist ausser den bereits erwähnten Brunnen zur Nutzung einer grossen Anzahl anderer Brunnen herangezogen worden. Es sind das Brunnen, die meistens Industriezwecken dienen. Manche derselben weisen eine geradezu imposante Ergebigkeit auf, es sei nur auf die

drei Brunnen der Papierfabrik hingewiesen, mit einer Ergiebigkeit insgesamt 12 m^3 minutlich. Im Ganzen soll etwa mit 20 m^3 minutlich der aproximativen allgemeinen Wasserentnahme gerechnet werden. An und für sich entspricht diese Wasserentnahme einem grossen unterirdischen Wasserdurchflusse, wobei zu erwähnen ist, dass die Tätigkeit der heutigen Brunnen noch keine Anzeichen einer Erschöpfung wahrnehmen lässt. Von Interesse wäre also etwas Näheres über die Herkunft des Wasserspenders besonders, über dessen Einzugsgebiet sagen zu können.

Es sei nun auf den geologischen Bau der Gegend hingewiesen: Wie oben geschildert wurde, bilden die Aufschlüsse der Mitteltrias in dieser Gegend nur kleine Fleckchen inmitten von ausgedehnten Keuperpartien, die, wenn man sie z. B. von der Anhöhe von Bendusz aus überblickt, sich gegen Süden und gegen Westen weit über den Horizont erstrecken. Nach der anderen Richtung hin tauchen alle hiesigen Keupergebilde unter den Jura. Die Dolomite der mittleren Trias sind hier, mit der kleinen Ausnahme der Diploporen-Insel von Mrzygłód mit der wasserundurchlässigen Abdachung der Keuperletten gedeckt, also vor dem direkten Einflusse der Niederschlagswasser geschont. Dem Meteorwasser direkt ausgesetzt sind die südlich gelegenen Ausgehenden unserer Dolomite. Sie erstrecken sich von Nordwest gegen Südost in einem ununterbrochenen Zuge, einer eigenartig steil und mit einem reichlichen Oberflächenrelief ausgebildeten, charakteristischen, echten Dolomitpartie. Die kürzeste Entfernung zwischen den Ausgehenden der Dolomite des Zuges Siewierz—Sławków beträgt gegen 13 km. Es sind das die Aufschlüsse bei Siewierz. Der Flussbetteinschnitt der Czarna Przemsza schneidet sich da in die Diploporendolomite bis zum Niveau 290 m ü. NN. ein. Schwerlich wäre also auf diesem Wege eine Erklärung für die Entstehung eines artesischen Wasserdruckes in Mijaczów zu konstruieren, da die Warta auf der Höhe von Mijaczów beinahe ganz denselben Pegelstand aufweist und die Höhenlage der artesischen Brunnen variiert zwischen + 295 und + 299 m.

Die Niederschlagswasser gelangen im Wege der Versikkerung in die Dolomite von Mrzygłód, jedoch auf einem bescheidenen Landfleckchen, das kaum mehr als insgesamt

2—3 km² misst. Bei etwa 600 mm Niederschlagsmenge im Jahresdurchschnitt ergibt das einen Minutenabfluss vom Quadratkilometer von 1,14 m³, aber ohne jede Abrechnung für die Verdunstung. Praktisch wäre hier mit höchstens 2 m³/min. Wasser aus dieser Quelle zu rechnen, also um eine Grössenordnung weniger, als die oben angenommene jetzige Wasserentnahme aus den Brunnen von Mijaczów und Myszków.

Die Hauptwasserquelle liegt räumlich nicht weit, ist aber anderer Natur. Die Warta bespült direkt den Nordfuss der Dolomitanhöhe in Mrzyglód und soll daher als ein Pegelausgleicher für den Grundwasserspiegel in den Dolomiten betrachtet werden. Der Wasserpegel an der Brücke bei Kręciwilk liegt bei + 306,0 m. Die Höhenkote des Brunnens am Ringplatz in Mrzyglód ist 329,60 m. Der Wasserspiegel des Brunnens liegt 24,5 m tiefer, dessen Kote ist also 305,10 m. Er liegt etwa 1 m tiefer als derjenige der Warta.

Der Infiltrationsabschnitt der Warta erstreckt sich noch mindestens ungefähr ½ km von der genannten Brücke (bei Kręciwilk) weit, flussabwärts gemessen. Jedenfalls aber kann die tiefste Versickerungsstelle des Flusswassers nicht weniger, als mindestens 305 m ü. NN. angenommen werden, also 6 bis 10 m höher als der Ansatz der Bohrbrunnen in Myszków und Mijaczów. Das Grundwassergefälle macht sich schon im Brunnen in Mrzyglód am Ringplatz bemerkbar. Die Bewegung des Wassers geschieht durch die Klüfte und besonders durch die Verkarstungskavernen im Dolomit. Als Bestätigung dessen muss vor allem die grosse Verschiedenheit in der Ergiebigkeit der einzelnen Brunnen in Mijaczów und Myszków betrachtet werden. Das blosse Anbohren des Muschelkalkdolomits genügt noch nicht, erst das Anbohren eines grösseren Durchlasskanals im Dolomit entscheidet über die Ergiebigkeit des Brunnens.

Bei der Besprechung dieses artesischen Wasserhorizonts soll nicht unterlassen werden zu erwähnen, dass für die, mit der Verkarstung eng verknüpften hydrologischen Erscheinungen die Relationen nicht mehr ihre Gültigkeit haben, welche auf dem Filtergesetz D a r c y's basieren und als dessen mathematische Ableitungen zu betrachten sind. Man darf eben nicht vergessen, dass im Filtergesetz D a r c y's die Dimen-

sionen der Lichtweite der Zwischenräume inmitten der Sandpartikelchen in einem solchen Grössenverhältnisse mit den Abmessungen der, durch das Gesetz und seine Ableitungen zu errechnenden Grössen, zu einander stehen, dass die Durchmesser dieser Mikrokanäle als zu vernachlässigende Grössen gelten können. In Anwendung auf Wasserhorizonte in Sanden, Geröll- und Schotterschichten, also vor allem im Quartär (Pleistocän) behalten diese Gesetze ihre volle Geltung, nicht aber in Anwendung auf Karstwasser, wie es hier der Fall ist.

Die Abmessungen der Leitungsbahnen im Dolomit von Mrzygłód—Myszków sind gross. Mit Recht darf man dieselben in der Grössenordnung von sogar 1—2 m Lichtweite annehmen. Die Bewegung des Wassers in einem solchen System von, infolge der Verkarstung erweiterten Klüften gehorcht eher den Gesetzen eines komplizierten Wasserleitungsnetzes. Vor allem treten da mancherlei Erscheinungen auf, wie etwa verschiedenartige Drosselung von Leitungsströmen und damit verknüpfte Verschiedenheiten im artesischen Druck von, manchmal nicht weit von einander entfernten Brunnen. Unter solchen Bedingungen lassen sich auch manchmal Erscheinungen beobachten, die auf saugende, etwa Injektor-Wirkungen zurückzuführen sind, so dass ein neuer, vorteilhaft angelegter Brunnen den artesischen Auftrieb eines benachbarten alten Brunnens zu beeinträchtigen imstande ist.

Verlockend erscheint das Problem der Entstehungsweise und des Alters der Ausbildung des bereits geschilderten artesischen Wasserhorizonts. Verkarstungserscheinungen sind streng an Landperioden gebunden. Der Muschelkalk von Mrzygłód—Myszków war zur Zeit des mittleren und oberen Muschelkalks, d. i. bis zum Eintritt der Bildung der Keuperletten stark den Einflüssen der Atmosphärilien ausgesetzt. Auch die Keuperzeit und der Anfang des Jura haben teilweise in dieser Beziehung beigetragen. Im jüngeren Mezozoikum kamen dann zu Anfang und zu Ende der Kreide bis zum Jungtertiär wiederum Emersionen zustande, die in der Hauptsache, und ganz besonders zur Zeit des letztgenannten grossen Hiatus, die allbekannte starke Verkarstung der Dolomite des Muschelkalks bewirkt haben. Die letzte Gelegenheit zur Ausbildung der Hohlräume und Klüfte unserer Dolomite fällt knapp vor den Eiszeiten.

Das Verkarstungsphänomen ist immer durch ein eigenartig ausgebildetes Oberflächenrelief bedingt. Es genügt noch nicht die blosse Anwesenheit des Grundwassers; erst wenn dasselbe sich in Bewegung befindet, treten Auflösungs- und Fortführungsprozesse ein, welche die eigentliche Verkarstung verursachen.

Einen grossen Teil der nördlichen Hälfte Europas kennzeichnet eine Milderung des ursprünglichen Reliefs, die dank der quartären Verschüttung und Versandung zustande kam. Das bezieht sich in ganz besonderem Masse auf die weitere Umgebung unseres Landfleckens. Die Quellengebiete der Warta, wie auch der Brynica und der Czarna Przemsza sind noch mässig versandet. Unmittelbar daneben aber findet man ein Flussbett, das einst in vorquartärer Zeit in kanionartiger Schlucht tief versunken war, jetzt manchmal einige Zehn Meter höher in der sandigen Ausfüllung flach ausgebildet ist. Bevor diese Verschüttung eintrat, war die Tagesoberfläche durch ein steiles, tief eingeschnittenes Relief gefurcht. Diesem Erosionsprozess unterlag besonders die untere, wie auch die Mitteltrias. Die Keuperdecke behielt rundlich-flache Gestaltung, ähnlich der rezenten. In dem damaligen Zustande der Flusstäler, besonders der Brynica und der Czarna Przemsza sind die Ausgehenden der Trias in tieferen Punkten zugänglicher gewesen, als es bei der jetzigen Versandung der Fall ist. Massgebend sind hier in dieser Hinsicht die tief eingeschnittenen Fluss- und Bachtäler, deren schluchtartiger unterer Teil jetzt unter Schutt und Sand vergraben ist. Diese Schluchten sind ehemalige Anzapfungsstellen der Unter- wie auch der Mitteltrias gewesen. Da heute die Brynica bei Niezdara (unweit Świerklaniec) im Niveau + 276 m und die Czarna Przemsza unterhalb Boguchwałowice (bei Siewierz) im Niveau + 284 m fliesst, so ist anzunehmen, dass vor der quartären Versandung die untere, resp. mittlere Trias etwa 20 m tiefer angezapft war, also ungefähr 40 m tiefer, als das Flussbett der Warta bei Mrzygłód. Bei einem solchen Gefälle ist leicht anzunehmen, dass die Schluchten Austrittsstellen starker Karstquellen gewesen sind. Die Wasserläufe an Stelle der heutigen Warta bei Mrzygłód sind wahrscheinlich unter die Tagesoberfläche versinkende Bäche gewesen. Für diese Behauptung spricht der Umstand, dass die Warta bei Mijaczów ein verhältnismässig

wenig eingeschnittenes Bett in den Keuperletten erodiert hat, was aus den Bohrlöchern an deren rechtem Ufer erhellt. Den Abschnitt des Wartaflussbettes ab Mijaczów halte ich für postglazial. Höchstwahrscheinlich entstand er erst nachdem der unterirdische Lauf durch die quartäre Verschüttung gehemmt wurde.

Die quartäre Verschüttung bewirkte auf diese Weise ein allgemeines Heben des Grundwasserspiegels. Das freifliessende Wasser stieg höher in dem, durch die Verschüttung neugebildeten Talweg empor. Es kam dabei auch zur Gestaltungsänderung der Wasserscheiden, da sich die Warta etwa bei Mijaczów über dem Keuper ein jetzt noch flaches Bett gebahnt hat. Die ehemaligen Durchlaufkanäle in den verkarsteten Muschelkalkdolomiten wurden nicht völlig verstopft. Im Gegenteil, sie führen weiter ein fliessendes Wasser, das beim Anbohren ganz, ohne Anzeichen der Stagnation emporsteigt. Diese unterirdischen Wasserwege aber sind jetzt zur Rolle der Grundwasserbewegung herabgesetzt, etwa wie diese in der Schuttausfüllung in einem Tale besteht. Der Anteil an der Wasserfortführungsquote wird hier durch die Durchlässigkeit der Schutt- und Sandmassen an den ehemaligen Mündungen der Karstquellen bedingt. Dass diese Durchlässigkeit geringer als die der Karstkanäle ist, dafür bürgt der imposante Ausfluss der oben angeführten artesischen Bohrbrunnen. Dieser Ausfluss ergibt sich als ein Bruchteil des Überschusses der Durchlässigkeit der Wege im Dolomit, im Vergleich zu denen des quartären Schuttes an den bereits erwähnten Stellen der Brynica, Czarna Przemsza, sowie auch ev. deren Zuflüsse.

Die kleinen Widerstände in den hiesigen Karstkanälen sprechen auch für ein verhältnismässig junges Alter der endgültigen Verkarstung dieser Dolomite. Für die Praxis der heutigen Nutzung unseres artesischen Wasserhorizonts von weittragender Bedeutung ist der Umstand, dass bei weiterer Entwicklung der Industrie einmal die Warta in dem Abschnitt bei Mrzygłód immer mehr den einstigen unterirdischen Weg einschlagen wird, bis endlich auch sogar zum völligen Versiegen des oberirdischen Laufes.

Im Aufsatze von Dr. Ing. R. Rosłoński finden wir als Ergebnis seiner Erwägungen den Hinweis auf eine, seines Erachtens nach wichtige, wenn auch noch wenig bekannte

Erscheinung einer Abhängigkeit in der gegenseitigen Beeinflussung der Brunnen von der Orientierung der Cleavage zum Streichen und Fallen der Gesteinsschichten des Wasserträgers. Es wäre nun das Problem an und für sich von Interesse, jedoch Dr. Ing. R o s ł o ń s k i äussert sich nicht näher darüber, wie er zur Bestimmung des Streichens und Fallens der wasserführenden Schichte in Myszków—Mijaczów gekommen ist.

Wie in der Einführung erwähnt wurde, sind die Schichtneigungen in den Dolomitaufschlüssen bei Mrzygłód so gross, dass eine Extrapolation bis Myszków darauf nicht basieren kann, da sonst für das Auftreten der Dolomite in Myszków Teufen zu erhalten wären, die die tatsächlichen um ein Beträchtliches übertäfen. Direkte stratametrische Messungen in den Bohrungen wurden meines Wissens in dieser Gegend nicht ausgeführt. Und wenn auch, so wäre das im Muschelkalkdolomit kaum durchführbar. Auch die Schichtengrenzen aus den zur Verfügung stehenden Bohrprofilen sind zur Bestimmung der Schichten-Orientierung nicht geeignet. Es ist nur mehr der Kontakt Quartär—Keuper und Keuper—Muschelkalk vorhanden. Diese beiden Kontaktflächen sind aber doch ausgesprochene Transgressionsflächen. Dr. R o s ł o ń s k i nimmt ein sehr flaches Einfallen von 2° an, ohne aber anzugeben, wie er diese Zahl erhalten hat. Für so kleine Schichtneigungen sind jedoch ganz präzise Daten zu deren Bestimmung notwendig.

STRESZCZENIE.

Okręg przemysłowy Mijaczowa i Myszkowa, leżący nad górną Wartą korzysta z szeregu studzien artezyjskich. Mimo niedokładnych profilów wiertniczych tych studzien zdołał autor rozpoznać warstwę wodonośną, opierając się na sposobie występowania rogowców, oraz warstw marglistych w środnim i dolnym triasie. Warstwą wodonośną okazały się dolomity średniego triasu, silnie skrasowaciałe, a pokryte grubą warstwą kajpru, oraz czwartorzędem. 4,5 km na wschód od Myszkowa występuje na dniu dolomit diploporowy w Mrzygłodzie. Warta, płynąca u jego stóp nasyca go wodą w poziomie 306 m nad poziomem morza. Naziom przy studniach

Mijaczowa i Myszkowa leży 295 do 299 m n. p. m. Bogata rzeźba z przed zlodzenia pleistoceńskiego wytworzyła wcięcia w średni i dolny trias w dolinach Brynicy i Czarnej Przemszy, leżące ok. 40 m niżej obecnego zwierciadła Warty w Mrzygłodzie. Musiało to spowodować zapadanie Warty pod ziemię w dolomity i wylewanie się tych wód, we formie wywierzysk nad Brynicą i Czarną Przemszą.

Obecny bieg Warty i jej koryto poniżej Mijaczowa należy uważać za młode, będące rezultatem zmian polodowcowych. Zasypanie lodowcowymi piaskami i gruzem rzeźby terenu zamkło też i krasowe wywierzyska i spiętrzyło wody gruntowe, stwarzając nowe warunki odwadniania, których rezultatem jest silnie napięty horyzont artezyjskich wód podkajperskich, oraz nadziemny bieg Warty, będący górnym przelewem tego artezyjskiego horyzontu. Zachowanie się wód artezyjskich wskazuje na istnienie jeszcze w dalszym ciągu podziemnego odwodnienia ku zlewni Przemszy, przez gruz czwartorzędowy.

Dla wód krasowych, jak niniejsze, prawa hydrologiczne, jak Darcy'ego i z niego wyprowadzone inne nie mają zastosowania. Stosują się one bowiem tylko do ośrodków porowatych, jak piaski, czy żwiry. W tych bowiem przekroje porów są tak małe w porównaniu do rozmiarów wielkości, których obliczanie jest celem prawa Darcy'ego i jego matematycznych przekształceń, że można je przyjąć za znikomo małe. W krasie tu omawianym, jak i zresztą w krasie wogóle kanały wodne dochodzą do jedno i wielometrowych rozmiarów. Ruch wód w nich oddadzą najlepiej relacje, wypracowane dla sieci rurociągowych.

W Nrze 45 Posiedzeń Naukowych P. I. G. w Warszawie, Dr. Inż. R. Rosłoński podaje opis, wedle niego mało znanego zjawiska wzajemnego oddziaływania na siebie studzien, w zależności od biegu i upadu warstwy wodonośca. Sprawa niewątpliwie interesująca. Niestety na razie brak danych do określenia tego biegu i upadu w obrębie rzeczonych studzien. Dr. Inż. Rosłoński nie podaje też na czem oparł podane przez siebie wielkości i kierunek upadu.

Ludwik Kowalski.

Nieco o hydrogeologii Brynicy.

(Beitrag zur Geohydrologie der Brynica).

Rzeźba triasu śląskiego i sławkowsko-siewierskiego da się scharakteryzować jako stroma i bogato wykształcona, lecz złagodzona przez zasypanie jej gruzem i piaskiem, oraz glinami pleistoceńskimi.

Tuż z końcem trzeciorzędu, tak triasowe, jak i jurajskie powierzchnie doszły do bardzo silnego skrasowienia, oraz wyrzeźbienia gęsto rozgałęzioną siecią dolin, o charakterze wąwozów. Młody charakter tej rzeźby wynikł też i z faktu silnych młodych ruchów tektonicznych, dzięki którym rzeczony obszar wynurzył się około 250 m w górę. W warunkach takich nastąpiło silne skrasowienie węglanowych skał, tak triasu, jak i jury. Wody gruntowe trzymały się stale niżej powierzchni ziemi. W miarę dźwigania się naziomu, skały ulegały zdziurawieniu, zwierciadło wód gruntowych nie wiele więc tylko mogło się wznieść, ulegało typowej w warunkach takich retardacji, chowając się corazto głębiej w czeluściach krasowych jaskiń i kanałów.

W dalszych rozważaniach naszych ograniczymy się do przeglądu dorzecza rzek, tnących południowo-zachodni brzeg triasu Tarnogórsko—Sławkowskiego. Są to: Brynica, Czarna i Biała Przemsza. Doliny tych trzech rzek mają wiele wspólnych cech. Mianowicie odcinki w tej samej formacji geologicznej mają ten sam charakter.

I tak po opuszczeniu jury wchodzą na kajper, po którym oscylując szeroko nie wytworzyły znaczniej wciętych dolin. Zeszedłszy z kajpru, wpadają wąwozowato, silnie wcięte w średni i dolny trias. Z niego na paleozoikum wkraczając, dają odcinki znowu podobne do kajperskich.

Kajperski jak i permsko-karboński odcinek cechuje mały spadek i brak większego wcięcia doliny. Natomiast odcinek w dolomitach i wapieniach triasu jest bystry, o cechach przełomu. Szczególnie uwydatnia się to, gdy rozważymy stosunki, pomyślane w obnażeniu z pokrycia czwartorzędowego.

Tuż po ustąpieniu zlodzenia rzeźby tej niemal wcale dostrzeby się nie dało. Zakryły ją niemal całkowicie pleistoceńskie osady. Odwadnianie przedpola lodowcowego było zupełnie inne od obecnego. Przede wszystkim ciągle się ono zmieniać musiało, w akomodacji do cofającego się zwolna czoła lądolodu. Gdy to czoło wreszcie odbiegło daleko na północ, a raczej w miarę jego oddalania się, a także w miarę ruchu pionowego naziomu, zwolnionego z nacisku lodów poczęło się kształtowanie biegów wody w kierunkach, zdążających do stanu obecnego. Charakter zbliżony już do dzisiejszego wystąpił dopiero po wyniesieniu tak wielkiej ilości czwartorzędowych osadów, że dawna, przedpleistoceńska rzeźba na tyle się już wynurzyła, że mogła się stać dla biegów wodnych kierowniczą, że poprostu poczęła już wciągać nowo tworzące się biegi wodne w swe stare bruzdy.

Dzisiaj doliny tych trzech rzek są już w znacznej mierze uprzątnięte z namulisk pleistoceńskich. Na Białej Przemszy zaznacza się dobitnie zwiększenie się spadku na odcinku w średnim i dolnym triasie. Aczkolwiek rzeka tworzy tu w dolomitach silny zakręt, mimo to pod Okradzionowem mamy obraz typowego przełomu o charakterze kanionowatego wąwozu. Namulisko w tym przełomie usunięte jest niemal do samego dna skalnego. Stan taki utrzymuje się pomimo to, że rzeka spławia wielkie ilości piasku ze swego górnego biegu, zwłaszcza z t. zw. Pustyni Błędowskiej, położonej tuż nad Okradzionowskim przełomem. Piasek ten rzeka przepławia przez przełom, bez zamulania przełomu i znosi niemal w całości aż do samej Wisły.

Interesującym rysem, a dla doliny Białej Przemszy bardzo znamiennym jest nagromadzenie jeszcze wielkich mas piasku i żwirów pleistoceńskich w odcinku Białej Przemszy, płynącym po podłożu paleozoicznym. Na lewym brzegu przy Szczakowie wiercenia wykazały miąższości czwartorzędu, dochodzące do 40-tu m. Dno doliny Białej Przemszy w kar-

bonie, t. j. pod namuliskiem schodzi zatem do poziomu + 210 m.

Czarna Przemsza opuszcza kajperskie obszary koło Siewierza. I tutaj kajper przedstawia rozległe płaskowzgórza, w przeważnej części silnie zapiaszczone. Z pod Siewierza zaczyna się przełom we wapieniu muszlowym i röcie. Przełom średnio- i dolnotriasowy jest analogiczny do Okradzionowskiego nawet i poniekąd co do kierunku. Tak samo przełom ten wyprzątnięty jest z namulisk w dolomitach i wapieniach, mimo transportu wielkich mas piasku z partyj ponad Siewierzem. Rzeka leniwieje i zabagnia się w brzegach dopiero po wejściu na paleozoik w Przeczycach.

Brynica, jako krótsza rzeka nie wychodzi jak dwie poprzednie z jury. Zaledwo z brzegu kajpru spływa, a bieg jej wkracza wnet na paleozoik, by znów powrócić na trias. Ten powrót na trias, to wkroczenie w nieckę Bytomską, którą przepływa długim przełomem, wijącym się w licznych zakrętach. W rezultacie Brynica tnie tę nieckę całkowicie wpoprzek. Tym przełomem zajmiemy się tu obszerniej, a to z tego powodu, że pod względem geohydrologicznym napotykamy tu na zjawiska szczególniejszej natury.

Niecka Bytomska tworzy partię triasu wysuniętą zatokowato ku wschodnio-południowemu wschodowi, otoczoną z obu stron elewacjami paleozoicznymi. Jedynie od zachodu i północnego zachodu trias ten pozostaje w łączności z wielkim masywem triasowym Tarnogórskim. Jako zbiornik wodny stanowi niecka Bytomska obszar zatokowato wysunięty daleko, bo ponad 20 km poza swój obszar głównego zasilania we wodę.

Występowanie kruszców w tej niecce w niespotykanej w sąsiednich obszarach obfitości, oraz węgla tak pod nią, jako też i w obu jej brzegach jakościowo i ilościowo najkorzystniejszy z całego zagłębia sprawiły, że z górą od wieku górnictwo rozwinęło się tu w silnym zagęszczeniu. Cała niecka Bytomska, jak i oba jej brzegi są zdrenowane licznymi kopalniami kruszcowymi, jak i węglowymi. Rozwój tych kopalń, zwłaszcza głębszych datuje się od czasu wprowadzenia pomp systemu Rittingera. Pompy te, aczkolwiek energetycznie mało ekonomiczne, budowano z łatwością dla wysokich wydajności. System ten przynosił niespotykaną dotych-

czas u pomp górniczych zaletę: Cały mechanizm popędowy mieścił się nad powierzchnią ziemi, a tylko rura pompowa biegła pionowo w dół szybu, aż na jego rząp, tkwiąc tam na dole w komorze wentylowej. Czynność i obsługa pompy Rittingera i jej pokrewnych były zupełnie niezależne od zatopienia kopalni. Wprowadzenie tych pomp nie tylko, że umożliwiło znaczne zejście w dół, bo nawet i do 200 m głębokości, lecz jeszcze sprawiło i to, że nagłe wdarcia się wody nie stanowiły już wcale o przegranej w zdobywaniu podziemia. Rittinger pracował dalej bez przerwy mimo to, że nawet i cała załoga musiała opuścić kopalnię. O ile dopływ wody ustalił się potem w granicach do pokonania, w kopalni pracowano dalej po jej odwodnieniu. Pompa Rittingera stanowi zwłaszcza dla kopalń kruszcowych etap przełomowy, datę, od której począwszy zaczyna się dopiero śmiałe branie szturmem najbardziej zawodnionych złóż. Rittingera nazwano słusznie „ein Dampfverzehrer", był on też istotnie zjadaczem pary. Pozwolić nań można sobie było tam, gdzie był na miejscu tani węgiel, w dużych ilościach. Kopalnictwo i hutnictwo kruszcowe stały się też głównymi odbiorcami węgla i to zwłaszcza miału, co stwarzało dopiero niezawodne podwaliny dla rozwoju mocnego górnictwa węglowego. Tak więc niecka Bytomska około sto lat temu została zdrenowana w triasie i pod triasem.

Przy takim zdrenowaniu trias tej niecki zostałby osuszony, gdyby dopływ wody w niecce Bytomskiej był zdany tylko na opady atmosferyczne i na dopływ podziemny od strony masywu triasowego Tarnogórskiego. Tak jednak nie jest, bo Brynica w swym długim, a krętym przełomie jest wyrównywaczem zwierciadła wody w triasie.

W trias niecki Bytomskiej wkracza Brynica pomiędzy Wielkiemi Piekarami a Brzozowicami. W Kamieniu nawadnia już dolomity kruszcowe i płynie po nich i po diploporowych przez Wielką Dąbrówkę, Wojkowice Komorne, Boleradz aż po Przełajkę. Pod Siemianowicami i Sosnowcem Brynica opuszcza trias Bytomskiej niecki i wkracza na paleozoik. Długość doliny Brynicy na tej przestrzeni wynosi 16 km, nie licząc drobnych zakrętów rzecznych po talwegu doliny.

Koleje kopalnictwa kruszcowego i węglowego nie zawsze szły równolegle. Zrazu rzucono się do eksploatacji kruszców

i był czas, a to do lat końcowych ubiegłego stulecia, gdy cała niecka Bytomska roiła się od kopalń kruszcowych. Wówczas też najpoważniejsze ilości wody pompowało górnictwo kruszcowe. Przy tym częste były silne skoki w dopływach wody, powodowane przez wdarcia się jej gwałtowne do kopalń. Znamienną metodą podchodzenia pod kruszec było bicie chodników we wapieniu falistym, bogatym w margiel, przeto dość wodoszczelnym i przypuszczanie szturmu do gniazd kruszcowych przez nadsięwłomy. Historia rozwoju kop. Rozalia, pracującej w samym dnie niecki, to szereg bohaterskich bojów z kolosalnymi wprost wdarciami się wody. Kopalnia ta uległa wprawdzie w tej walce jako taka, lecz przemysł mimo to nie skapitulował, stwarzając z tej zatopionej kopalni główne źródło zaopatrzenia w wodę całego powiatu katowickiego.

Wojna światowa z niebywałą przedtem koniunkturą tak dla kruszców, jak i węgla powiększyła silnie górniczy drenaż niecki Bytomskiej. Rittingery zdystansowano innymi systemami. Ostały się one tylko tu i ówdzie, jako ciekawe, a jeszcze dzielnie pracujące zabytki. Przyszły pompy elektryczne. Kopalnie sięgały jeszcze głębiej, zwłaszcza węglowe. Te nie tylko, że poszły głębiej, ale zuchwale podeszły głęboko pod trias i pod samą Brynicę. A znamienne już dla losów poczynań górniczych w niecce Bytomskiej jest to, że nawet niedogłębionych, z powodu trudnych do opanowania wody szybów, jak „Gott gebe Glück“ przecież nie zarzucono, lecz włączono do celów wodociągowych, pompując z nich wodę.

Niecka Bytomska pocięta jest wielu uskokami wieku starszego od triasu, ale jeszcze liczniejsze są te od triasu młodsze, tnące tak trias jak i karbon. Poza tym budowa geologiczna tej niecki przedstawia z punktu widzenia geohydrologicznego dość ciekawych, dla tej niecki swoistych momentów.

Sam karbon przedstawia już dużo skrajnych rozmaitości. Podstawą górniczego wydobycia są pokłady siodłowe Fanny i Karolina, ku zachodowi rozszczepiające się. Pokłady, jedne z najgrubszych w zagłębiu. Strop siodła, a i międzykład jego, to potężne ławy piaskowcowe, łamiące się nad wybranym filarem w sposób nie doprowadzający zwykle do samouszczelnienia zawaliska. Po stronie śląskiej jednak przeważ-

nie pracuje się na zawał, z powodu braku podsadzkowych piasków. Dopiero nad ławą piaskowców stropowych siodła, występująca grupa Rudzka, to znów górotwór o przewadze łupków i to łupków pęczniejących, jak n. p. w dolnej części tej grupy w pokładach hr. Gleichen'a. Wobec upadu na ogół tu zachodniego, zwłaszcza po śląskiej stronie, w tym też kierunku t. j. zachodnim w miarę zanurzania się siodła pod te warstwy łupkowe wzrasta szczelność wobec wód nadległych. Ku wschodowi natomiast warunki znacznie się pogarszają.

Przekraczająco na karbonie osadzony perm, gdzieindziej stanowiący nieraz znakomitą izolację, tu wykształcił się jednak inaczej. W profilu, czy to w szybie w Bańgowie, czy to w wierceniu próbnym na kopalni Rozalia mamy przeważnie piaski i to gruboziarniste, sypliwe z nikłymi tylko soczewkami ilastymi. Tak więc jest to tylko forma, faciesowo odpowiadająca raczej czerwonemu spągowcowi. Nad tym zaraz występują już margle rötu, tu bardzo kruchego i niezmiernie zeszczelinowaconego, o cechach wybitnego skrasowienia. I nie dziw też, że z tej właśnie warstwy obecne unowocześnione ujęcia wodne na kopalni Rozalia czerpią z dwu wierceń ilości wody, stanowiące podstawę produkcji tej pompowni wodociągu powiatu Katowickiego. Na północ pod Wojkowicami Komornemi stosunki już są odmienne. Szereg wierceń wykazał kilku- do dziesięciometrowe miąższości iłów wiśniowych nad czerwonym spągowcenm, a także i podrötowe iły.

Wapień falisty, niedaleko stąd w kopalni Biały Szarlej wcale wodoszczelny, w kopalni Rozalia okazał się jednak niedostatecznym izolatorem, bo z chwilą zapuszczenia wielkich pomp otworowych w rzeczone wiercenia, sięgające w röt, napływ wody w dolomitach kruszcowych, nawadniającej rząp starych pomp parowych na Rozalii bardzo się zmniejszył.

Z powyższego przedstawienia stosunków wodnych kopalnianych wynika, że wschodnia połać niecki Bytomskiej odznacza się szczególną nieszczelnością skał, wchodzących w skład jej budowy. Przełom Brynicy przecina tą właśnie część niecki Bytomskiej wpoprzek, przechodząc ponad jej najniższymi t. j. osiowymi partiami. Woda Brynicy wsiąka intensywnie w dno rzeki. Proces ten stwarza w warstwach dennych rzeki ruch cząsteczek mułu i piasku w kierunku wsiąkania wody t. j. przeważnie pionowym. Następuje pro-

ces podobny do ssania na prasie filtrowej. Warunki takie sprzyjają zatrzymywaniu się wszelkiej suspensji rzecznej na dnie i bokach koryta i to w sposób trwały. Następuje przyssanie mułu, którego cząsteczki wnikają pomiędzy ziarenka piasku. Tworzy się w ten sposób zbita masa, przywierająca do dna, oporniejsza na rozmywające działanie wody, aniżeli inny sedyment, luźno osadzony w rzece. W niniejszym wypadku należy mieć na uwadze jeszcze i ten moment, że od z górą jednego wieku nad Brynicą czynnych było wiele płóczek kruszcowych, produkujących zwłaszcza w dawniejszych czasach wiele mułu. W nowszych czasach znów wiele mułu pochodziło z płóczek węglowych. Czy kruszcowy, czy węglowy muł składa się z bardzo subtelnego pelitycznego materiału mineralnego z przymieszką organiczną, chodzi bowiem, czy to o iły podkruszcowe tak zw. „Vitriolletten" wprost bitumiczne, czy też o łupek węglowy.

Brynica z obszarów wyżej położonych prowadzi wielkie ilości drobnego piasku. Dopływy jej, zwłaszcza Jaworznik znoszą bardzo wielkie masy piasku z swego dorzecza (Pomłynie, Rogoźnik).

Obecny stan koryta Brynicy przedstawia obraz wręcz przeciwny, aniżeli to jest w Białej, czy Czarnej Przemszy, w których jak rzeczono przełomy w dolomicie wykazują zwiększenie się spadku i wyprzątnięcie koryta z luźnego sedymentu. Brynica, wykazująca spadki dość wyraźne powyżej przełomu, wszedłszy w nieckę Bytomską jeszcze koło Wielkiej Dąbrówki z 1 do 2‰, do ujścia Wielonki zatrzymuje jeszcze nieco ponad ½‰, by na samym zakręcie pomiędzy Boleradzem, a młynem w Przełajce zwolnić spadek do około 0,2‰, a nawet i mniej. Poniżej młyna w Przełajce spadek w dalszym ciągu jest taki sam, lecz już począwszy od Bańgowa zaczyna się zwiększać. Na karbon przechodzi Brynica ze spadkiem już większym, aniżeli ten, który posiadała nad osią niecki Bytomskiej. Szczegóły te wykazują więc, że koryto Brynicy w dolomitach wapienia muszlowego dochodzi do drastycznego wprost minimum, że więc obraz jest tu wprost przeciwny, aniżeli u obu Przemsz.

Mapa pruska (Messtischblatt 3310 Laurahütte) 1:25.000, zdejmowana w r. 1881 daje już podobny obraz, aczkolwiek nieco mniej drastyczny aniżeli daty powyższe, wyjęte ze

szczegółowej niwelacji do projektu regulacji Brynicy, w opracowaniu Urzędu Wojewódzkiego Śląskiego.

Proces narastania osadu w korycie Brynicy, spowodowany wpływami sztucznymi, wynikającymi z silnego uprzemysłowienia niecki Bytomskiej odbywa się więc i nadal. Nawet i z lat powojennych mamy też przykład całkiem nowego takiego zassania się, czy samouszczelnienia piasków w brzegu Brynicy. W czasie wojny światowej wykonano sześć studzien w piaskach prawego brzegu Brynicy, przy gościńcu Bańgowskim. Ze studzien tych czerpano wodę dla Chorzowskiej fabryki związków azotowych. Dziesięć lat temu wydajność ich spadła do 1/10 ich pierwotnej wydajności. Przy badaniu przyczyn okazało się, że piaski w brzegu i dnie Brynicy są silnie skitowane mułkiem pelitycznym, który zawierał substancje kaolinowe, pył czarny palny, a także i bardzo drobne fragmenciki ok. 0,01 mm, błyszczące, ciemne, nieprzeźroczyste, po podgrzaniu żółtawo-białe, zatem ślady mułu ołowiankowego z płóczek kruszcowych. Skitowanie to było tak intensywne, że prawy brzeg, t. j. ten na którym pomieszczono studnie utrzymywał się wówczas we wodzie we formie pionowej ścianki, wysokiej około dwa m. Mimo tej ekspozycji ścianka ta nie obrywała się wcale. Również i dno rzeki było twardo zbite do tego stopnia, że z trudem dało się ręką wyskrobać próbkę. Skład mułku z pomiędzy piasku powyżej podano. W jednej ze studzien, z otworków w cegłach cembrzyny występował muł subtelny, we formie kiszkowatych kawałków, wystających z tych otworków.

Stan ten trwa nadal. Wprawdzie obecnie woda z kopalń i płóczek wlewa się do Brynicy w stanie, niemal że zupełnie klarownym z małymi wyjątkami. Nie mniej jednak to szczególne namulisko, przyssane do koryta rzecznego umacnia również i szata roślinna, bardzo obficie zarastające koryto, a to miejscami tak, że ledwo dla nurtu pozostaje tylko kilkumetrowe przejście. Roślinność tą cechuje nie tylko wielka bujność, ale i momenty wskazujące na rozkrzewienie się jej od dobrych kilku dziesiątków lat. Charakterystyczne to jest przede wszystkim w habitusie trzcin, których wzrost, gęstość, oraz rozległość poszczególnych pól trzcinowych wskazuje na poważny ich wiek. Gospodarka młyńska i stawowa, oraz łąkowa, niewątpliwie przyczyniają się do ustawicznego, acz-

kolwiek powolnego podnoszenia się dna na tym krytycznym odcinku Brynicy koło Przełajki i nieco poniżej, a to przez sporadyczne zamulanie wody przy czyszczeniu koryt pomocniczych, stawów, stawianie tam i grobelek, dla ochrony łąk przed zalaniem. Te ostatnie są jedną z większych, choć wtórnych przyczyn podnoszenia się dna doliny Brynicy przy Przełajce, a to dlatego, że materiał na sypanie tych grobelek przywożą właściciele łąk ze starych hałd kruszcowych, względnie wycinają do tego celu darń z wyższych części brzegów doliny. W czasie wysokich stanów wody w rzece, grobelki i tamy ulegają rozmyciu, a na ich miejsce przywozi się znowu nowy materiał.

W takich warunkach odcinek Brynicy przy Przełajce wytworzył bardzo szeroki talweg, na którym wody rzeczne rozlewają się szeroko. Widać dużo starych koryt, jako rezultat oscylacyj rzeki po jej aluwiach.

Mamy tu więc na Brynicy przykład ciekawych zmian we wykształceniu koryta rzecznego, zwłaszcza jego profilu podłużnego, zmian, wywołanych przez długotrwałe wpływy działań człowieka. Zmian przez człowieka nie zamierzonych.

To samouszczelnianie się koryta rzecznego ma duże znaczenie dla górnictwa, które dzięki temu mniej cierpi, a to dzięki zmniejszaniu się dopływów wody do kopalń.

Wobec zamierzonej regulacji Brynicy będziemy mogli też obserwować zachowanie się rzeki i jej brzegów w czasie i po ukończonej regulacji. I tak już sam wykop dla nowego koryta stanowić będzie bardzo istotne zaburzenie równowag hydrologicznych, ustalonych przez dziesiątki lat. Zwłaszcza odcinek koło Przełajki będzie miejscem bardzo czułem, bo tu aluwia są najgrubsze, a zarazem chłonność podłoża dolomitowego jest tu bardzo wielka, za czym pewne prace wkopowe mogłyby stać się przyczyną wielkich niespodzianek dla sąsiednich kopalń, oraz dla zakładu wodociągowego na kop. Rozalia.

Wykonanie regulacji w sposób zupełnie wodoszczelny byłoby dla sąsiedniego górnictwa wielkim odciążeniem, lecz w sposób bardzo nierównomierny, bo zależny od facjalnych zmian w obrębie otoczenia doliny Brynicy, na omawianym odcinku dość znacznych. Dla wodociągu na kop. Rozalia byłoby to wyrokiem śmierci dla pompowni. Natomiast gospo-

darka łąkowa na wypadek takiej regulacji mogłaby i nawet ucierpieć z powodu zbyt silnego i gwałtownego osuszania się talwegu doliny. Nie jest atoli wykluczonym, że pewne partie stać by się mogły zdatne dla rolnictwa. Regulacja samego koryta, wykonana bez jego uszczelnienia mogłaby na krytycznym odcinku stać się nawet i powodem do wielkich zaburzeń równowagi, niepożądanych tak dla samego zregulowanego koryta, jak zwłaszcza dla kopalń.

Wreszcie nie od rzeczy byłoby postawienie pytania, co by się stało na wypadek zupełnego zaniechania górnictwa w otoczeniu wschodniej części niecki Bytomskiej? Nie ulega wątpliwości, że przełom pod Przełajką przybrałby po jakimś czasie wygląd podobny do analogicznych, a wyżej opisanych przełomów Czarnej i Białej Przemszy. Z chwilą bowiem wypełnienia się wodą podziemi kopalń, ustałyby ssące działania w rzece. Średni przepływ (Qm) Brynicy na odcinku Przełajki wzrósłby o okrągło 100%, sądząc po ilości obecnie pompowanej wody z kopalń i pompowni Katowickiego wodociągu na kop. Rozalia. W takich warunkach musiałoby nastąpić wynoszenie nagromadzonych aluwiów z przełomu dolomitowego, połączone ze znacznym obniżeniem się dna koryta rzecznego. Znikłaby naturalnie i większość łąk z talwegu koryta, a na ich miejscu wystąpiłby gruz dolomitowy. Czas trwania takiego procesu byłby trudny do przewidzenia. (Św. p. Inż. Wiktor Łuczków wykonał w latach 1926/7 szereg pomiarów wielkości przepływu Brynicy w obrębie niecki Bytomskiej, czym stwierdził ilościowo wielkość i miejsca wsiąkania wody w dno).

Zusammenfassung.

Die Flusstäler der Biała Przemsza und Czarna Przemsza laufen vom Jura über den Keuper bis an die Ausgehenden des Muschelkalks und Röts, schliesslich gelangen sie auf das Paläozoikum. Die einzelnen Talabschnitte, je nach der Formation, die sie überqueren, weisen weitgehende Aehnlichkeiten auf. Die Flussabschnitte im Keuper und im Paläozoikum sind beide flach eingeschnitten, die im Muschelkalk und Röt erscheinen als kanjonartige Schluchten mit verstärktem

Gefälle und ist hier die Talsohle vom quartären Schutt weitgehend geräumt.

Die Brynica nimmt als kürzerer Wasserlauf ihren Anfang knapp am Rande des Keupers, gelangt als kleiner Bach auf das Paläozoikum, um dann abermals die Trias zu durchfliessen. Es ist die Beuthener Triasmulde, die die Brynica in einem 16 km langen Durchbruch in mehreren Windungen überquert.

Die reichen Erz- und Kohlenlager sind die Ursache des Entstehens zahlreicher Bergwerke, welche die Beuthener Mulde seit mehr als einem Jahrhundert dicht besetzt haben.

Die grossen Wassermengen, die daselbst in den Gruben gehoben werden, hätten die Beuthener Mulde fast zur völligen Entwässerung gebracht, wäre es nicht die Brynica, die hier als ein richtiger Pegelausgleicher wirkt.

Das intensive, anhaltende Pumpen bewirkt ein starkes Versickern des Flusswassers in den Muschelkalk und in den Röt der Beuthener Mulde. Dieses äussert sich in einer saugenden Wirkung im Flussbette, wobei ein Sichfestsaugen der Flussuspensionen herbeigeführt wird. Der obere Flusslauf der Brynica wie auch deren Zuflüsse, insbesondere Jaworznik, führen grosse Sandmengen. Seitdem die gesagte saugende Wirkung besteht, haben sich insbesondere im Flussbettabschnitte bei Przełajka derartig grosse Sand- und Schlammsedimentmengen festgesetzt, dass wir daselbst — statt analog den beiden Przemszaflüssen hier einen Stromdurchbruch mit einem vergrösserten Gefälle zu haben — jetzt eine geradezu drastische Verflachung des Gefälles bis unterhalb 0,2‰ beobachten.

Wir begegnen da einer interessanten Erscheinung, die durch menschliche Eingriffe, wenn auch umbeabsichtigt verursacht wurde.

Im Falle des Aufgebens der Sümpfung sämtlicher Gruben der Gegend wäre hier bestimmt eine selbsttätige Räumung des Brynicadurchbruches bei Przełajka von diesem angeschwemmten Sediment zu erwarten.

In Anbetracht der beabsichtigten Flussregulierung der Brynica entstehen manche interessante Konsequenzen: Die Ausführung der Ausgrabung selbst für das neue Flussbett wird schon eine tiefgreifende Störung des hydrologischen Gleichgewichts mit sich bringen. Im Falle einer Projektausfüh-

rung im Sinne einer wasserdichten Fluterung wäre eine wesentliche Entlastung in der Wasserhaltung der Bergwerke, andrerseits aber auch ein fast völliges Versiegen des Wasserhebewerks des Kreisausschusses Katowice an der Rosaliegrube zu erwarten. Überdies würden die zur Zeit morastigen Wiesen im Talwege bei Przełajka trockengelegt werden.

Die Flussbettregulierung im Sinne einer Geraderichtung des Flussbettes, ohne aber dessen gleichzeitige Abdichtung könnte sogar, u. zw. im kritischen Flussabschnitte bei Przełajka, für den benachbarten Bergbau verhängnisvoll werden.

Adam Drath i Stanisław Jaskólski.

Badania petrograficzne węgla pokładu Otto, kopalnia Radzionków, Górny Śląsk.

(Petrographical investigations of the Otto coal bed, Radzionków mine, Upper Silesia).

(Tablice X—XXI, 6 tabel i 5 figur w tekście. — Plate X—XXI, 6 tables and 5 figures in text).

Przegląd treści.

Wstęp str. 685, I. Cel pracy i schemat badań str. 687, II. Opis geologiczny kopalni Radzionków, str. 688, III. Wybór pokładu węgla i wzięcie prób, str. 692, IV. Badania megaskopowe jakościowe, str. 694, V. Badania megaskopowe ilościowe, str. 696, VI. Badania mikroskopowe jakościowe, str. 699, VII. Badania mikroskopowe ilościowe, str. 720, VIII. Badania chemiczne, str. 731, IX. Badania substancyj mineralnych nieorganicznych, str. 734, X. Zestawienie wyników, str. 749, Spis literatury, str. 759, Summary, str. 761.

WSTĘP.

Praca niniejsza jest pierwszą z rzędu prac, rozpoczętych z inicjatywy p. profesora K. Bohdanowicza, których celem jest systematyczne zbadanie składu petrograficznego i chemicznych własności węgli Polskiego Zagłębia Węglowego.

Pracę wykonano w Zakładzie Geologii Stosowanej Akademii Górniczej w Krakowie, którego kierownikowi p. profesorowi K. Bohdanowiczowi pozwalają sobie autorowie gorąco podziękować za inicjatywę do tych badań, jako też za cenne uwagi i rady w trakcie wykonywania pracy. Część analiz chemicznych wykonano w Zakładzie Technologii Ciepła i Paliwa i w Zakładzie Górniczo-Hutniczej Analizy Akademii Górniczej: pragnęlibyśmy podziękować kierownikom powyższych Zakładów p. prof. dr inż. R. Dawidowskiemu i p. prof. dr inż. A. Krupkowskiemu

za pozwolenie korzystania z urządzeń tych Zakładów, zaś p. asyst. M. Woźniakowi za pomoc, a zwłaszcza p. asyst. J. Nowickiemu za wykonanie kilku kontrolnych analiz chemicznych. P. dr J. Lilpopowi, kustoszowi Muzeum Fizjograficznego Polskiej Akademii Umiejętności, dziękujemy za udzielone nam informacje paleobotaniczne.

Środki finansowe do wykonania tych badań otrzymano z Funduszu Kultury Narodowej w Warszawie za pośrednictwem Komisji Fizjograficznej Polskiej Akademii Umiejętności w Krakowie. Autorowie dziękują bardzo p. dr S. Michalskiemu, dyrektorowi Funduszu Kultury Narodowej i prof. dr J. Nowakowi, prezesowi Komisji Fizjograficznej za udzielone im poparcie.

Przychylne stanowisko dyrektora kopalni Radzionków p. inż. B. Leonharda umożliwiło nam zebranie materiałów do badań. Bardzo wiele ułatwień, nie tylko technicznych w czasie brania prób na kopalni, zawdzięczamy kierownikowi kopalni Radzionków p. inż. L. Korażewskiemu i zastępcom kierownika kopalni p. inż. J. Dzierżyńskiemu i p. inż. T. Rutowskiemu; pragnęlibyśmy im na tym miejscu za wszystkie ułatwienia bardzo serdecznie podziękować.

* * *

Podziału zajęć przy wykonywaniu pracy dokonano z tą myślą, aby wyzyskać w jak najszerszej mierze specjalne dziedziny badań obu autorów.

S. Jaskólski, którego jedną ze specjalności jest petrografia skał nieorganicznych i mineralogia, zajął się opracowaniem petrograficznym substancyj mineralnych nieorganicznych, występujących w badanym pokładzie węgla, przeprowadził badania chemiczne poszczególnych prób pokładu, jako też, po zapoznaniu się z morfologią składników mikroskopowych węgla, wyróżnił struktury i przeliczył pod mikroskopem dolną połowę profilu mikroskopowego badanego pokładu.

A. Drath, którego jedną ze specjalnych dziedzin badań jest petrografia węgli, zebrał literaturę odnoszącą się do całości wykonanej pracy i opierając się na ustalonym już przez siebie schemacie badań węgli [16] opracował przekrój

megaskopowy badanego pokładu węgla, opracował morfologię składników mikroskopowych, przeliczył pod mikroskopem zawartość procentową poszczególnych składników mikroskopowych węgla w górnej połowie pokładu i zajął się zestawieniem i wykreśleniem całkowitego profilu megaskopowego i mikroskopowego.

Tekst pracy (za wyjątkiem rozdziału VIII „Badania chemiczne", i rozdziału IX „Badania substancyj mineralnych nieorganicznych" pióra S. Jaskólskiego) został napisany przez A. Dratha.

Zdjęcia mikrofotograficzne zostały wykonane przez obu autorów. W uwagach przy objaśnieniach tablic podano każdorazowo autora zdjęć.

I. Cel pracy i schemat badań.

Dla uchwycenia zmian, jakie zachodzą w pokładach węgla w kierunku poziomym (po rozciągłości) zdecydowano się na dokładne zbadanie petrograficzne i chemiczne jednego i tego samego pokładu węgla w szeregu kopalń, leżących na kilku liniach o przebiegu równoleżnikowym, przechodzących przez całe Zagłębie. W ten sposób starano się uchwycić charakter zmian, jakie zachodzą w danym pokładzie węgla w miarę oddalania się od jednego z najważniejszych elementów tektonicznych naszego Zagłębia, mianowicie zaburzenia Orłowskiego, którego wpływ na zmianę stopnia uwęglenia już dawno zauważono [10, 11, 12, 14, 35, 36].

Pierwszy wyznaczony przez prof. K. Bohdanowicza przekrój przechodził przez kopalnie: Radzionków, Andaluzja, Jowisz, Grodziec II i Mars. Opracowaniu miał ulec jeden z pokładów Grupy Siodłowej, najważniejszej w naszym Zagłębiu ze względu na swe znaczenie przemysłowe. Grupę Siodłową wybrano także na skutek tego, że kopalnie wyżej wymienione eksploatują w głównej mierze tylko pokłady należące do tej grupy.

Kopalnie, przez które przechodzi wyżej wymieniony profil, nie posiadają węgli koksujących, lecz eksploatują głównie pokłady węgli gazowo-płomiennych, odznaczających się prawie zupełnym brakiem własności koksowniczych (dają one koks piaszczysty). Dane, otrzymane z badań powyższego

przekroju, pozwoliłyby więc na charakterystykę węgli gazowo-płomiennych (niekoksujących) naszego Zagłębia.

Dla przeprowadzenia badań należało wybrać jeden pokład występujący na wyżej wyszczególnionych kopalniach i w każdej kopalni zebrać próbę słupkową z całej miąższości pokładu. Koniecznym było także zebranie prób do analiz chemicznych, przeprowadzenie szczegółowego, jakościowego i ilościowego badania petrograficznego megaskopowego i mikroskopowego i wykonanie analiz chemicznych. Duże zainteresowanie kopalń i hut w naszym Zagłębiu wywołała kwestia jakości popiołu naszych węgli, więc, jako uzupełnienie badań petrograficznych i chemicznych, zdecydowano się przeprowadzić także szczegółową analizę petrograficzną składników mineralnych nieorganicznych, występujących w badanym pokładzie węgla.

Jako punkt wyjścia wybrano kopalnię Radzionków, gdyż jest ona najbardziej na północny zachód wysuniętą kopalnią Polskiego Zagłębia Węglowego.

II. Opis geologiczny kopalni Radzionków.

Kopalnia Radzionków znajduje się w odległości 2,3 km (w linii powietrznej) na zachód od miasta Szarlej na Górnym Śląsku (fig. I) i położona jest przy głównej linii kolejowej biegnącej z Katowic do Tarnowskich Gór pomiędzy stacjami Szarlej i Rojca.

W przekroju geologicznym kopalni Radzionków (fig. II) występują pokłady węgla należące do Grupy Brzeżnej, Siodłowej i dolnej części Grupy Łękowej, przykryte niezgodnie osadami permu (?), triasu i pleistocenu.

Warstwy należące do Grupy Brzeżnej na obszarze kopalni zostały odsłonięte jedynie wierceniami. Dolną granicę Grupy Siodłowej stanowi t. zw. pokład Podkładowy o miąższości 12 m, napotkany w szybie hr. Laura na głębokości 276,8 m. Pokład ów wykształcony jest zwykle w postaci trzech ławic o miąższości około 4 m, przedzielonych cienkimi warstewkami łupku. Te trzy ławice odpowiadają pokładom Pochhammer, Reden i Heinitz. Ze względu na znaczną miąższość pokładu Podkładowego i brak urządzeń podsadzkowych kopalnia na razie nie przystąpiła do jego eksploatacji.

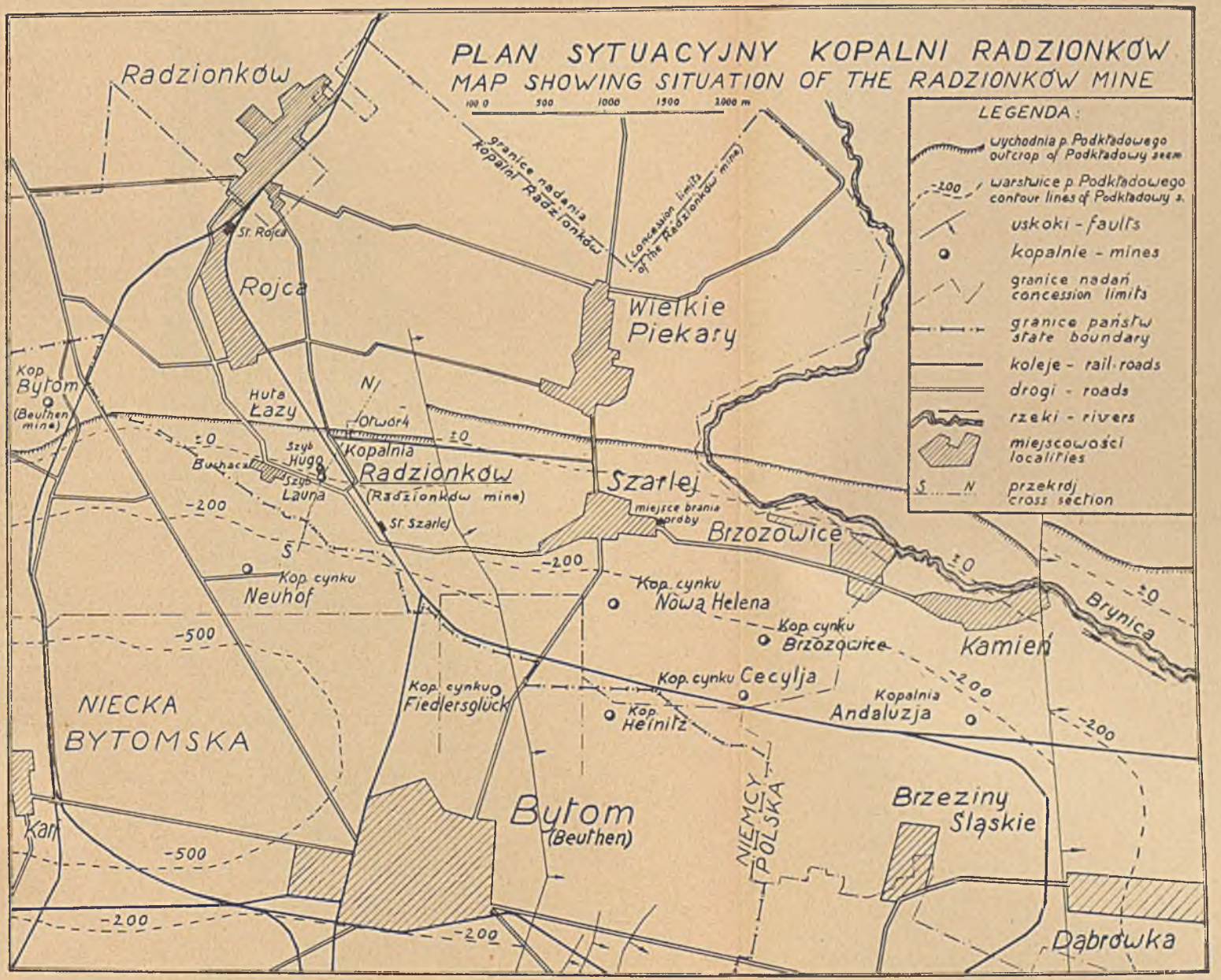
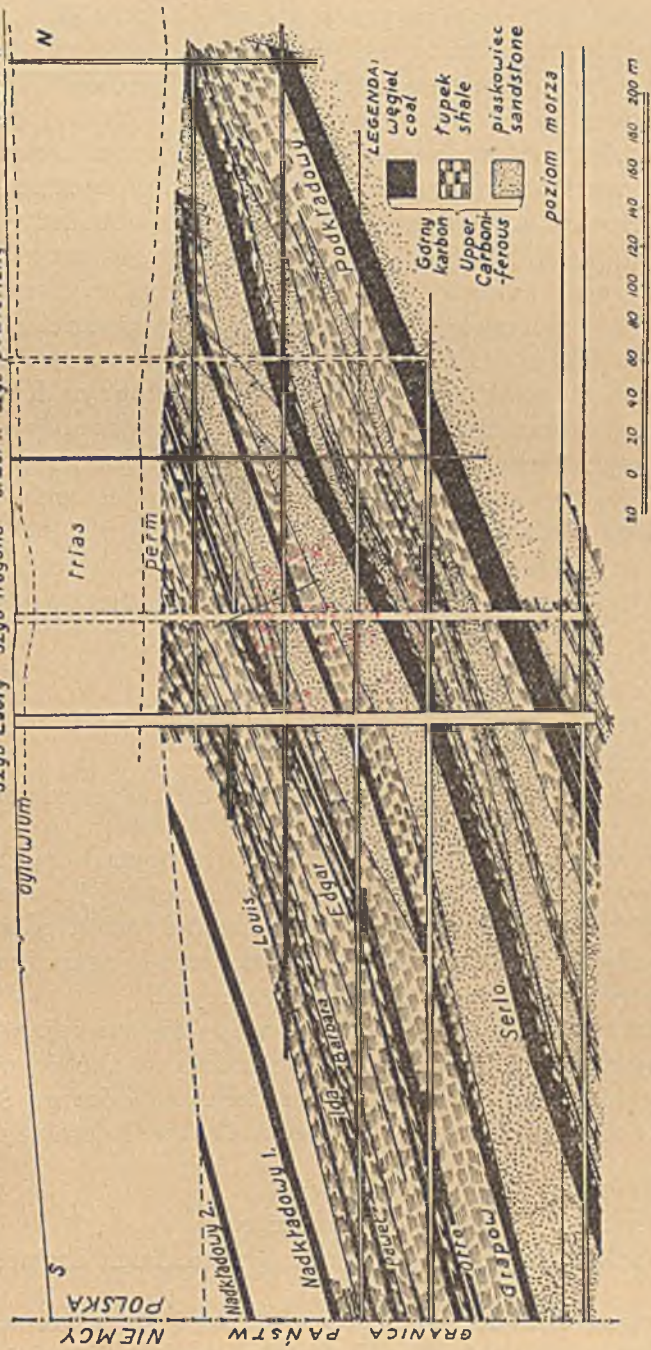

PLAN SYTUACYJNY KOPALNI RADZIONKÓW
MAP SHOWING SITUATION OF THE RADZIONKÓW MINE
100 0 500 1000 1500 2000 m
LEGENDA:
wychodnia p. Podkładowego
outcrop of Podkładowy seam
-200 warstwice p. Podkładowego
contour lines of Podkładowy s.
uskoki - faults
kopalnie - mines
granice nadań
concession limits
granice państw
state boundary
koleje - rail-roads
drogi - roads
rzeki - rivers
miejscowości
localities
S N przekrój
cross section
granice nadania Kopalni Radzionków
(concession limits of the Radzionków mine)
Radzionków
Sr. Rojca
Rojca
Wielkie Piekary
Kop. Bytom (Beuthen mine)
Huta Łazy
N
Otwór 4
±0
Szyb Hugo
Kopalnia Radzionków
(Radzionków mine)
Szyb Launa
Szarlej
miejsce brania
sprzedby
Sr. Szarlej
Brzozowice
-200
S
Kop. cynku Neuhof
Kop. cynku Nowa Helena
Kop. cynku Brzozowice
Kop. cynku Cecylja
Kopalnia Andaluzja
Kop. cynku Fiedlersglück
Kop. Heinitz
-500
NIECKA BYTOMSKA
Kamień
Brynica
Bytom (Beuthen)
NIEMCY
POLSKA
Brzeziny Śląskie
Dąbrówka
Karf

Fig. I.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach



GEOLOGICAL CROSS SECTION OF THE RADZIONKÓW MINE

Fig. II.

Nad pokładem Podkładowym w odległości około 50 m występuje pokład Serło (miąższość 5—9 m), a nad tym ostatnim o 35 m wyżej znajduje się pokład Grapow (średnia miąższość 4 m). Czwartym z kolei pokładem Grupy Siodłowej jest pokład Otto, który w zachodniej części kopalni składa się z dwóch warstw o miąższości 2,30 m i 2,60 m, przedzielonych kilkumetrową warstwą łupku. W kierunku wschodnim miąższość przerostu maleje, zaś miąższość obu warstw węgla wzrasta i w odległości 2,3 km na E od szybu hr. Laura stanowią one jeden pokład o sumarycznej miąższości 8,89 m. Odległość pokładu Otto od Grapow wynosi 24 m, a zatem sumaryczna miąższość Grupy Siodłowej na kopalni Radzionków, przy zaliczeniu wyżej wymienionych pokładów do tej grupy, wyniosłaby około 140 m. Jednak przynależność pokładu Otto do Grupy Siodłowej nie jest uznawana przez wszystkich badaczy tego obszaru. G a e b l e r [20], M i c h a e l [1, 32] zaliczali tylko dolną ławę tego pokładu do Grupy Siodłowej, przeprowadzając następującą paralelizację:

Otto, ława dolna	— Einsiedel
Grapow	— Schuckmann
Serlo	— Gerhard
Podkładowy	— Heinitz, Reden, Pochhammer.

Badacze wyżej wymienieni poglądy swe opierali na znajomości występowania pokładu Otto w zachodniej części kopalni Radzionków, gdyż wschodnia część kopalni, gdzie następuje złączenie się obu pokładów, dopiero w ostatnich czasach została odsłonięta robotami górniczymi.

Ostatnio S c h a a l [38] i S t a h l [45] opierając się na przekrojach kopalń leżących bezpośrednio na zachód od kopalni Radzionków na obszarze niemieckiego Górnego Śląska włączyli cały pokład Otto do Grupy Łękowej paralelizując:

Grapow	— Einsiedel
Serlo	— Schuckmann
Podkładowy	— Heinitz, Reden, Pochhammer.

Natomiast posuwając się od wschodu i biorąc pod uwagę przekroje kopalń: Grodziec II, Jowisz i Andaluzja należałoby

paralelizować najwyższy pokład Grupy Siodłowej na pierwszych dwóch kopalniach t. j. pokład Fanny z pokładem I, lub według Doktorowicza-Hrebnickiego [15] z pokładem I i II na kop. Andaluzja. Badania przeprowadzone na ostatnio wymienionej kopalni wykazały, że jedynym pokładem, który mógłby odpowiadać pokładowi I na kop. Andaluzja jest na kopalni Radzionków pokład Otto.

Jak widać z powyższego, pomimo że odległość pomiędzy pokładem Otto, odkrytym robotami górniczymi na kopalni Radzionków, a pokładem I na kop. Andaluzja wynosi zaledwie 2,30 km, to jednak ich wzajemny stosunek nie jest pewny. Należy zaznaczyć, że o ile spąg warstw Grupy Siodłowej jest na tym obszarze bardzo łatwy do ustalenia, to ścisłe wyznaczenie stropu tej grupy jest trudne do przeprowadzenia. Na to wpływają nie tyle może uskoki o przebiegu mniej więcej południkowym, jakie przecinają to północne skrzydło Niecki Bytomskiej, ile stosunkowo znaczne zmiany tak miąższości samych pokładów węgla, jak też i zmiany miąższości i wykształcenia petrograficznego warstw płonnych, przedzielających te pokłady, nieraz na względnie nieznacznych odległościach (jak to widać z fig. II). Dla dokładnego sprecyzowania zasięgu warstw Grupy Siodłowej trzebaby przeprowadzić szczegółowe badania florystyczne, czy też sporowe [9, 30, 31].

Nad pokładami należącymi do Grupy Siodłowej na kopalni Radzionków, występuje jeszcze szereg pokładów należących do Grupy Łękowej (fig. II): Edgar, Barbara, Paweł, Louis, Nadkładowy I, Nadkładowy II. Na warstwach Grupy Łękowej leży niezgodnie perm (pstry piaskowiec?), warstwy triasu i pleistocenu o łącznej miąższości około 70 m.

Warunki tektoniczne na kopalni Radzionków są stosunkowo proste. Jak to wynika z fig. I, leży ona na północnym skrzydle Niecki Bytomskiej. Rozciągłość pokładów posiada kierunek N 112° S, upad warstw wynosi około 25° na południe. Uskoków na obszarze kop. Radzionków jest stosunkowo niewiele: jedyny większy uskok przebiegający w odległości 1 km na wschód od szybu Laura posiada kierunek N 165° S, upad na E. Większy uskok istnieje dalej na wschód już w obrębie granic kopalni Andaluzja jak to zaznaczono na fig. I.

III. Wybór pokładu węgla i wzięcie prób.

Przystępując do badania petrograficznego jednego z pokładów węgla Grupy Siodłowej na obszarach kopalń Radzionków, Andaluzja, Jowisz, Grodziec II i Mars wskazanym było wybrać taki pokład, którego położenie stratygraficzne, na kopalniach wchodzących w rachubę, nie budzi żadnych wątpliwości. Ten warunek spełniałby jedynie pokład Podkładowy na kopalni Radzionków, odpowiadający pokładowi V na kopalni Andaluzja i pokładowi Karolina na kopalni Jowisz i Grodziec II. Pokład ten jednak nie jest jeszcze eksploatowany tak na kopalni Radzionków jak i Andaluzja, więc zebranie materiału do badań z tych kopalń byłoby bardzo trudne, jeżeli nie niemożliwe. Paralelizacja pokładów występujących nad najniższym pokładem Grupy Siodłowej, jak to wyżej zaznaczono, nie jest na tym obszarze definitywnie rozstrzygnięta, lecz stosunkowo najpewniejszym wydawał się pokład Otto na kopalni Radzionków ze względu na możliwość porównania go z pokładem I lub też II na kopalni Andaluzja i z pokładem Fanny na kopalniach Jowisz i Grodziec II. Z tego też powodu zdecydowano się przystąpić do opracowania tego domniemanego najwyższego pokładu Grupy Siodłowej na kopalni Radzionków t. j. pokładu Otto. W wyborze tego pokładu kierowano się także i tym, że wyniki badania petrograficznego powyższych pokładów niezależnie od otrzymanej charakterystyki petrograficznej naszych węgli gazowo-płomiennych niekoksujących, pozwolą prawdopodobnie odpowiedzieć na pytanie czy pokłady te rzeczywiście odpowiadają sobie i czy powyższa ich paralelizacja jest słuszna.

Wstępne badania wykształcenia pokładu Otto na kopalni Radzionków wykazały jednak, że miąższość jego zmienia się idąc po rozciągłości od zachodu na wschód, więc ze względu na konieczność późniejszego porównania tego pokładu z pokładem I lub też I i II kopalni Andaluzja musiano wybrać najdalej na wschód wysunięte miejsce w kopalni Radzionków, w którym pokład Otto byłby na całej miąższości odsłonięty przez roboty górnicze. Miejscem tym okazał się punkt przecięcia chodnika głównego w pokładzie Otto na po-

ziomie IV z przekopem głównym IV (punkt ten oznaczono na fig. 1, wypadł on tuż obok oznaczenia miasta Szarleja).

Próby pobrane w tym miejscu w pokładzie Otto były dwojakiego rodzaju: 1) próby słupkowe, 2) próby rowkowe.

1) Próbę słupkową wzięto w ten sposób, że wycinano w ociosie przekopu w pokładzie węgla słupki prostopadłe do płaszczyzny uwarstwienia przez całą miąższość pokładu, zaczynając od spągu. Słupki te posiadały przekrój poprzeczny 25 × 25 cm; bezpośrednio na miejscu brania próby zaznaczano na każdym słupku spąg i strop, naklejano odpowiedni numer porządkowy i pakowano do paczek. W laboratorium Zakładu Geologii Stosowanej z każdego takiego słupka wycinano mniejszy słupek z całej jego miąższości. Słupek ten, który posiadał przekrój 2 cm na 3 cm dzielono na części o wysokości 2—8 cm. Kawałki powyższe otrzymywały podwójny numer np. $^{21}/_{4}$, gdzie pierwsza cyfra oznaczała kolejny numer dużego słupka o przekroju 25 × 25 cm, zaś druga cyfra oznaczała kolejny numer małego słupka o przekroju 5 × 2 cm. W ten sposób otrzymane kawałki węgla przedstawiające całą miąższość pokładu Otto utrwalano, dla uniknięcia rozsypywania się węgla, szlifowano i polerowano. Niezależnie od powyższych szlifów pionowych (prostopadłych do uwarstwienia) robiono szereg szlifów poziomych (równoległych do uwarstwienia). Całkowita ilość szlifów polerowanych jaką przygotowano z pokładu Otto wynosiła 210 sztuk.

2) W czasie brania prób na dole w kopalni nie udało się w badanym pokładzie wydzielić różnych co do składu petrograficznego ławic, dlatego też całą miąższość pokładu powyższego podzielono na dole dosyć dowolnie na 8 części o miąższości wahającej się od 0,75 m do 1,63 m i wzięto z tych partyj próby rowkowe, z całej miąższości pokładu, oznaczając je od spągu kolejnymi cyframi rzymskimi od I do VIII. Próby te zostały użyte do wykonania analiz pierwiastkowych, technicznych i oznaczenia wartości opałowej, dla stwierdzenia, czy w tych partiach nie występuje jaka zmiana w własnościach chemicznych węgla. Powyższe próby rowkowe posłużyły także jako materiał do szczegółowych badań petrograficznych substancyj mineralnych nieorganicznych zawartych w węglu.

IV. Badania megaskopowe jakościowe.

Drugi kongres dla stratygrafii karbonu, jaki miał miejsce w Heerlen we wrześniu 1935 r., zajął się także między innymi kwestią ustalenia nomenklatury używanej w petrografii węgla [7, 13, 29]. Dotychczas bowiem prawie każdy badacz zajmujący się petrografią węgla posługiwał się terminologią do pewnego stopnia własną, co wprowadzało zamieszanie i nieporozumienia.

Podstawą międzynarodowej terminologii miało być odróżnienie niejednorodnych na ogół składników megaskopowych węgla, określanych gołym okiem (Streifenarten, rock types), od składników, mających przedstawiać już jednorodne części składowe tworzące węgiel, czyli tak zwanych składników mikroskopowych (Gefügebestandteile, macerals), gdyż można je wydzielić tylko pod mikroskopem.

Prawo pierwszeństwa do nomenklatury megaskopowej posiada Mary Stopes; nomenklatura wprowadzona przez nią przyjęła się prawie we wszystkich krajach, dlatego też na wyżej wspomnianym kongresie uchwalono pozostawić jej nomenklaturę bez zmiany. Istnieją więc w dalszym ciągu cztery megaskopowe składniki węgla: witryt, duryt, klaryt i fuzyt.

Niezupełnie zgodnie z przyjętą w petrografii zasadą uchwalono, by składniki mikroskopowe węgla posiadały końcówkę „init". Jedynymi megaskopowymi, jednorodnymi składnikami węgla są witryt i fuzyt, odpowiadające im składniki mikroskopowe noszą nazwę witrynit i fuzynit. Witryt obserwowany pod mikroskopem może posiadać wyraźną budowę komórkową i wtedy nosi nazwę telinitu, może też być zupełnie jednorodny, bez struktury roślinnej (ciasto koloidalne, przeźroczyste), jest to tak zwany kollinit. W durycie obserwacja mikroskopowa pozwala na wyróżnienie:

1) ciasta nieprzeźroczystego (nieprzeźroczystość określa się albo w szlifach cienkich, albo w szlifach polerowanych pod immersją); ten składnik mikroskopowy nazwano micrynitem;

2) ciasta przeźroczystego, jest to wspomniany wyżej kollinit;

3) spor i nabłonków liści, które objęto wspólną nazwą e k s y n i t u;

4) substancyj żywicznych, czyli tak zwanego r e z y n i t u.

Klaryt badany pod mikroskopem składa się głównie z kollinitu, a także i z eksynitu.

W węglu pokładu Otto dominującym składnikiem megaskopowym jest duryt, który jednak stosunkowo rzadko występuje w postaci jednolitych ławic, jest bowiem zwykle przewarstwiony w mniejszym lub większym stopniu witrytem i klarytem.

Ostatnio wymienione składniki tworzą nie tylko cieńsze lub grubsze warstewki, lecz także wydłużone soczewki o nieznacznej stosunkowo grubości, co nadaje durytowi wyraźnie uwarstwiony charakter. Oprócz tego uwarstwionego durytu występuje także duryt zbity, składający się z szczątków tkanek roślinnych o tak drobnych wymiarach, że trudno je wyróżnić gołym okiem. Brak większych fragmentów roślinnych powoduje nieuwarstwiony wygląd zbitego durytu, jednak niejednorodność jego zaznacza się bardzo wyraźnie. Charakterystycznymi cechami durytu są: połysk matowy, niejednorodność, duża stosunkowo twardość i spójność, przełam nierówny, czasem ziarnisty. Ciężar właściwy durytu waha się zwykle od 1,25 do 1,45 w zależności od zmiennej domieszki substancyj nieorganicznych (c. w. ponad 2,0) i spor (c. w. 1,2).

Klaryt, stanowiący na ogół podrzędny składnik w pokładzie Otto, posiada połysk prawie dorównujący połyskowi witrytu, przełam nierówny, ciężar właściwy mniejszy od durytu, jest kruchy i miększy od durytu. Szczątki roślinne wchodzące w skład klarytu posiadają na ogół nieznaczną grubość, tak że uwarstwienie klarytu zaznacza się wprawdzie znacznie delikatniej niż w durycie, lecz zupełnie wyraźnie.

Witryt występuje w badanym pokładzie węgla zwykle jako cienkie, kilku milimetrowe warstewki, których grubość może dochodzić niekiedy do 38 mm, głównie jednak tworzy w durycie cienkie, wydłużone soczewki o grubości na ogół mniejszej niż 1 mm. Witryt cechuje się wysokim połyskiem, kruchością, przełamem muszlowym, jednorodnością, małą sto-

sunkowo twardością i licznymi spękaniami prostopadłymi do uwarstwienia. Ciężar właściwy witrytu waha się około 1,3. Witryt nie posiada zupełnie uwarstwienia, czasem jednak po wypolerowaniu budowa komórkowa witrytu występuje tak wyraźnie, że można ją dostrzec nieuzbrojonym okiem.

Fuzyt tworzy przeważnie drobne soczewki w durycie, lub też bardzo cienkie warstewki zaznaczające się jedynie na powierzchniach równoległych do uwarstwienia. Czasem występują także grubsze warstwy fuzytu, których miąższość może dochodzić nawet do 43 mm. Warstwy te składają się z soczewek fuzytu o grubości do 4 mm, spojonych zwykle kollinitem. Bardzo charakterystyczną cechą fuzytu jest budowa włóknista i jedwabisty połysk. Fuzyt normalnie jest bardzo porowaty, kruchy i brudzi przy dotknięciu palce (jest to tak zwany fuzyt miękki), impregnowany zaś substancjami mineralnymi traci swą kruchość (ten rodzaj fuzytu nosi nazwę fuzytu twardego). Fuzyt miękki posiada ciężar właściwy około 0,3 (sproszkowany 1,4), ciężar właściwy fuzytu twardego waha się od 1,4 do 1,8.

V. Badania megaskopowe ilościowe.

Przy układaniu profilu megaskopowego pokładu Otto wyróżniono następujące składniki:

1) witryt, który zaznaczano na profilu, o ile tylko warstewki jego przekraczały 5 mm miąższości;

2) fuzyt, który uwidoczniano w przekroju zawsze, jeżeli występował w większych warstewkach; nagromadzenia fuzytu nie tworzące warstewek zaznaczano także, przy czym większe lub mniejsze zagęszczenie soczewek oznaczających fuzyt odpowiadać ma większej lub też mniejszej ilości fuzytu występującego w danym punkcie profilu;

3) duryt grubopasemkowy, zawierający warstewki witrytu lub klarytu o miąższości większej niż 2 mm;

4) duryt drobnopasemkowy, posiadający warstewki witrytu lub klarytu o miąższości wahającej się od 0,5—2 mm;

5) duryt mikropasemkowy, zawierający warstewki lub soczewki witrytu czy klarytu o grubości mniejszej niż 0,5 mm;

6) duryt zbity, w którym żadnych warstewek witrytu ani klarytu nieuzbrojonym okiem zauważyć nie można;

7) piryt: mniejsze lub większe zagęszczenie oznaczenia rysunkowego pirytu odpowiada większej lub mniejszej ilości konkrecyj pirytowych i szczelinek wypełnionych pirytem.

Profil megaskopowy pokładu Otto został zestawiony w ten sposób, że na szlifach polerowanych wykonanych z całej miąższości pokładu odmierzano przy pomocy podziałki milimetrowej miąższość wyżej opisanych składników i zaznaczano wyniki pomiarów poszczególnych warstw na profilu.

Na podstawie przeprowadzonego ilościowego badania megaskopowego pokładu Otto sporządzono profil przedstawiony na fig. III, strona lewa. W profilu tym występują dosyć wyraźnie następujące warstwy (od spągu):

1) Łupek stanowiący spąg pokładu zawiera dosyć liczne warstewki węgla, wskutek czego przejście od łupku czystego do pokładu węgla jest stopniowe. Przy braniu próby słupkowej i rowkowej ograniczono się jednak tylko do tej części pokładu, która faktycznie jest eksploatowana.

2) Warstwa spągowa pokładu węgla posiada miąższość 0,75 m i charakteryzuje się występowaniem przede wszystkim durytu grubopasemkowego, grubych warstewek witrytu (oznaczonych na profilu), i cienkich warstewek klarytu, których ze względów rysunkowych nie można było uwidocznić na profilu. Pewne partie tej warstwy posiadają szczególnie liczne soczewki fuzytu, który tworzy niekiedy samodzielne, grubsze warstewki (oznaczone na profilu); przeważnie jednak fuzyt występuje w tej części pokładu w postaci bardzo cienkich pasemek na granicach warstw, powodując łatwe kruszenie się węgla i oddzielanie na granicy warstw.

3) Warstwa durytu zbitego leżąca na wyżej opisanej warstwie spągowej ma miąższość 0,44 m. W durycie tym występują, zwłaszcza w górnej części, nieliczne soczewki fuzytu, lecz ogólnie biorąc jest to najbardziej jednolita warstwa pokładu Otto, o bardzo słabo zaznaczonym uwarstwieniu.

4) Nad warstwą zbitego durytu występuje warstwa durytu drobnopasemkowego o miąższości 1,02 m, z licznymi, grubszymi wkładkami witrytu zwłaszcza w górnej części. W warstwie tej dosyć liczne są izolowane soczewki fuzytu, a w najwyższej jej części występuje nawet 43 mm warstewka fuzytu twardego.

5) Wyższą z kolei warstwą jest łupek posiadający miąższość 38 mm, który w pewnych miejscach pokładu (np. tam gdzie brano próbę słupkową) jest przepełniony konkrecjami pirytowymi o średnicy 1 mm.

6) Na warstwie łupku leży 2,32 m warstwa durytu przeważnie drobnopasemkowego, posiadającego w dolnej części grubsze partie durytu grubopasemkowego i cienką warstewkę fuzytu.

7) W górnej połowie pokładu na wysokości 4,60 m od spągu znajduje się warstwa o miąższości 1,26 m, charakteryzująca się grubszymi partiami zbitego durytu, przewarstwionego durytem mikropasemkowym i drobnopasemkowym. W warstwie tej występują tylko dwie grubsze wkładki witrytu, lecz cieńsze warstewki witrytu i klarytu dosyć są licznie reprezentowane. Skupienia fuzytu są stosunkowo rzadkie.

8) Warstwa następna składa się prawie wyłącznie z durytu drobnopasemkowego, a jedynie w górnej jej części występuje duryt mikropasemkowy z trzema grubszymi warstewkami witrytu. W środkowej części tej warstwy dosyć liczne są drobne szczelinki wypełnione pirytem.

9) Warstwa stropowa jest typu mieszanego, występuje tu tak duryt zbity jak i duryt drobnopasemkowy. W dolnej i górnej części tej warstwy znajdują się dosyć liczne skupienia fuzytu, a w części środkowej kalcyt wypełniający szczeliny.

Przejście od pokładu węgla do łupku stropowego jest ostre.

Jak wyżej wspomniano, w czasie brania prób z pokładu Otto na dole w kopalni nie udało się wyróżnić większych ławic odznaczających się odmiennym wykształceniem petrograficznym. Cały pokład jest bowiem na ogół dosyć jednorodnie wykształcony i składa się z durytu przewarstwionego stosunkowo cienkimi wkładkami witrytu i klarytu, które jednak nigdzie na większej przestrzeni nie przeważają nad durytem, co daje w rezultacie profil pokładu dosyć jednostajny.

Wyróżnienie tych 9-ciu warstw w badanym pokładzie węgla było możliwe jedynie na podstawie dokładnego zba-

dania szlifów polerowanych, wprawdzie nieuzbrojonym okiem, lecz w oświetleniu dziennym w laboratorium.

Trzeba jednak podkreślić, że właściwie, oprócz spągowej 44-ro cm warstwy zbitego durytu, brak w pokładzie Otto warstw, któreby wyróżniały się swym składem petrograficznym od warstw sąsiednich. Zmiany składu petrograficznego, jakie dają się obserwować nieuzbrojonym okiem mają przebieg bardzo łagodny, stopniowy.

VI. Badania mikroskopowe jakościowe.

Szlify polerowane wykonane z całej miąższości pokładu Otto zarówno pionowe jak i poziome badano szczegółowo pod mikroskopem stosując obiektywy suche i immersyjne, przy powiększeniu całkowitym od 30-krotnego do 1000-krotnego.

W początkowym stadium badań mikroskopowych pokładu Otto opierano się na nomenklaturze używanej przez Placówkę badawczą dla stosowanej petrografii węgla w Bochum [27] ze względu na to, że przyjęto metody badań zupełnie analogiczne do stosowanych przez Placówkę w Bochum. Jednakowoż po uchwaleniu międzynarodowej nomenklatury petrograficzno-węglowej przez kongres dla stratygrafii węglowej w Heerlen w październiku 1935 r. i po opublikowaniu uchwał tego kongresu [7, 13, 29] zdecydowano się przejść na nowo uchwaloną nomenklaturę i uzupełniono w tym kierunku dotychczasowe badania.

Ponieważ określenia niektórych składników mikroskopowych węgla, nawet stosując uchwały międzynarodowe, pozwalają na dosyć szeroką indywidualną interpretację, dlatego też przy opisie składników mikroskowych podano definicję każdego z tych składników.

Szczegółowy opis składników mikroskopowych.

a. Mikrynit.

Mikrynitem nazywano ten rodzaj spoiwa durytu (wyjątkowo występuje ono w nieznacznej ilości także i w klarycie), który pod immersją posiada siłę refleksu równą fuzynitowi. W badanym pokładzie węgla można wyróżnić następujące rodzaje mikrynitu:

1. Mikrynit właściwy t. j. substancję o charakterze koloi-

dalnym, całkowicie nieprzeźroczystą, będącą charakterystycznym, istotnym spoiwem durytu. Substancja ta badana pod immersją odznacza się zupełną nieprzeźroczystością, zaś siłę refleksu i barwę posiada całkowicie odpowiadającą fuzynitowi. Przy stosowaniu silnych powiększeń można stwierdzić jej niejednorodność zaznaczającą się w formie słabo widocznej ziarnistości. Mikrynit właściwy występuje zwłaszcza w t. zw. durycie zbitym; jest to ten rodzaj durytu, w którym bardzo duży odsetek stanowią spory (przeważnie mikrospory), zaś ciasto nieprzeźroczyste (mikrynit) przeważa znacznie nad przeźroczystym (kollinit). Geneza tego mikrynitu właściwego dawno już zaciekawiała petrografów węglowych. Ze względu jednak na prawie całkowitą nieprzeźroczystość mikrynitu w szlifach cienkich, jak też ze względu na słabo tylko zaznaczającą się ziarnistość w szlifach polerowanych pod immersją, nie można było powiedzieć wiele o jego genezie. Występowanie mikrynitu właściwego ze sporami naprowadziło S t a c h a [43] do postawienia hipotezy, że mikrynit ten powstał z zawartości komórkowej spor. Nieopublikowane dotychczas badania T. B o c h e ń s k i e g o nad maceracją szyszek lepidofytów karbońskich zawierających mikrospory, pozwoliły mu udowodnić tą hipotezę. Badane przez B o c h e ń s k i e g o całkowicie zamknięte, nieuszkodzone mikrosporangia i megasporangia zawierają prócz niezliczonej ilości spor także mikroskopijne, nieprzeźroczyste ziarenka — mikrynit właściwy.

2. Drugim rodzajem mikrynitu są drobne szczątki fuzynitu i sklerot lub też szczątki innych tkanek grzybów karbońskich: (S t a c h nazywa je „Opaksplitter"). Szczątki te są albo drobno rozproszone w całej masie durytu lub też stanowią mniej lub więcej zbitą masę, w której tkwią spory. Właściwie szczątków tych nie należałoby zaliczać do mikrynitu lecz do fuzynitu lub do substancji chitynowej sklerot. Ze względu jednak na to, że nie zawsze możliwym jest ścisłe oznaczenie tych szczątków i odróżnienie ich od mikrynitu właściwego, zdecydowano się zaliczyć je także do mikrynitu.

b. Semifuzynit.

W węglach kamiennych, oprócz składników mikroskopowych o wyraźnie zdecydowanym charakterze, istnieją rów-

nież składniki pośrednie. Semifuzynit przedstawia ten mikroskopowy składnik węgla, który posiada pewne cechy fuzynitu t. j. mniej lub więcej wyraźnie widoczną budowę komórkową, lecz siła refleksu semifuzynitu, a co zatem idzie i przeźroczystość zajmuje miejsce pośrednie pomiędzy telinitem i fuzynitem. Bardzo często, obserwując pod mikroskopem soczewki fuzynitu, można stwierdzić ich stopniowe przechodzenie w partiach brzeżnych w prawdziwy telinit (tabl. X, fig. 1, 2). Niezależnie od tych przejść występują także samoistne soczewki tego składnika mikroskopowego o cechach pośrednich pomiędzy telinitem a fuzynitem (tabl. X, fig. 3). Powyższy składnik mikroskopowy będzie nazywany semifuzynitem właściwym.

W durycie badanych węgli wyróżniono substancję koloidalną, która, jeżeli chodzi o przeźroczystość i siłę refleksu, zajmuje stanowisko pośrednie pomiędzy przeźroczystym kollinitem a nieprzeźroczystym mikrynitem. Substancja ta jest podobna do opisywanych przez S t a c h a [43] „cząsteczek nieprzeźroczystych“ („Opakteilchen“). Badacz ów jest zdania, że wspomniane cząsteczki powstały z substancji humusowej mniej lub więcej posuniętej w stadium uwęglenia i nazywa ją z powodu jej charakteru mikroskopowego „półprzeźroczystą substancją“ („Semiopaksubstanz“). Biorąc pod uwagę nomenklaturę uchwaloną w r. 1935 przez sekcję petrograficzno-węglową kongresu dla stratygrafii karbonu w Heerlen i charakter tej substancji należałoby nazwać ją „semimikrynitem“. Lecz nie chcąc z jednej strony rozszerzać terminologii składników mikroskopowych węgla uchwalonej przez wyżej wspomniany kongres, a z drugiej strony nie chcąc łączyć pod jedną nazwą składników mikroskopowych węgla odznaczających się różnym stopniem uwęglenia, zdecydowano się składnik ten włączyć do semifuzynitu. Ten „semimikrynit“ pojawia się w durytach pokładu Otto w niezbyt dużych ilościach.

W pewnych partiach tego pokładu węgla w durycie występuje znacznie obficiej składnik zbliżony zewnętrzną formą do mikrynitu drugiego rodzaju (patrz str. 700). Składnik ten stanowią głównie bardzo drobne szczątki tkanek drewna, których stopień uwęglenia (sądząc po dosyć silnie zaznaczającej się przeźroczystości) nie odpowiada fuzynitowi,

lecz zajmuje stanowisko pośrednie pomiędzy fuzynitem a telinitem i z tego powodu składnik ten zaliczono również do semifuzynitu. Ten rodzaj semifuzynitu przedstawiony jest na tabl. X, fig. 4. Fotografię powyższą zdjęto pod immersją, widoczne są tu wyraźnie drobne, białe fragmenty tkanek o niezbyt wysokiej zdolności refleksyjnej, zanurzone w masie kollinitowej (ciemno-szarej) ze sporami (prawie czarne).

c. Eksynit.

Ten składnik mikroskopowy obejmuje trzy grupy szczątków roślinnych: 1) egzospory czyli nabłonki zarodników roślin węglowych, 2) sporangia i 3) nabłonki liści czyli kutikule.

1) Egzospory.

Spory w szlifach polerowanych wyróżniają się od innych ciałek ukształtowanych występujących w węglu tym, że posiadają charakterystyczny owalny, spłaszczony kształt, charakterystyczną barwę i wybitny relief. Spora obserwowana w szlifie polerowanym pod mikroskopem, bez immersji, posiada barwę ciemno-szarą (najciemniejszą barwę z pośród wszystkich składników mikroskopowych węgla), która przy zastosowaniu immersji staje się jeszcze bardziej intensywnie ciemną, niekiedy występują także bardzo wyraźne wewnętrzne refleksy barwy żółtej lub brunatno-żółtej. Bardzo charakterystyczny dla spor wybitny relief spowodowany jest ich dużą twardością, gdyż spory, obok pewnych typów ciałek żywicznych i fuzynitów, należą do najtwardszych składników mikroskopowych węgla.

W pokładzie Otto wyróżniono następujące rodzaje spor:

1) Spory gladkie; normalnie są one całkowicie spłaszczone, czasem jednak posiadają wypełnienie mikrynitowe, a nawet i skupienia mineralne (tabl. X, fig. 5). Często spory te są tylko częściowo wypełnione ciemną substancją nie dającą się polerować (fig. 6), i są sfałdowane w dziwaczny sposób (fig. 7, 8). Bardzo rzadko występują w badanym węglu spory gladkie o podwójnym nabłonku (fig. 9) trochę podobne do spor opisanych już przez L. Slatera [41].

2) Spory guzkowane przedstawione na fig. 10 i tabl. XI, fig. 1, 2 występują dosyć często.

3) Spory o nieregularnych naroślach; jedna z takich

spor przedstawiona jest na tabl. XI, fig. 3. Czasem można obserwować spory z krzaczastymi narośla mi (włoski?) (tabl. XI, fig. 4), do podobnego typu należy spora przedstawiona na tabl. XI, fig. 5, wypełniona mikrynitem i otoczona wielką ilością mikrospor.

4) Spory z krezą, która otacza właściwą sporę, bardzo rzadko można zauważyć w szlifach badanego pokładu. Jedna z takich spor przedstawiona jest na tabl. XI, fig. 6, gdzie kreza ta widoczna jest bardzo wyraźnie z obu końców przekroju spory.

Wszystkie dotychczas omówione spory były fotografowane z szlifów prostopadłych do uwarstwienia. W szlifach równoległych do uwarstwienia spory stanowią mniej lub więcej regularny pierścień, jak to widoczne jest na tabl. XI, fig. 7.

Mikrospory w badanym pokładzie węgla dominują znacznie co do ilości nad megasporami, które występują stosunkowo rzadko. Przy względnie słabym powiększeniu mikrospory tworzą skupienia przedstawione na tabl. X, fig. 9, gdzie megaspora otoczona jest przez setki mikrospor. Mikrospory obserwowane przy silnym powiększeniu widoczne są na tabl. XI, fig. 8 i 9. Niekiedy duryt całkowicie prawie składa się z mikrospor jak to widać na tabl. XI, fig. 10, gdzie ciemna masa przedstawia skupienia mikrospor, a jasne partie widoczne w dole i w górze figury, stanowiące zaledwie parę procent powierzchni, są mikrynitem właściwym. W profilu badanego pokładu węgla duryt taki występuje wprawdzie rzadko, lecz stanowi dosyć grube warstwy; ten typ durytu w badaniach megaskopowych nazwano durytem zbitym.

2) S p o r a n g i a.

Badania B o c h e ń s k i e g o [6] wykazały, że szyszki lepidofytów karbońskich, a także i pojedyncze sporangia są bardziej pospolite w łupkach stanowiących strop pokładów węgla w naszym Zagłębiu niż to dotychczas przyjmowano. Należałoby się także spodziewać, że szyszki te i sporangia znajdują się nie tylko w łupkach stropowych, lecz także i w pokładach węgli. Dlatego też w czasie przeprowadzanych badań mikroskopowych zwrócono na to uwagę i istotnie zna-

leziono mikrosporangia w pokładzie Otto w dosyć znacznych ilościach. Na tabl. XII, fig. 1 i 2 przedstawione są mikrosporangia puste, bez spor. Jak widać z tych figur, mikrosporangia posiadają barwę i relief podobny do spor, lecz różnią się od nich tylko tym, że są bardziej cienkie, długie i nieraz bardzo fantastycznie pozwijane. Nie tylko takie puste mikrosporangia spotyka się w węglu, lecz czasem nawet całe szyszki z szeregiem mikrosporangiów wypełnionych mikrosporami. Przekrój poprzeczny takiej szyszki z mikrosporangiami pełnymi pokazano na tabl. XII, fig. 3. Widać tu bardzo wyraźnie duże, soczewkowate skupienia mikrospor, otoczone prawie zawsze wyraźnie zaznaczającą się ciemną obwódką mikrosporangiów. Przy powiększeniu 30-krotnym (fig. 3) wyróżnić poszczególnych mikrospor nie można — widoczna jest tylko ciemno-szara ziarnista masa wypełniająca mikrosporangium. Przy silniejszym powiększeniu poszczególne mikrospory występują bardzo wyraźnie, fig. 4 na tej samej tablicy przedstawia właśnie takie powiększenie wycinka z fig. 3. Zarysy poszczególnych mikrospor występują tu znacznie wyraźniej, widać jednak w niektórych punktach powyższej figury, że poszczególne mikrospory zaczynają zlewać się ze sobą, wskutek procesów diagenezy zachodzących w czasie powstawania pokładu węgla. W niektórych wypadkach zlanie to może być jeszcze pełniejsze niż przedstawiono na fig. 4, i w rezultacie może ze spor powstać soczewka lub warstewka prawie zupełnie jednorodna, łudząco podobna (pod względem reliefu, barwy i pozornej jednorodności) do substancji żywicznej. Taki wypadek jest przedstawiony na tabl. XII, fig. 5 i trudno osądzić czy jest to warstewka żywicy czy też skupienie silnie zlepionych mikrospor. W innych jednak wypadkach, mimo pozornej jednorodności, można odrazu rozstrzygnąć, że są to mikrosporangia wypełnione mikrosporami, które zostały bardzo ściśle ze sobą sprasowane i zlepione. Wypadki takie są przedstawione na tabl. XII, fig. 6, 7, 8 i 9. Tutaj, pomimo bardzo intensywnego zlepienia mikrospor stanowiących prawie jednorodną masę, mikrosporangium występuje bardzo wyraźnie, otaczając cienką osłonką zlepione mikrospory. W niektórych wypadkach nawet budowa komórkowa mikrosporangium zaznacza się bardzo wyraźnie, widać to na fig. 9 po wewnętrznej stronie nabłonka mikrosporangium w miejscu sfał-

dowania. Figura ostatnia przedstawia znacznie powiększony prawy koniec mikrosporangium widocznego na fig. 8.

3) K u t i k u l e.

Kutikule czyli nabłonki liści roślin karbońskich występują w całym badanym przekroju w kilku zaledwie warstwach, lecz bardzo obficie.

Ponieważ substancja, z której zbudowane są kutikule, jest bardzo podobna chemicznie do sporopolleniny budującej spory, dlatego też relief i barwa kutikul — przy obserwacji mikroskopowej tak pod obiektywami suchymi, jak i immersyjnymi — są bardzo zbliżone do spor. Różnica kształtu i wielkości między sporami a kutikulami jest na ogół tak wyraźna, że oba te szczątki roślinne dadzą się bardzo łatwo odróżnić od siebie. Kutikule występujące najczęściej w pokładzie Otto są bardzo cienkie (zwykle grubość ich wynosi 2 μ czasem jednak dochodzi do 10 μ) i wskutek tego bardzo rzadko widać tak charakterystyczne dla kutikul zazębienia po wewnętrznej ich stronie (przekrój komórek epidermalnych). Te najbardziej typowe dla opisywanego pokładu węgla kutikule przedstawione są na tabl. XII, fig. 10 i tabl. XIII, fig. 1, 2. Jasna substancja przedzielająca poszczególne nabłonki jest kollinitem. Kollinit stanowi istotny składnik klarytu, a ponieważ w pokładzie Otto kutikule występują przede wszystkim wraz z kollinitem, można więc kutikule w badanym węglu uważać za charakterystyczny składnik klarytu, w przeciwstawieniu do spor, które charakteryzują duryt. Cienkość nabłonków liści, niekiedy nawet prawie zupełny ich rozkład i bardzo wyraźnie występujące zaburzenia w uwarstwieniu (widoczne jest na tabl. XIII, fig. 3) świadczą prawdopodobnie o tym, że w czasie powstawania tych warstewek klarytowych z nabłonkami liści, nasilenie procesów rozkładu było tak wielkie, że ulegały mu nawet kutikule, dosyć odporne na działanie czynników destrukcyjnych. Przy jeszcze większej intensywności procesów rozkładu nabłonki liści mogły ulec całkowitemu zniszczeniu i w niektórych partiach takiej strefy klarytowej z kutikulami, jedynie występująca budowa smugowa świadczy o tym, że są to szczątki liści. Daleko posunięty proces rozkładu ilustruje fig. 3, tabl. XIII. Widoczne są tu smugi odpowiadające poszczególnym liściom, któ-

rych nabłonki uległy już całkowitemu zniszczeniu. Zachowana budowa smugowa pozwala przypuszczać, że rozkład liści został spowodowany przez bakterie, prawdopodobnie anaerobowe, już po osadzeniu tych liści w zatoce węglowej i po pokryciu ich przez grubszą warstwę wody. Dowodem tego różnego nasilenia procesów rozkładu może być fakt, że w niektórych warstwach pokładu Otto nabłonki liści posiadają jednak normalną grubość, jak to widać na tabl. XIII, fig. 4. Na figurze tej, z powodu długiego naświetlania kliszy dla uwidocznienia budowy komórkowej mezofylu, szara barwa nabłonka wystąpiła jako czarna. Figura ta też dowodzi, że w wypadku, gdy nasilenie czynników rozkładu było słabsze, nie tylko nabłonek zachował swą normalną grubość, lecz także utrzymała się dość wyraźnie widoczna budowa komórkowa mezofylu, pomimo że tkanki te zbudowane są z celulozy łatwo ulegającej rozkładowi. Jeszcze grubszy nabłonek i lepiej zachowana budowa komórkowa mezofylu widoczna jest na fig. 5 i 6, tabl. XIII; tutaj także i grubość całego liścia jest znacznie większa niż na figurze opisywanej poprzednio. Oczywiście warunki sprzyjające tak dobremu zachowaniu budowy komórkowej mezofylu tylko wyjątkowo miały miejsce; istotnie świadczy o tym bardzo rzadkie występowanie tego rodzaju nabłonków.

S t a c h [44] witryt występujący wewnątrz kutikul i charakteryzujący się wyraźną budową komórkową nazywa fylowitrytem dla podkreślenia jego pochodzenia. Ten fylowitryt występuje stosunkowo rzadko w węglu pokładu Otto.

d. Rezynit.

Tą nazwą — stosownie do uchwał ostatniego kongresu dla stratygrafii karbonu w Heerlen — zostały objęte substancje żywiczne i woskowe występujące w pokładach węgli. Żywice odróżniają się od innych substancyj roślinnych występujących w węglu swą barwą, kształtem i reliefem. Barwa żywic jest na ogół bardzo zbliżona do barwy spor czy kutikul — pod obiektywami suchymi jest szara, zaś w immersji jest prawie czarna (ciemniejsza od barwy eksynitu). Bardzo charakterystyczne dla żywic są karminowo-czerwone wewnętrzne refleksy (widoczne bardzo wyraźnie pod immersją lub w ultropaku) w przeciwieństwie do wewnętrznych ref-

leksów eksynitu, które są co najwyżej brunatno-żółte. Kształt żywic jest rozmaity, od bardzo nieregularnego, mniej lub więcej postrzępionego na brzegach, jak to przedstawiono na tabl. XIII, fig. 7, 8, 9, 10, do stosunkowo prawidłowo owalnego jak na tabl. XIV, fig. 1. Na fig. 2, tabl. XIV widoczny jest w dole z lewej strony fragment dużego, prawidłowo soczewkowatego ciałka żywicznego, w górze zaś znajdują się ułamki skleroty (przetrwalnika grzybów, patrz niżej str. 708). Czasem występują w węglu pokładu Otto żywice ostrokańciaste, z których jedna przedstawiona jest na fig. 3, tabl. XIV. Na fig. 4 w środkowej partii widoczny jest szereg ostrokańciastych fragmentów powstałych prawdopodobnie z jednego dużego skupienia żywicznego. Powyżej opisane figury świadczą o tym, że relief żywic jest na ogół dosyć silny, stosunkowo rzadko zdarzają się żywice charakteryzujące się bardzo słabym reliefem, wypadek ten przedstawiono na fig. 5, tabl. XIV. Rezynit występuje najczęściej w durycie lub klarycie, lecz czasem nawet i w witrycie można obserwować liczne skupienia żywiczne. Żywice w telinicie mogą tworzyć albo szeregi owalnych skupień jak to zaznacza się na fig. 6, tabl. XIV; są one tutaj nagromadzone dosyć bezładnie, prawdopodobnie na granicy dwóch stykających się kawałków telinitu, lub też mogą stanowić wypełnienie przestrzeni komórkowych w telinicie. Fig. 7, tabl. XIV stanowi przykład soczewki telinitu impregnowanej substancją żywiczną, która spowodowała dobre zachowanie budowy komórkowej telinitu; zdjęcia dokonano stosując obiektyw zwykły, suchy. Fig. 8 i 9 na tej samej tablicy podają powiększone fragmenty obrazu poprzedniego, lecz pod immersją, przy czym zaznacza się bardzo wyraźnie ciemno-szara, prawie czarna barwa substancji żywicznej, podczas gdy barwa otaczającego telinitu jest znacznie jaśniejsza. Oprócz prawdziwych rezynitów występują w węglu pokładu Otto pseudo-rezynity t. j. substancje zewnętrznie podobne do żywic, lecz powstałe prawdopodobnie przez zlepienie się megaspor czy też mikrospor. Gdy owa diageneza spor nie jest zbyt daleko posunięta, tak jak to przedstawiono np. na tabl. XIV, fig. 10, to można jeszcze dostrzec pierwotne kontury megaspor. Lecz na fig. 1, 2, 3, tabl. XV to pierwotne pochodzenie ze spor zaciera się coraz to bardziej. Sprawa ustalenia przynależności tych utworów komplikuje się i przez

to, że wewnętrzne refleksy, które pod immersją mogłyby pozwolić na odróżnienie spor od substancji żywicznej, jednak nie w każdym przekroju są wyraźnie widoczne.

e. Skleroty.

Pomimo, iż występowanie szczątków grzybów w węglach brunatnych już od dawna było znane, to jednak obecność tych szczątków w węglach kamiennych została stwierdzona niedawno [40, 42], nawet i obecnie nie docenia się znaczenia tego składnika węgla kamiennego, jak to słusznie podnosi S t a c h [43, 44]. Jeżeli żywice występujące w bardzo małych ilościach w węglach kamiennych wydzielono jako osobny składnik mikroskopowy, to należałoby także wyróżnić tkanki grzybów. Ze względu na to, że tkanki grzybów występujące w węglu składają się głównie z chityny, proponuje się dla tego składnika petrograficznego nazwę „chitynit".

Niektórzy petrografowie węglowi, określając pewne szczątki roślinne występujące w węglu jako skleroty, posuwali się być może trochę za daleko i pewną słuszność miał znany paleobotanik niemiecki, który te usiłowania określił powiedzeniem: „Was ich nich erklären kann, das sehe ich als Sklerotium an". Jednakowoż należy uważać za stwierdzone, że szczątki grzybów (nie wszystkie spotykane w węglu szczątki grzybów są sklerotami) stanowią istotny, przynajmniej tak ważny składnik węgla kamiennego jak żywice, a nawet ważniejszy, ponieważ występują one częściej w węglu kamiennym; S t a c h np. jest zdania [44], że ułamki sklerot stanowią znaczną część mikrynitu.

Substancja chitynowa z jakiej składają się skleroty, czy też w ogóle szczątki tkanek grzybów występujące w węglu kamiennym, jest zupełnie nieprzeźroczysta w szlifach cienkich, podobnie jak fuzynit. W szlifach polerowanych substancja ta posiada także relief i barwę bardzo podobną do fuzynitu. Pod immersją podobnie jak fuzynit posiada chityna bardzo wysoką zdolność refleksyjną. W węglu pokładu Otto stwierdzono, że dobrze zachowane skleroty występują szczególnie obficie w pewnych warstwach, w rozmaitych poziomach badanego profilu. Ponieważ skleroty są to przetrwalniki, których celem jest umożliwienie grzybom przetrwania niesprzyjających warunków klimatycznych — więc uzasad-

nionym jest twierdzenie, że w czasie powstawania pokładu Otto okresy dużej wilgotności były podzielane okresami suszy.

W badanym węglu można wyróżnić następujące rodzaje sklerot:

1) Typ *Sclerotites cavatoglobosus.* Kolonia sklerot tego typu przedstawiona jest na fig. 4, tabl. XV. Skleroty powyższe odznaczają się tym, że w przekroju stanowią owalne utwory o cienkich ściankach, puste. J u r a s k y [33] formy takie uważa nie za skleroty, lecz za okrągłe spory grzybów. Ten typ występuje w badanym węglu stosunkowo rzadko.

Czasem można zauważyć w węglu pokładu Otto, względnie duże skupienia kulistych, pełnych sklerot (fig. 5, 6, tabl. XV), średnica ich waha się od 10 μ do 30 μ. E. S t a c h [43, 44] nazywa ten typ *Sclerotites globosus.* Bardzo podobne utwory były opisywane przez J u r a s k y'e g o [25] w witrytach węgli brunatnych jako koprolity. Jak widać z powyższych figur, utwory te występują nie w witrycie lecz w durycie, co przemawia na korzyść sklerot.

2) Bardzo pospolite w badanym węglu są skleroty łańcuchowe przedstawione na fig. 7, 8, 9, tabl. XV, stanowiące zamknięte (niekiedy poprzerywane) łańcuchy, o dosyć drobnych oczkach. Średnica oczek wynosi około 20 μ, średnica zamkniętego łańcucha dochodzi do 1 mm. Poszczególne oczka są puste, niewypełnione.

3) Odmienny nieco rodzaj sklerot uwidoczniony jest na tabl. XV, fig. 10 i tabl. XVI, fig. 1. Fig. 10 przedstawia utwór podobny do skleroty łańcuchowej, lecz tutaj wewnętrzna część łańcucha uległa zniszczeniu i pozostała część zewnętrzna z charakterystycznymi regularnymi ząbkami. Na fig. 1, tabl. XVI można zauważyć grubościenną sklerotę, której powłoka jest dosyć nieregularnie falista.

4) Bardzo charakterystyczne skleroty widoczne są na fig. 2 i 3. Na fig. 2, tabl. XVI występuje na obwodzie skleroty bardzo wyraźnie jeden rząd promieniowo wydłużonych komór; budowa części środkowej jest bardzo niewyraźnie zaznaczona. Sklerota na fig. 3 posiada kilka rzędów komór, które są dosyć nieregularnie ułożone.

5) Oprócz pojedynczych sklerot bardzo często w badanym węglu można obserwować całe ich kolonie (fig. 4, 5, 6)

Wyżej opisane figury udowadniają, że grzyby odgrywały ważną rolę w procesie rozkładu materiału roślinnego, gdyż z jednej strony ilość sklerot w tym węglu jest dosyć znaczna, z drugiej zaś strony urozmaicona morfologia sklerot pozwala na postawienie hipotezy, że grzyby niszczące substancję roślinną należały do różnych gatunków. Oczywiście należałoby przypuszczać, że skleroty nie będą jedynymi szczątkami grzybów, występującymi w węglu pokładu Otto. Rzeczywiście szczegółowe badania mikroskopowe szlifów polerowanych pozwoliły na wyróżnienie szczątków, które zdaniem doc. dr J u r a s k y'ego [1]) z Akademii Górniczej we Freibergu są prawdopodobnie tkankami grzybów. Należałoby tu zaliczyć w pierwszym rzędzie utwory pokazane na fig. 7 i 8, tabl. XVI. Fragmenty takich utworów są wprawdzie pospolite w węglu pokładu Otto, lecz sposób ich zachowania jest bardzo różnorodny. Przeważnie utwory te są zbudowane z chityny (w każdym razie z substancji o cechach fuzynitu) i posiadają na ogół komory promienisto wydłużone, niekiedy wypełnione substancjami mineralnymi nieorganicznymi (fig. 1 i 2, tabl. XVII). Wydłużone komory widoczne na fig. 2 są prawdopodobnie porozrywanymi okrągławymi komórkami widocznymi w stanie pierwotnym w prawym końcu tkanki. Niekiedy jednak utwory te nie posiadają pustych komór, lecz są one także wypełnione substancją chitynową (fig. 3 pod immersją). Czasem utwory te w części są zachowane jako substancja chitynowa (dolna część fig. 4), a w części jako telinit. Jest rzeczą charakterystyczną, że budowa części zachowanej jako chityna jest odmienna od budowy części zachowanej jako telinit. Część chitynowa posiada wyraźnie zaznaczone komory wydłużone w kierunku radialnym t. j. prostopadłym do obwodu tych utworów. Część telinitowa posiada budowę komórkową parenchymatyczną o małych okrągławych komórkach. Fragment takiej części telinitowej o budowie parenchymatycznej przedstawiony jest także na fig. 5. Istnieją też takie utwory (fig. 6), które są zbudowane z substancji o właściwościach pośrednich pomiędzy chityną a telinitem (substancja ta odpowiadałaby semifuzynitowi).

[1]) Chciałbym bardzo podziękować na tym miejscu dr. J u r a s k y e m u za oznaczenie mi tych szczątków.

Do tkanek grzybów należałoby prawdopodobnie zaliczyć także tkanki przedstawione na fig. 7 (w części środkowej).

W przeciwieństwie do spostrzeżeń S t a c h a [43] wszystkie powyżej opisane szczątki grzybów występują nie w witrycie lecz w durycie lub też w klarycie. Nie wydaje się więc potrzebnym ograniczanie występujących we węglu grzybów, do gatunków niszczących tylko drewno roślin, natomiast jest bardziej prawdopodobnym, że oprócz takich gatunków występują w badanym węglu także grzyby niszczące i inne tkanki roślinne.

f. Substancje mineralne nieorganiczne.

Substancje mineralnie nieorganiczne występujące w badanym węglu można podzielić z petrograficznego punktu widzenia na:

1) S u b s t a n c j e m i n e r a l n e s y n g e n e t y c z n e to jest takie, które dostały się do pokładu węgla w czasie jego tworzenia się w zatoce węglowej i zostały przyniesione wraz z materiałem roślinnym [1]). Te substancje mogą być syngenetyczne w węższym znaczeniu, tj. byłyby to substancje stałe, które po dostaniu się do zatoki węglowej nie ulegały żadnym zmianom w czasie całego procesu uwęglenia. Substancje syngenetyczne w szerszym znaczeniu, są to takie, które były rozpuszczone w wodzie przynoszącej materiał roślinny do zatoki węglowej i wytrącały się w pierwszym okresie procesu uwęglenia w pewnych punktach pokładu, stanowiąc konkrecje pirytowe, markazytowe i syderytowe, jakie obecnie występują w badanym węglu.

Do substancyj syngenetycznych w węższym znaczeniu należą minerały detrytyczne, występujące w samym węglu. Minerały te stanowią objekt osobno przeprowadzonych badań (patrz rozdz. IX.).

Konkrecje pirytowe, markazytowe i syderytowe musiały powstawać w pierwszym stadium procesu uwęglenia, gdy jeszcze miąższość pokładu węgla była znacznie większa od obecnej, a materiał roślinny tworzący obecny pokład stano-

[1]) Z chemicznego punktu widzenia substancjami mineralnymi syngenetycznymi będą substancje zawarte w samych tkankach roślinnych, ponieważ jednak tych substancyj nie można dostrzec przy pomocy mikroskopu, więc nie będą one tu rozpatrywane.

wił masę plastyczną, koloidalną. Do syngenetycznych substancyj mineralnych nieorganicznych należałoby prawdopodobnie zaliczyć niektóre wypełnienia wolnych przestrzeni w fuzynicie, które w części mogą tworzyć także drugą grupę substancyj mineralnych.

2) Substancje mineralne epigenetyczne dostały się do pokładu węgla już po jego utworzeniu się, w końcowym stadium procesu uwęglenia, gdy pokład osiągnął już obecną swą miąższość. Te nieorganiczne substancje epigenetyczne zostały osadzone z roztworów krążących przede wszystkim w szczelinach kontrakcyjnych, jakie powstawały w miarę jak koloidalna substancja węglowa coraz bardziej traciła wodę przy postępie procesu uwęglenia.

Substancje mineralne syngenetyczne w węższym znaczeniu odgrywają zupełnie podrzędną rolę w badanym węglu (patrz str. 741). Pokład nie posiada na ogół przerostów łupkowych, a pomimo iż pewne minerały detrytyczne zostały wyróżnione w trakcie wydzielania substancyj mineralnych przy pomocy cieczy ciężkich, to jednak z powodu znikomych ilości nie można było minerałów tych zauważyć przy przeglądaniu szlifów pod mikroskopem.

Substancje mineralne syngenetyczne w szerszym znaczeniu są dosyć częste, występują one zarówno w durycie, klarycie jak i w witrycie. W fuzycie bardzo często spotykamy wypełnienia wolnych przestrzeni substancją mineralną, lecz, jak zaznaczono, brak zwykle kryteriów do rozstrzygnięcia czy jest to substancja mineralna syngenetyczna czy epigenetyczna.

Na fig. 8, tabl. XVII pokazano syngenetyczne skupienia syderytu w zbitym durycie; bardzo wyraźnie zaznaczające się wygięcia cienkich warstewek mikrynitu stwierdzają, że ta substancja mineralna powstała jeszcze przed zmniejszeniem się miąższości pokładu, gdy węgiel stanowił masę plastyczną. Zupełnie analogiczny wypadek przedstawiono na fig. 9, tabl. XVII, tutaj jednak w durycie występuje konkrecja pirytowa, nie syderytowa. Okrągława czarna plama podaje wielkość konkrecji; z pirytu pozostały tylko szczątki widoczne na tle tej plamy, a reszta uległa wykruszeniu w czasie szlifowania i polerowania. Tutaj podobnie jak i w wypadku poprzednim możemy obserwować wygięcie się warstw mikry-

nitu, jakie nastąpiło przy zmniejszaniu się miąższości pokładu. Fig. 10, tabl. XVII przedstawia ciemno szare, okrągławe nagromadzenia syngenetycznego syderytu w masie kollinitowej, wśród której rozsiane są liczne mikrospory. Owalny kształt skupień syderytowych, brak szczelin przemawia za syngenetycznym pochodzeniem syderytu. Czasem w klarycie występują wąskie, o zmiennej miąższości smugi substancji kaolinowo-ilastej, jak to widocznym jest na tabl. XVIII, fig. 1 (dwie soczewkowate smugi w środku figury). W tym wypadku mamy do czynienia z substancją kaolinową syngenetyczną w węższym znaczeniu, gdyż substancja ta już w tej formie w jakiej obecnie istnieje dostała się do pokładu węgla, a nie została wytrącona z roztworu. Także i w telinicie występują skupienia nieorganicznej substancji mineralnej syngenetycznej. W durycie i klarycie występują skupienia większe, których średnica waha się od 5 mm do 0,1 mm, natomiast w telinicie są na ogół znacznie mniejsze, gdyż wymiary ich wynoszą od 3 μ do 30 μ jak to przedstawiono na tabl. XVIII, fig. 2. Substancje mineralne występujące w fuzynicie można spostrzec na fig. 3, tabl. XVIII, gdzie w górnej partii figury widać duryt, zaś dolną część figury zajmuje fuzynit, którego wolne przestrzenie wypełnione są substancją kaolinowo-ilastą, pochodzenia syngenetycznego. Fig. 4, tabl. XVIII przedstawia także fuzynit, którego wszystkie wolne przestrzenie wypełnione są substancją kaolinowo-ilastą, syngenetyczną. Na fig. 5, tabl. XVIII pokazano fuzynit impregnowany syderytem, który może być pochodzenia syngenetycznego lub epigenetycznego.

Substancje mineralne epigenetyczne występują przeważnie w telinicie, gdyż składnik ten posiada najwyraźniej cechy koloidalne. Gdy węgiel tracił wodę w czasie procesu uwęglenia, to szczeliny kontrakcyjne występowały przede wszystkim w telinicie. Klaryt wprawdzie także zawiera znaczną ilość substancji podobnej do witrytu (kollinit), lecz w klarycie (podobnie jak i w durycie) liczne ciałka ukształtowane utrudniały wytworzenie się szczelin kontrakcyjnych; ilustruje to bardzo wyraźnie fig. 6, tabl. XVIII. Warstewka telinitu przebiegająca przez środek figury jest cała spękana, lecz żadne szczeliny nie przechodzą do występującego w górnej części durytu.

Spękania występujące w telinicie mają na ogół przebieg prostopadły do uwarstwienia, jak to rysuje się wyraźnie na fig. 7 i 8, tabl. XVIII. Substancja wypełniająca szczeliny składa się z syderytu lub ankerytu (jasno-szary) i pirytu (prawie biały). Niekiedy szczeliny występujące w telinicie posiadają wyraźnie promienisty charakter (tabl. XVIII, fig. 9 i 10 i tabl. XIX, fig. 1); występują one tylko sporadycznie w badanym węglu.

Spękania w klarycie bardzo rzadko mają miejsce z wyżej wyszczególnionych powodów, jeżeli takie spękania niekiedy można obserwować, to zwykle mają one charakter „stref rozkruszenia" i są prawdopodobnie pochodzenia tektonicznego, a nie kontrakcyjnego. Fig. 2, tabl. XIX przedstawia taką „strefę rozkruszenia": ciemno szara substancja stanowiąca tutaj znaczną część powierzchni figury jest kalcytem, jasnoszara substancja bardzo intensywnie pokruszona na drobne fragmenty jest kollinitem, drobne ciemne utwory są mikrosporami. Jak widać z powyższej figury spękania mają kierunek równoległy do uwarstwienia.

Spękania w klarycie, raczej o kierunku poziomym, równoległym do uwarstwienia, można obserwować także na fig. 3, tabl. XIX, tutaj podobnie jak i na fig. 2, substancją wypełniającą szczeliny jest kalcyt.

g. Kollinit.

Prace T h i e s s e n a [48, 49], J o n g m a n s a i K o o p m a n s a [24] i S t a c h a [43, 44] wykazały, że witryt bezpostaciowy nie występuje w węglu w postaci samoistnych warstewek, lecz substancja bezpostaciowa koloidalna o pewnych cechach witrytu (przeźroczysta w szlifach cienkich i t. p.) występuje tylko jako ciasto przeźroczyste, stanowiące główny składnik klarytu i podrzędny składnik durytu. Uznając powyższe spostrzeżenia za fakt udowodniony, w pracy niniejszej kollinitem będzie się nazywać tylko przeźroczyste ciasto klarytu i durytu. Wprawdzie D u p a r q u e [17] twierdzi, że i witryt (vitrain) jest masą koloidalną bezpostaciową, która uległa wytrąceniu z roztworów wodnych znajdujących się w zatoce węglowej, lecz spostrzeżenia swe opiera jedynie na szlifach polerowanych, nie biorąc pod uwagę wyników badań T h i e s s e n a posługującego się szlifami cienkimi, ani nie

stosując immersji, promieni infraczerwonych i wytrawiania. Przy pomocy ostatnio wymienionych metod można w pozornie jednorodnych warstewkach witrytu (telinitu) wykryć wyraźną budową komórkową, co przeczy hipotezom D u p a r q u c'a. W ostatniej swej pracy E. S t a c h [44] wypowiada pogląd, że masa przeźroczysta klarytu (t. zw. przez niego Homodurit) w węglach zagłębia Saary składa się w przeważającej mierze z drobnych szczątków tkanek drzewnych zachowanych jako telinit, a nie z kollinitu, któremu, jego zdaniem, przypisuje się czasem zbyt wielkie znaczenie.

W węglu pokładu Otto stosunki są jednak odmienne, gdyż ciasto przeźroczyste klarytu, składa się głównie z bezpostaciowego kollinitu jak to widocznym jest z figury 4, tabl. XIX (zdjęcie mikrofotograficzne zrobiono przy pomocy obiektywu immersyjnego). Na figurze tej ciemno-szara substancja, stanowiąca powierzchniowo dominujący składnik, jest kollinitem, biała partia, w dolnej części figury, o widocznej budowie komórkowej jest fuzynitem, zaś czarne rysy i plamy są szczelinami i dziurami w preparacie. Fig. 5, tabl. XIX sporządzona także pod immersją przedstawia kollinit (ciemno-szary) i fuzynit (biały). W środku figury widoczny jest wydłużony, ciemno-szary fragment telinitu o wyraźnej budowie komórkowej; barwa tego telinitu jest prawie taka sama jak barwa kollinitu.

Mikroskopowe badania klarytu występującego w pokładzie Otto wykazały, że składa się on przede wszystkim z kollinitu, czasem zawiera tylko nieznaczny procent drobnych fragmentów tkanek drzewnych, zachowanych częściej jako fuzynit, rzadziej natomiast jako telinit. W czasie badań petrograficznych mikroskopowych węgla pokładu Otto nie można było znaleźć potwierdzenia spostrzeżeń E. S t a c h a, by ciasto klarytu składało się w głównej mierze z drobnych fragmentów telinitu, i by kollinit odgrywał w tym cieście podrzędną rolę.

h. Telinit.

Ten składnik mikroskopowy węgla wedle starej nomenklatury nazywano witrytem o wyraźnie zachowanej budowie komórkowej (Provitrit, Xylain), w odróżnieniu od witrytu bezpostaciowego (Euvitrit, Vitrain). Obecnie, jak to zazna-

czono wyżej (przy kollinicie), prawie wszyscy petrografowie węglowi przyznają, że samoistnych warstewek witrytu bezpostaciowego w węglu kamiennym nie ma, że witryt zawsze posiada budowę komórkową. Nie zawsze jednak zwykłe polerowanie wystarcza do uwidocznienia tej budowy, tylko trzeba zastosować odpowiednie metody badań (immersja, wytrawianie, promienie infraczerwone). Mając to na uwadze można powiedzieć, że telinit odpowiada pojęciu witrytu w ogóle.

Dawniej przypuszczano, że telinit (witryt) zbudowany jest wyłącznie z tkanek drewna. Jednak szczegółowe badania petrograficzne mikroskopowe węgli kamiennych wykazały, że i inne tkanki mogą stanowić telinit, chociaż niewątpliwie główna masa telinitu powstała z tkanek drewna. Niektórzy badacze wprowadzili osobne nazwy na telinity powstałe z różnych tkanek:

ksylinit — telinit powstały z tkanki drewna
suberynit — telinit powstały z tkanki korkowej
peryblinit — telinit powstały z tkanki kory
fylowitryt — telinit powstały z tkanki mezofylu liści.

W węglu pokładu Otto telinit nie jest wprawdzie obficie wykształcony; można jednak w nim wyróżnić szereg typów. Telinit może powstawać w dwojaki sposób, a mianowicie tak, iż dana tkanka roślinna, która daje początek witrytowi zostaje w czasie procesu uwęglenia tak zgnieciona, że ściany komórek ściśle stykają się ze sobą (lub też są nieco wypełnione pierwotnymi zawartościami komórkowymi). Ten wypadek przedstawiony jest na tabl. XIX, fig. 6, gdzie widoczne są wyraźnie sprasowane wydłużone komórki, które w górnej części szczelnie przylegają do siebie, w dolnej zaś części nieco są wypełnione. Podobny obraz obserwujemy także na tabl. XIX, fig. 7. Tu tylko środkowa część posiada wyraźnie widoczne wydłużone komórki nieco wypełnione. W części dolnej i górnej ścianki komórek tak szczelnie stykają się z sobą, że zarysy ich nie są widoczne (w tym wypadku jedynie wytrawianie może uwidocznić budowę komórkową).

Przy pierwszym dopiero co opisanym sposobie powstawania telinitu tylko sama tkanka, którą obecnie obserwujemy jako telinit dostarczyła materiału do jego powstania. Przy drugim sposobie powstawania, właściwa tkanka roślinna sta-

nowi tylko szkielet, większość zaś substancji obecnie tworzącej telinit została dostarczona z zewnątrz, tworząc wypełnienie przestworów komórkowych. Oczywiście musiała istnieć pewna różnica między składem chemicznym substancji wypełniającej komórki, a składem chemicznym substancji tworzącej ścianki komórek. Różnica ta jest na ogół wystarczająca, aby przez zwykłe polerowanie spowodować relief umożliwiający obserwowanie tej budowy komórkowej pod mikroskopem.

Stwierdzenie, że telinit może powstawać w dwojaki sposób, zgadza się z wynikami osiągniętymi przez P o t o n i é g o i B o s e n i c k a [37] na podstawie badań, głównie chemicznych, dwóch pokładów należących do grupy węgli gazowo-płomiennych i gazowych. Badacze powyżsi znaleźli, że warstewki witrytu występujące w jednym i tym samym kawałku węgla mogą posiadać różną zawartość części lotnych (różnice dochodzą do 9%). Na tej podstawie P o t o n i é dochodzi do wniosku, że muszą istnieć przynajmniej dwa rodzaje witrytu (telinitu): 1) o wysokiej zawartości części lotnych, 2) o niskiej zawartości.

Biorąc pod uwagę powstanie tych dwóch rodzajów telinitu, które zostały stwierdzone w węglu pokładu Otto, można przewidzieć, że telinit powstały tylko przez ściśnięcie tkanek roślinnych będzie zawierał mniej części lotnych niż telinit powstały przez wypełnienie kollinitem światła tkanek. Kollinit bowiem jest produktem rozkładu wszystkich szczątków roślinnych z których powstał dany węgiel. Ponieważ węgle gazowo-płomienne należą do typu węgli sporowych, więc kollinit tych węgli będzie zawierać dużo materiału sporowego, a, co zatem idzie, wysoką zawartość części lotnych. Tkanki roślinne z których powstaje telinit (głównie drewno) są zbudowane przeważnie z ligniny, która zawiera znacznie mniej części lotnych niż spory i wskutek tego telinit powstały tylko przez sprasowanie tkanek (bez dostawy kollinitu z zewnątrz) powinien zawierać mniej części lotnych niż telinit powstały przez impregnację tkanek roślinnych przez kollinit.

Telinit powstały przez sprasowanie tkanek drewna winien mieć w danym pokładzie mniej więcej stały skład chemiczny i stałą zawartość części lotnych. Warstewki zaś telinitu powstałe przez wypełnienie tkanek kollinitem mogą mieć

różny skład chemiczny w zależności od proporcji w jakiej różne tkanki roślinne weszły w skład kollinitu. Dlatego też zastrzeżenie P o t o n i é g o co do „przynajmniej dwóch rodzajów witrytu“ (telinitu) jest zupełnie słuszne, gdyż w zależności od zmiennego składu kollinitu może istnieć więcej rodzajów telinitu.

W węglach typu gazowo-płomiennych, charakteryzujących się dużą zawartości spor, kollinit i część telinitu odznacza się wysoką zawartością części lotnych, prawie dorównującą eksynitowi. Dlatego też zawartość części lotnych w durytach i witrytach węgli tego typu jest prawie jednakowa, jak to w wypadku pokładu Bismark stwierdził P o t o n i é. Podobnie też i badania chemiczne różnych partyj pokładu Otto stwierdziły, że posiadają one bardzo mało różniące się od siebie zawartości części lotnych, pomimo iż ich skład petrograficzny (głównie zawartość telinitu, eksynitu i kollinitu ulega nieraz znacznym wahaniom).

Bardzo rzadko mamy do czynienia z takim dobrym zachowaniem budowy drzewnej jak to przedstawiono na tabl. XIX, fig. 8 i 9; komórki widoczne na tych figurach są stosunkowo mało zdeformowane. Bardzo wyraźne spłaszczenie komórek, możemy obserwować na tabl. XIX, fig. 10. Sfałdowanie i zgniecenie tkanek można spostrzec na fig. 1, tabl. XX, gdzie być może mamy do czynienia z przyrostem rocznym drewna.

Fig. 2 na tabl. XX przedstawia warstewkę telinitu, gdzie jedynie na nieznacznej części budowa komórkowa została zachowana, gdyż tylko tu widoczne tkanki zostały przed zgnieceniem wypełnione substancją kollinitową z zewnątrz. Podobny obraz obserwujemy na tabl. XX, fig. 3, gdzie pewne grupy tkanek są wypełnione całkowicie kollinitem, inne są wypełnione częściowo, a pozostałe nie były wypełnione zupełnie, lecz zostały ściśnięte i budowa komórkowa w tych miejscach jest zatarta.

Poprzednio (patrz str. 707) opisano wypełnienie przez substancję żywiczną tkanek zachowanych jako telinit.

Suberynit czyli telinit powstały z tkanki korkowej należy do rzadkości w badanym węglu. Jedyny suberynit, jaki spostrzeżono, przedstawiony jest na tabl. XX, fig. 4, gdzie widoczny jest prawdopodobnie całkowity przekrój tkanki kor-

kowej małej gałązki, która w trakcie procesu uwęglenia uległa zgnieceniu. Fragment budowy tej tkanki przy znaczniejszym powiększeniu można obserwować na następnej figurze (fig. 5); charakterystyczne dla tkanki korkowej równoległe pasy komórek zaznaczają się tutaj doskonale.

Fylinit czyli telinit powstały z tkanek mezofylu liści (S t a c h nazywa go fylowitrytem) opisany został wyżej (patrz str. 706).

Telinit w badanym węglu tworzy na ogół dobrze odgraniczające się długie warstewki widoczne nawet przy pomocy nieuzbrojonego oka (jest to tak zwany przez T h i e s s e n a „solid antraxylon"). Oprócz tych stosunkowo grubych warstewek występują bardzo cienkie warstewki telinitu widoczne tylko przy znaczniejszym powiększeniu pod mikroskopem („fibrous antraxylon" T h i e s s e n a). Oprócz tych dwóch rodzajów telinitu niekiedy w durycie występują małe soczewkowate skupienia telinitu bez widocznej struktury, będące prawdopodobnie przekrojem małych gałązek. Taką soczewkę telinitu pokazano na fig. 6, tabl. XX.

i. Fuzynit.

Fuzynit badany pod mikroskopem przy pomocy obiektywów zwykłych różni się od telinitu przede wszystkim barwą, gdyż posiada, bardzo wyraźny jasno-żółtawy odcień, którego szary telinit nie posiada. Badany pod immersją fuzynit nie zmienia swej barwy i posiada bardzo wysoką zdolność refleksyjną, gdyż jest nieprzeźroczysty w przeciwieństwie do przeźroczystego telinitu, którego barwa pod immersją staje się ciemno-szarą i zdolność refleksyjna także znacznie obniża się. Twardość fuzynitu jest znacznie większa od twardości telinitu, w ogóle fuzynit należy do najtwardszych składników mikroskopowych węgla, co też jest powodem jego bardzo wysokiego reliefu.

Fuzynit normalnie posiada bardzo wyraźną budowę komórkową i puste przestrzenie komórkowe (tabl. XX, fig. 8). Niekiedy ścianki komórek fuzynitu są bardzo grube i światło komórek posiada bardzo nieznaczne wymiary (fig. 9). Fuzynit na ogół poleruje się bardzo dobrze czasem jednak jest on tak kruchy, że nie daje się polerować. Taki kruchy fuzynit pokazano na tabl. XX, fig. 10, gdzie w górnej części figury

pewne partie fuzynitu udało się częściowo wypolerować, natomiast fuzynit w dolnej części figury w czasie polerowania uległ bardzo intensywnemu pokruszeniu.

W węglu pokładu Otto występuje także fuzynit bardzo cienkościenny, jak to można obserwować na fig. 1, tabl. XXI. Pod wpływem ciśnienia bocznego w czasie procesów uwęglenia fuzynit ulega pokruszeniu, taka brekcja fuzynitowa przedstawiona jest na fig. 2. Fig. 3, tabl. XXI przedstawia pokruszony fuzynit zlepiony substancją kaolinowo-ilastą zaś fig. 4, zlepiony kalcytem.

Bardzo często światło komórek fuzynitu wypełnione jest substancjami mineralnymi nieorganicznymi (patrz wyżej str. 712). Jednak nie tylko te substancje mineralne mogą wypełniać puste komórki fuzynitu, lecz także i kollinit, jak to można obserwować na fig. 5, tabl. XXI. Fuzynit tutaj posiada barwę prawie białą, kollinitowa masa wypełniająca komórki ma barwę szarą, zaś puste komórki nie wypełnione telinitem są czarne. Na fig. 6, pokazano powiększony fragment poprzedniej figury zdjęty przy pomocy obiektywu immersyjnego. W immersji barwa fuzynitu nie uległa zmianie, natomiast kollinit posiada barwę ciemno-szarą (ciemniejszą niż bez immersji).

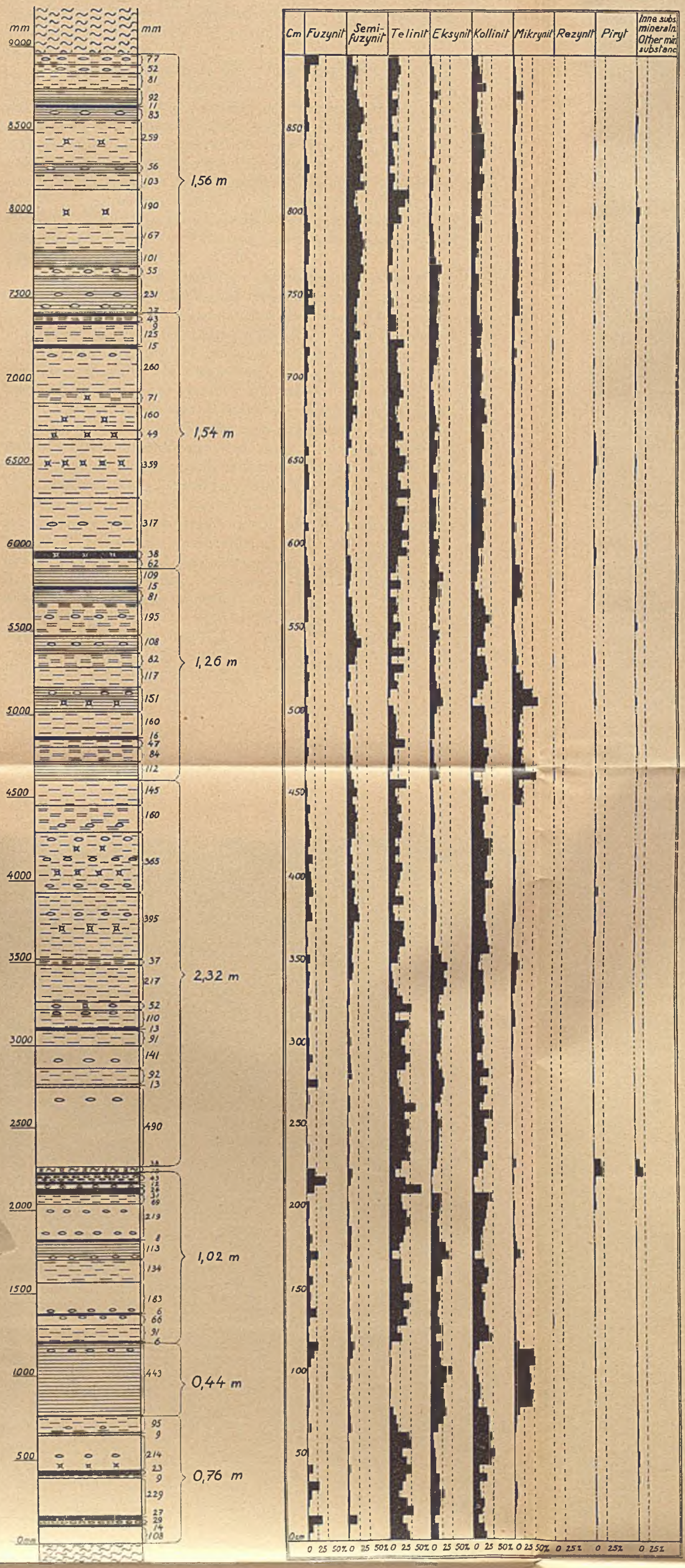
VII. Badania mikroskopowe ilościowe.

Analizę petrograficzną ilościową pokładu Otto wykonano przy pomocy mikroskopu uniwersalnego firmy E. L e i t z, Wetzlar, „Panphot". Szlify oglądano przy pomocy tubusu binokularnego o okularach posiadających powiększenie własne 8-miokrotne i przy pomocy obiektywu immersyjnego o powiększeniu własnym 22-krotnym, co w rezultacie dawało ogólne powiększenie 176-krotne.

Poszczególne szlify z całej miąższości pokładu umieszczano na stoliczku specjalnie skonstruowanym do analizy petrograficznej ilościowej węgla przez dr F. L. K ü h l w e i n a i oznaczano zawartość procentową składników mikroskopowych węgla w każdym polu widzenia wzdłuż linii przechodzącej przez całą miąższość danego szlifu. Ponieważ średnica pola widzenia przy tym powiększeniu wynosila 0,57 mm, więc przeprowadzając szczegółową analizę mikroskopową pokładu Otto o miąższości 8,96 m trzeba było

Przekrój megaskopowy
Megascopic profile

Przekrój mikroskopowy
Microscopic profile



LEGENDA :

łupek shale · piryt pyrite · witryt vitrain · fuzyt fusain · duryt grubo-pasemkowaty coarsely banded durain · duryt drobno-pasemkowaty finely banded durain · duryt mikro-pasemkowaty micro-banded durain · zbity duryt solid durain

Fig III. Przekrój megaskopowy i mikroskopowy pokładu Otto. — Megascopic and microscopic profile of the Otto coal seam.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach

okrągło w 15 tysiącach pól widzenia określić procentowo składniki mikroskopowe węgla. Żmudność powyższej analizy petrograficznej ilustruje fakt, że na określenie procentowej zawartości składników petrograficznych w piętnastu tysiącach pól widzenia zużyto 480 godzin pracy, czyli 60 dni pracy po 8 godzin dziennie.

Dalszą czynnością było obliczenie, na podstawie zebranych danych, średniej zawartości procentowej składników mikroskopowych węgla w każdej pięciocentymentrowej warstwie przez całą miąższość pokładu. Samo to przeliczanie wykonane przy pomocy maszyny do liczenia zabrało 300 godzin czasu t. j. 38 dni pracy po 8 godzin dziennie.

Załączona tabela Nr. 1 przedstawia właśnie wynik powyższego przeliczenia, a na fig. III (z prawej strony) przedstawiono na wykresie zmianę procentowych zawartości poszczególnych składników w 5-cio cm warstewkach pokładu od spągu (5) do stropu (896).

Wyniki badania mikroskopowego ilościowego podkreślają jeszcze bardziej wyniki badań megaskopowych, stwierdzając dosyć jednorodne wykształcenie pokładu Otto na całej miąższości od stropu do spągu i łagodne na ogół przejścia od warstwy do warstwy. W budowie petrograficznej pokładu Otto trzy składniki odgrywają dominującą rolę: telinit, eksynit i kollinit. Fuzynit odgrywa stosunkowo podrzędną rolę, tylko niektóre warstewki wykazują specjalnie wysoką zawartość tego składnika. Bardzo nieoczekiwanym było stwierdzenie faktu, że mikrynit występuje w całym pokładzie w stosunkowo nieznacznych ilościach. Jedynie w tych partiach pokładu, które charakteryzują się występowaniem durytu zbitego, zawartość mikrynitu jest stosunkowo wysoka, dochodząc w pewnych warstewkach prawie aż do 70%. Ciekawym jest również stwierdzenie, że partie obfitujące w mikrynit charakteryzują się jednocześnie wyższą niż przeciętnie zawartością eksynitu. Obserwacja powyższa potwierdza związek, jaki istnieje pomiędzy sporami a mikrynitem właściwym (patrz str. 700). Semifuzynit odgrywa bardzo podrzędną rolę w dolnej połowie pokładu. W środkowej części pokładu zawartość jego rośnie, a w górnej części semifuzynit staje się najobficiej występującym składnikiem.

Tabela Nr. 1. Zawartość procentowa składników mikroskopowych w każdych 5 cm całkowitej miąższości pokładu „Otto" od spągu (5) do stropu (896).

Table No. 1. Microscopical composition (in per cent) of each 5 cm of the total thickness of the „Otto" coal seam from the footwall (5) to the hanging wall (896).

cm	Fuzynit *Fusinite*	Semifuzynit *Semifusinite*	Telinit *Telinite*	Eksynit *Exinite*	Kollinit *Collinite*	Mikrynit *Micrinite*	Rezynit *Resinite*	Piryt *Pyrite*	Inne substancje mineralne *Other mineral substances*
896	32,1	14,9	26,1	5,9	15,7	5,3			
890	11,4	21,4	30,6	9,2	19,3	7,7		0,1	0,3
885	8,5	20,4	22,2	13,4	24,6	10,1		0,4	0,5
880	3,6	17,7	20,4	10,5	38,7	7,5		0,4	1,2
875	7,0	24,1	10,5	17,2	14,0	26,0		0,1	1,0
870	9,9	30,5	23,6	7,3	16,5	8,8		0,3	3,1
865	4,4	39,6	21,1	13,0	12,8	9,1			
860	5,8	41,8	8,2	11,5	17,6	10,9		1,1	3,1
855	11,1	34,5	10,0	13,1	23,0	6,0			2,3
850	3,1	26,1	24,1	8,7	32,7	5,1			0,2
845	0,5	37,2	9,4	13,5	31,6	6,5		1,3	
840	2,9	35,1	11,4	10,8	33,6	5,8		0,4	
835	5,1	37,6	15,5	6,3	26,2	9,3			
830	11,4	39,8	4,1	14,2	20,2	10,2			0,1
825	5,3	33,2	14,6	6,3	32,3	8,0		0,2	0,1
820	4,3	42,9	11,7	6,8	27,1	7,2			
815	3,4	19,1	51,1	3,1	15,3	3,9			4,1
810	3,8	18,6	41,1	6,1	24,2	6,1			0,1
805	4,1	27,4	24,1	5,1	22,2	7,2		0,3	9,6
800	5,3	35,4	31,2	3,6	11,0	6,2			7,3
795	12,7	32,9	12,1	7,1	25,7	9,1			0,4
790	7,1	38,3	11,7	9,6	18,1	12,2		0,1	2,9
785	11,3	43,1	6,4	13,7	13,7	11,8		0,1	0,2
780	11,8	38,2	10,7	11,1	16,9	9,5		0,3	1,5
775	9,9	34,9	10,1	15,6	10,9	18,3		0,2	0,1
770	2,9	41,6	1,5	28,1	10,1	15,6		0,2	
765	4,3	33,7	7,8	21,3	17,8	15,1			
760	8,1	28,8	5,5	22,4	17,7	13,6		0,5	3,4
755	18,3	29,8	6,0	20,4	13,2	12,0		0,3	
750	11,3	27,0	12,9	19,4	13,8	15,6			
745	23,6	19,6	8,0	17,1	14,7	16,7			0,3
740	7,7	25,9	21,7	17,1	29,8	5,3		1,5	
735	3,1	21,5	22,7	20,3	26,2	6,2			
730	6,5	34,1	5,6	19,8	25,7	8,3			

cm	Fuzynit *Fusinite*	Semifuzynit *Semifusinite*	Telinit *Telinite*	Eksynit *Exinite*	Kollinit *Collinite*	Mikrynit *Micrinite*	Rezynit *Resinite*	Piryt *Pyrite*	Inne substancje mineralne *Other mineral substances*
725	1,7	18,4	37,9	15,5	23,1	3,3	0,2		
720	12,0	23,4	21,6	19,3	13,5	10,0			0,2
715	6,95	22,06	19,77	17,51	28,49	4,82		0,11	0,29
710	9,34	26,94	22,64	8,10	25,97	6,60			0,41
705	6,24	21,93	29,13	6,18	28,90	7,56			0,06
700	4,1	27,7	29,8	3,8	25,3	6,5			2,8
695	6,2	17,4	36,5	11,9	22,6	4,9	0,1	0,4	
690	6,3	14,2	27,1	11,6	35,1	5,7			
685	2,0	26,9	18,3	14,3	32,8	5,7			
680	7,0	15,5	19,9	15,1	37,0	5,5			
675	4,7	13,5	28,4	21,3	26,4	5,7			
670	3,6	7,6	36,7	13,8	31,0	5,8		1,5	
665	5,5	13,8	18,7	22,1	30,4	4,8		4,7	
660	10,1	3,9	27,9	18,0	26,8	6,7		5,5	
655	1,8	0,6	42,1	14,7	27,9	2,8		9,6	0,5
650	8,6	7,1	39,8	9,2	29,5	3,0		2,6	0,1
645	11,2	4,7	23,6	20,9	32,1	7,0	0,1	0,4	
640	9,4	4,9	30,2	16,8	31,4	6,6	0,7		
635	5,8	4,1	52,7	8,4	26,5	2,5			
630	6,1	7,7	20,4	24,5	35,8	5,5			
625	6,1	1,8	40,5	15,7	31,1	4,7			
620	4,0	2,9	38,8	17,6	31,6	4,7	0,4		
615	10,2	4,3	34,9	15,2	27,6	7,8			
610	1,5	1,3	47,6	11,0	33,5	3,5	0,1	1,5	
605	2,8	6,2	32,8	21,7	30,5	5,8		0,1	0,1
600	4,9	1,8	44,1	19,5	16,6	8,7		4,1	0,3
595	8,6	11,2	23,4	15,9	30,6	7,2		3,1	
590	10,5	12,6	19,9	21,9	17,4	17,5			0,1
585	10,6	11,9	5,4	33,1	14,6	24,1		0,3	
580	13,9	7,8	31,1	19,1	10,1	17,4	0,1	0,2	0,2
575	16,7	6,4	5,5	27,8	18,6	24,6		0,1	0,3
570	8,9	15,4	18,4	14,1	31,4	11,8		0,1	
565	8,8	14,4	23,6	13,6	34,6	4,5		0,5	
560	9,4	15,6	11,5	14,4	42,4	6,5	0,1		0,1
555	1,4	17,8	30,3	8,4	34,2	3,0	0,1		4,8
550	1,8	23,7	18,5	21,2	29,1	5,7			
545	2,2	35,2	9,8	13,3	32,4	6,2			0,9
540	3,4	25,6	37,5	11,8	13,7	7,9		0,1	
535	7,9	21,7	8,6	14,6	33,2	12,4	0,4	1,2	
530	5,8	4,7	36,1	9,9	35,9	7,6			
525	10,2	8,0	14,6	13,4	37,2	16,6			

cm	Fuzynit *Fusinite*	Semifuzynit *Semifusinite*	Telinit *Telinite*	Eksynit *Exinite*	Kollinit *Collinite*	Mikrynit *Micrinite*	Rezynit *Resinite*	Piryt *Pyrite*	Inne substancje mineralne *Other mineral substances*
520	7,4	2,9	20,4	14,7	28,9	25,5		0,1	0,1
515	7,5	3,4	3,7	25,2	13,6	46,2		0,4	
510	1,3			29,1	3,3	62,4		2,7	1,2
505	6,1	10,9	11,1	19,1	29,6	23,2			
500	8,1	14,9	17,1	10,2	34,6	15,1			0,1
495	7,3	14,9	19,6	9,4	34,8	12,9		0,9	0,2
490	10,4	7,7	17,2	9,5	35,1	19,5		0,1	0,5
485	5,3	8,5	39,7	6,3	29,0	10,8		0,1	0,3
480	7,2	8,7	13,1	9,4	38,4	19,8		0,2	3,2
475	5,8	13,7	15,4	9,7	36,6	18,0		0,8	
470	2,8	9,0	11,2	15,8	32,1	29,1			
465	1,4	10,5	3,5	24,1	3,5	54,5	0,5	2,0	0,1
460	2,4	16,2	42,1	5,2	21,4	12,6		0,1	
455	5,7	22,9	15,2	7,7	23,7	24,7		0,1	
450	2,6	13,3	19,2	8,9	38,8	17,1	0,1		
445	10,6	20,2	29,6	9,4	26,8	3,3			0,1
440	6,7	23,3	23,6	11,4	30,9	3,9		0,2	
435	7,5	21,1	31,7	9,7	26,1	2,2		1,6	
430	12,5	21,2	28,1	6,4	28,5	3,3			
425	11,7	11,8	14,4	11,7	48,5	1,8		0,1	
420	4,9	8,7	25,2	11,4	44,0	1,2		4,4	0,2
415	16,8	11,5	14,7	15,5	34,9	6,5		0,1	
410	7,7	10,2	32,2	6,8	35,3	2,1		5,5	0,2
405	12,4	16,8	26,5	10,2	30,3	2,0		1,8	
400	13,1	11,1	19,8	8,1	45,0	2,8		0,1	
395	16,6	16,9	15,9	9,0	30,5	3,0		7,2	0,9
390	6,6	15,9	34,2	9,7	30,7	2,9			
385	11,7	24,8	10,0	13,3	30,9	5,4		3,9	
380	14,3	26,5	13,1	12,8	26,6	5,2		1,5	
375	1,3	15,1	37,6	9,8	32,6	1,4		2,2	
370	3,2	14,9	32,4	10,3	34,8	0,9		3,5	
365	4,1	12,2	36,8	8,7	37,0	1,1			0,1
360	2,7	11,8	23,3	17,4	43,3	1,5			0,1
355	11,2	10,7	19,1	25,5	19,5	13,7		0,3	
350	6,2	13,2	4,2	39,9	17,9	18,6			0,1
345	8,3	11,1	7,0	33,6	29,5	9,6		0,9	
340	7,6	3,8	9,8	39,2	29,7	9,9			
335	4,4	5,6	18,4	32,1	32,1	7,3		0,1	
330	11,5	4,5	32,2	21,2	28,2	1,7		0,4	0,3
325	6,8	1,3	52,5	19,3	17,2	2,8		0,1	0,1
320	9,9	3,1	12,9	33,9	32,8	7,4			

cm	Fuzynit *Fusinite*	Semifuzynit *Semifusinite*	Telinit *Telinite*	Eksynit *Exinite*	Kollinit *Collinite*	Mikrynit *Micrinite*	Rezynit *Resinite*	Piryt *Pyrite*	Inne substancje mineralne *Other mineral substances*
315	5,6	1,9	44,8	18,2	21,0	8,2		0,2	0,1
310	5,7	3,9	36,7	25,2	26,9	1,0		0,5	0,1
305	7,5	7,4	28,1	24,3	30,5	2,1		0,1	
300	6,6	4,7	37,7	23,9	25,6	1,5			
295	15,3	5,3	50,4	14,6	13,4	0,9		0,1	
290	7,7	6,8	38,3	18,3	27,7	1,2			
285	2,2	8,9	18,7	26,1	41,9	2,1		0,1	
280	27,7	1,1	19,2	29,3	20,8	1,6		0,1	0,2
275	1,4	0,8	33,1	27,1	37,2	0,4			
270	7,5	4,7	35,8	22,4	28,9	0,2		0,3	0,2
265	1,1	4,6	64,9	9,7	19,0	0,4		0,2	0,1
260	0,1	0,1	35,7	14,9	49,1	0,1		0,1	0,1
255		0,1	45,4	25,5	28,8	0,1		0,1	
250	2,6	6,1	41,5	16,9	31,8	0,1		0,4	0,1
245	0,3	1,6	49,5	16,8	31,7	0,1			
240	6,7	5,5	44,0	16,4	26,9	0,1		0,3	0,1
235	1,3	1,9	46,5	13,8	35,9	0,2		0,2	0.2
230	1,6	1,6	27,1	12,5	24,6	6,4		17,1	9,1
225	21,1	9,1	13,4	2,2	13,2	0,2		22,8	18,0
220	45,3	7,1	37,5	0,9	1,9	1,1		3,8	2,4
215	17,9	0,4	75,1	1,8	4,1			0,5	0,2
210		0,8	28,1	22,5	44,6			3,8	0,2
205	4,7	3,0	31,1	21,2	33,8	2,1		4,1	
200	4,4	3,8	39,3	18,2	32,5	1,6			0,2
195	4,1	2,3	49,9	14,5	29,0	0,2			
190	8,2	9,4	36,7	18,1	25,2	1,9		0,2	0,3
185	13,4	7,6	33,9	18,9	21,5	4,2			0,5
180	7,8	7,1	22,4	33,1	21,7	7,7		0,1	0,1
175	26,9	4,8	5,9	40,3	5,8	15,9		0,2	0,2
170	8,4	8,9	26,9	24,3	26,2	4,9		0,2	0,2
165	5,4	2,6	26,5	27,8	36,1	1,4		0,1	0,1
160	14,1	7,7	29,7	12,3	34,9	1,1		0,1	0,1
155	8,1	3,6	53,9	11,7	21,1	1,1		0,3	0,1
150	11,1	4,7	33,5	20,2	29,0	1,1		0,1	0,3
145	8,4	2,7	45,2	15,6	25.8	1,8		0,2	0,3
140	22,6	3,5	32,2	14,9	25,1	1,1	0,1	0,2	0,4
135	6,8	5,6	41,3	17,2	26,4	2,3	0,4		0,2
130	3,6	9,1	17,2	26,7	38,6	4,6			0,2
125	4,7	6,9	28,3	10,5	45,1	4,4			0,1
120	27,1	15,6	2,1	26,6	15,8	12,7		0,1	
115	16,2	11,4	0,3	17,1	4,6	29,1		0,2	1,1

cm	Fuzynit *Fusinite*	Semifuzynit *Semifusinite*	Telinit *Telinite*	Eksynit *Exinite*	Kollinit *Collinite*	Mikrynit *Micrinite*	Rezynit *Resinite*	Piryt *Pyrite*	Inne substancje mineralne *Other mineral substances*
110	10,6	4,1	3,2	22,0	4,1	53,0		2,1	0,9
105	2,8	1,2	2,4	48,3	7,4	37,4		0,3	0,2
100	2,9	6,9	0,9	35,2	12,7	41,2			0,2
95	7,7	4,1	2,4	38,3	16,5	40,2		0,2	0,6
90	4,6	3,0	1,0	27,4	16,5	46,8		0,1	0,6
85	6,2	5,4	0,1	31,8	12,1	43,6			0,7
80	3,7	3,5	8,7	35,9	33,3	13,7		0,1	1,1
75	1,5	5,4	16,7	28,1	41,8	5,7		0,1	0,7
70	12,0	8,2	21,5	14,6	37,8	4,2		0,6	1,1
65	0,1	0,7	47,5	6,1	44,2	0,3		0,2	0,9
60	0,5	1,7	49,4	5,6	41,8	0,2		0,3	0,5
55	4,5	1,3	29,0	9,1	52,6	0,6		0,6	2,3
50	0,5	0,9	42,3	11,3	43,4	0,3			1,3
45	14,4	8,7	49,8	10,1	16,1	0,5			0,6
40	3,3	1,1	38,9	20,3	33,3	0,3		0,2	2,6
35	27,6	1,3	29,5	18,2	16,2	6,4		0,1	0,7
30	13,7	7,3	20,8	32,1	18,5	8,2			0,4
25	3,0	3,8	41,7	21,3	26,6	3,6		0,1	
20	0,3	1,4	56,7	19,2	21,2	1,1		0,1	0,1
15	32,2	19,3	28,5	6,7	11,9	0,2		1,1	0,1
10	11,9	2,7	39,5	17,6	27,1	0,7			0,5
5	1,4	0,8	46,3	19,3	30,9	0,6		0,1	0,6

Zawartość rezynitu, pirytu i innych substancyj mineralnych nieorganicznych jest stosunkowo bardzo nieznaczna; ponieważ jednak te składniki mikroskopowe węgla nie występują w węglu w formie warstewek, lecz są bardzo nieregularnie rozdzielone w całej masie węgla, więc stosowany sposób obliczenia średniej zawartości tych składników nie jest ścisły (można go stosować jedynie do składników występujących warstewkami). Wskutek tego w odniesieniu do rezynitu, pirytu i innych substancyj mineralnych nie otrzymano obrazu rzeczywistych stosunków procentowych, tym nie mniej jednak osiągnięto wystarczające przybliżenie tych stosunków.

Na podstawie powyższych wykresów (za wyjątkiem wykresu mikrynitu) trudno byłoby pokusić się na wyróżnienie

w pokładzie Otto jakichkolwiek większych kompleksów warstw o charakterystycznym składzie mikroskopowym. Jednakowoż z wykresu mikrynitu widać, że przeprowadzony na profilu megaskopowym podział na partie o miąższości wahającej się od 0,44 m do 2,32 m posiada pewne uzasadnienie, gdyż podobne kompleksy możnaby wydzielić na podstawie procentowej zawartości mikrynitu w badanym pokładzie.

Tabela Nr. 2 Zawartość procentowa składników mikroskopowych w każdym metrze całkowitej miąższości pokładu Otto od spągu (1) do stropu (9).

Table No. 2 Microscopic composition (in per cent) of each meter of the total thickness of Otto coal seam from the footwall (1) to the hanging wall (9).

m	Fuzynit *Fusinite*	Semifuzynit *Semifusinite*	Telinit *Telinite*	Eksynit *Exinite*	Kollinit *Collinite*	Mikrynit *Micrinite*	Piryt *Pyrite*	Inne substancje mineralne *Other mineral substances*
9	7,2	29,6	20,0	9,6	23,6	8,7	0,2	1,4
8	9,0	29,9	15,6	15,9	18,8	10,5	0,2	0,1
7	5,9	9,3	32,3	15,5	30,2	5,3	1,3	0,2
6	7,4	12,6	18,7	18,0	25,4	17,0	0,6	0,3
5	7,5	14,3	22,0	10,4	31,6	13,0	0,9	0,3
4	8,0	10,8	24,3	20,8	29,9	5,3	0,1	0,8
3	8,6	3,7	38,7	16,8	27,0	1,0	2,7	0,3
2	10,8	6,1	26,5	21,9	23,8	10,4	0,2	0,3
1	7,6	4,5	29,1	19,5	27,7	10,9	0,2	0,5
średnia - average	7,9	13,4	25,2	16,5	26,5	9,1	0,7	0,7

Cyfry zebrane w tabeli Nr. 1 posłużyły do ułożenia tabeli Nr. 2, podającej średnią zawartość procentową składników mikroskopowych w dziewięciu warstwach o miąższości 1 m przez całą miąższość pokładu od spągu do stropu. Tabela Nr. 2, przedstawiona jest graficznie na fig. IV. Jak wynika z fig. IV, przeciętne zawartości poszczególnych składników mikroskopowych w odcinkach jednometrowych różnią się wcale znacznie, gdyż te składniki wykazują wahania dochodzące do 50% i więcej. Najbardziej jednorodnie rozmieszczony jest w całym pokładzie fuzynit, lecz nawet i zawartość fuzynitu minimalna wynosi 5,89%, zaś zawartość maksy-

malna 10,73%. Bardzo znaczną zmienność wykazuje semifuzynit, gdyż zawartość tego składnika w poszczególnych warstwach zmienia się od 3,70% do 29,88%. Zawartość telinitu na ogół jednostajnie maleje od spągu do stropu, lecz i tutaj wahania przekraczają 50% (15,26% do 38,65%). Zawartość eksynitu wzrasta nieznacznie od spągu do środka pokładu,

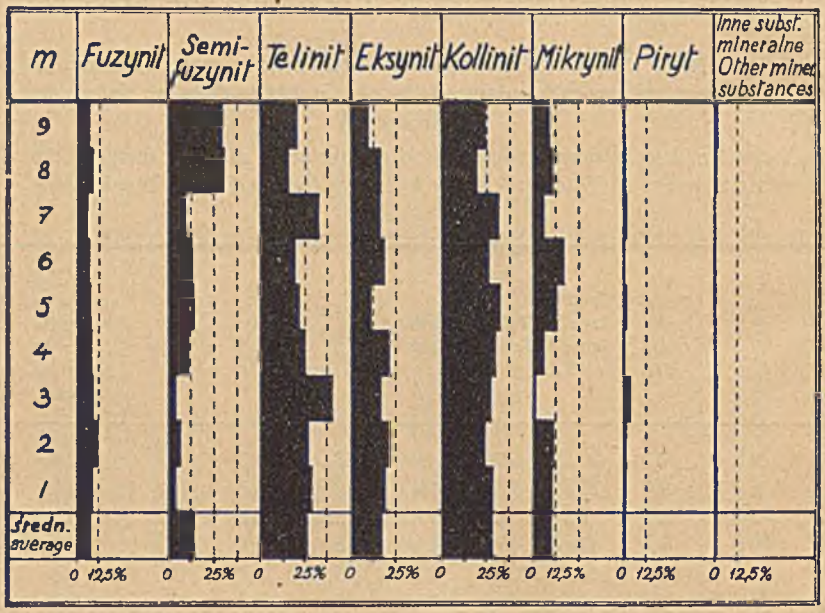


Fig. IV. Zawartość procentowa składników mikroskopowych w każdym metrze całkowitej miąższości pokładu Otto od spągu (1) do stropu (9). — Microscopic composition (in per cent) of each meter of the total thickness of Otto coal seam from the footwall (1) to the hanging wall (9).

po czym maleje nieco w pobliżu stropu pokładu (maksymalna zawartość eksynitu 21,9%, minimalna 9,59%). Kollinit wykazuje najmniejsze wahania (31,65%—18,81%).

Przebieg wykresu mikrynitu odpowiada na ogół wykresowi eksynitu: wzrastanie od spągu do środka pokładu i zmniejszanie się ku stropowi (maksimum 16,95%, minimum 0,97%).

Analiza powyższego profilu mikroskopowego pozwala wysnuć pewne wnioski. Pokład Otto badany megaskopowo w kopalni robi wrażenie pokładu jednorodnego. Dopiero wykonanie szlifów polerowanych z całej miąższości pokładu,

i sporządzenie profilu megaskopowego na podstawie zbadania tych szlifów pozwoliło na wyróżnienie pewnych większych ławic nie różniących się na ogół zbytnio od siebie. Gdyby ktoś zadowolił się jedynie stwierdzeniem na dole w kopalni, że pokład Otto jest jednorodny i badania mikroskopowe przeprowadził tylko na pewnej partii pokładu, którąby uznał za przeciętną całego pokładu, i która miałaby nawet miąższość 1 m, to otrzymałby wyniki różne w zależności od tego jakąby partię wybrał w tym pozornie jednorodnym pokładzie.

Nie zawsze można, na podstawie stwierdzenia, że dany pokład badany nieuzbrojonym okiem jest jednolity, wyciągać wniosek, że podobnie jednolitą będzie jego budowa mikroskopowa.

Także wydzielanie na podstawie badania megaskopowego pewnych partyj w pokładzie i branie z tych partyj drobnych fragmentów (jako przeciętnych) do analizy mikroskopowej może prowadzić do otrzymania niezgodnego z rzeczywistością składu mikroskopowego ilościowego danego pokładu węgla. Wyciąganie jakichkolwiek wniosków teoretycznych (np. geneza) i praktycznych (odnoszących się do przeróbki węgla, czy też nadawania się tego węgla do koksowania etc.) na podstawie tak obliczonego przeciętnego składu mikroskopowego może prowadzić w bardzo wielu wypadkach do mylnych rezultatów.

Jak zaznaczono wyżej, przy badaniach megaskopowych ilościowych, najbardziej jednorodną megaskopowo warstwą w badanym pokładzie jest partia durytu zbitego o miąższości 0,44 m występująca w spągu pokładu. Gdybyśmy jako przeciętną próbę tej warstwy wybrali sobie dowolny wycinek pięciocentymetrowy, to, jak to wynika z przekroju mikroskopowego tej całej warstwy (fig. III), otrzymalibyśmy bardzo różny jej przeciętny skład mikroskopowy, w zależności od tego, którą pięciocentymetrową warstwę wybralibyśmy. Oczywiście w wypadku mniej jednorodnej warstwy różnice pomiędzy składem petrograficznym obliczonym a rzeczywistym byłyby jeszcze większe.

Rezultatem powyższego rozważania jest wniosek następujący: jedynie badanie mikroskopowe szlifów polerowanych z całej miąższości pokładu węgla lub też analiza mikro-

skopowa należycie wziętej próby przeciętnej z całej miąższości pokładu może dać trwałą podstawę do wyciągania jakichkolwiek wniosków odnoszących się tak do zagadnień teoretycznych jak i praktycznych.

W dole tabeli Nr. 2 podano przeciętną zawartość składników mikroskopowych w pokładzie Otto. Cyfry te pozwalają na określenie charakteru petrograficznego pokładu Otto: dwa składniki, kollinit o zawartości 26,5% i telinit o zawartości 23,2% stanowią razem ponad 50% substancji pokładu Otto. Trzecim z kolei składnikiem jest eksynit (16,5%), czwartym semifuzynit (13,4%), a dopiero na piątym miejscu przychodzi mikrynit (9,1), bezpośrednio przed fuzynitem (7,9%).

Ostatni kongres dla stratygrafii karbonu w Heerlen nie powziął żadnych uchwał odnośnie do klasyfikacji węgli, któraby była oparta na wynikach przeprowadzonych badań mikroskopowych, biorąc jednak pod uwagę trzy dominujące składniki mikroskopowe pokładu Otto należałoby go nazwać węglem kollinitowo-telinitowo-eksynitowym.

Uderza w tym węglu stosunkowo wysoka zawartość (51,70%) składników biorących czynny dodatni udział w procesie koksowania (telinit, kollinit) w przeciwstawieniu do składników biernych (fuzynit, semifuzynit i mikrynit) wynoszących tylko 30,4%. Bardzo wysoką jest zawartość eksynitu stanowiącego 1/6 masy węgla. Udział tego składnika w procesie koksowania odgrywa bardzo ważną rolę — prawdopodobnie w sensie ujemnym. Ponieważ pomimo wysokiej zawartości telinitu i kollinitu (które decydują o spiekalności węgla) otrzymuje się koks piaszczysty z węgla pokładu Otto (patrz str. 732); więc uzasadnionym będzie wniosek, że telinit i kollinit w węglu pokładu Otto nie posiadają takiej struktury chemicznej, jaka powoduje spiekalność.

Wytworzenie odpowiedniej budowy chemicznej telinitu czy kollinitu, od której zależą własności spiekania, może być wynikiem wpływu czynników geochemicznych: ciśnienia i temperatury. Węgiel pokładu Otto, podobnie jak wszystkie inne pokłady kopalni Radzionków, nie podlegał żadnym większym wpływom czynników tektonicznych. Jest prawdopodobnym, że wskutek braku wpływu ciśnienia zewnętrznego i temperatury, węgiel ten nie mógł posunąć się odpo-

wiednio daleko w stadium procesu uwęglenia, innymi słowy nie „dojrzał“ jeszcze do typu węgla koksującego.

Rozważania powyższe oparte na materiale dostarczonym przez badania mikroskopowe pokładu Otto zdają się potwierdzać pogląd prof. S. Czarnockiego [10, 11, 12], że w Polskim Zagłębiu Węglowym decydujący wpływ na wytworzenie się węgli koksujących wywiera tektonika, a nie skład pierwotny materiału roślinnego z jakiego węgiel powstał (teoria A. Duparque'a, patrz spis lit. [17]).

Byłoby bardzo interesującym porównać skład mikroskopowy pokładu Otto należącego do typu węgli gazowo-płomiennych, ze składem węgli gazowo-płomiennych (np. Zagłębia Westfalskiego), niestety dotychczas brak jest jeszcze danych petrograficznych odnoszących się do tych węgli, któreby podawały zawartość procentową składników mikroskopowych węgla według międzynarodowej nomenklatury uchwalonej przez kongres w Heerlen. Porównanie pokładów węgli badanych według dawnych zasad, z pokładami węgli badanych szczegółowo stosując ostatnio uchwaloną nomenklaturę, nie jest możliwe ze względu na to, że trudno przeliczyć duryt i klaryt (dawne składniki petrograficzne) na mikrynit, kollinit, eksynit i rezynit.

VIII. Badania chemiczne.

Celem dokładnego scharakteryzowania badanego mikroskopowo materiału i uzyskania możności porównania rezultatów badań petrograficznych (Wykres fig. Nr. III), z rezultatami badań chemicznych, wykonano analizy techniczne i pierwiastkowe z ośmiu prób węgli, zebranych z całej miąższości pokładu Otto. Zostały one oznaczone numerami od I do VIII, wzrastającymi w kierunku od spągu do stropu pokładu. Próby powyższe zostały równocześnie zużyte do badań substancji mineralnych i do studiów nad popiołem. (Rozdział IX).

Przy wykonywaniu rozbiorów chemicznych stosowano następujące metody: części lotne oznaczano podług norm polskich w aparacie Dolińskiego, wilgoć przez wysuszanie próbki węgla w suszarce o temperaturze 107 C° przez przeciąg ½ godziny, popiół przez spalenie węgla w 800 C° w piecu elektrycznym podług norm polskich, siarkę metodą

Eschki, węgiel i wodór w piecu do spalań Denstedta, wartość opałową górną oznaczano w bombie kalorymetrycznej, a opałową dolną obliczano za pomocą wzoru Pieslaka.

Na tabeli Nr. 3, są zestawione po lewej jej stronie analizy techniczne, pierwiastkowe i wartości opałowe. Próba oznaczona numerem IX-tym jest analizą wykonaną z próby przeciętnej, zebranej z całego pokładu. Po prawej stronie tablicy są zestawione rezultaty analizy ilościowej, petrograficzno-mikroskopowej. Celem umożliwienia porównania rezultatów badań mikroskopowych z rezultatem badań chemicznych, zostały wszystkie cyfry ilustrujące rozmieszczenie ośmiu składników mikroskopowych na podstawie których została nakreślona krzywa na fig. III, zesumowane i przeliczone na ośm kolumn poziomych, które odpowiadają tym samym miąższościom ośmiu odcinków węgla z których zostały wykonane rozbiory chemiczne.

Z rozbiorów chemicznych sądząc, węgiel badany wyróżnia się zmienną, ale przy tym dość znaczną ilością siarki, średnią zawartością popiołu, znaczną tlenu i azotu. Biorąc pod uwagę pokaźną zawartość części lotnych (średnio 37,90%) i jego wartość opałową, należy go zaliczyć do grupy węgli gazowo-płomiennych, tym bardziej, że jego koks jest tak sypki, że węgiel do koksowania całkowicie się nie nadaje [1]).

Nie omawiając szczegółowo poszczególnych pozycyj cyfrowych wszystkich ośmiu analiz, ograniczymy się jedynie do zanotowania, że pokład Otto przedstawia typ węgla nader jednolitego pod względem swego składu chemicznego, a rozbiory różnią się pomiędzy sobą nieznacznie i to w szczegółach. Dolne partie pokładu wyróżniają się większą zawartością po-

[1]) Rozbiory chemiczne wykonane z jednego miejsca pokładu Otto, nie mogą być jeszcze podstawą dla oceny jego wartości przemysłowej, do czego jest potrzebną o wiele większa ilość analiz chemicznych. Te ostatnie zostały wykonane jedynie w celu stwierdzenia zmienności chemicznej pokładu węgla w kierunku poprzecznym do uwarstwienia, a nie w celu jego oceny technicznej. Próby węgla były zbierane w chodniku, przy czym w miejscu brania próby usunięto wprawdzie wierzchnią, zwietrzałą warstwę, lecz jak się okazuje w stopniu nie wystarczającym. Zawartość popiołu jest bowiem nieco wyższa, niż przeciętna zawartość popiołu w pokładzie Otto, która wynosi według danych kopalni 5%; podobnie i wartość opałowa stwierdzona w analizach chemicznych jest niższą niż przeciętna wartość kaloryczna tego pokładu (7161 kalorii).

Tabela Nr. 3.

Table No. 3.

Skład chemiczny i analiza mikroskopowa pokładu Otto.

Chemical composition and microscopical analysis of the Otto coal seam.

Nr. próby *No. of sample*	Miąższość próby w cm *Thickness of sample*	Części lotne i koks. *Vol. matt. a. fix. carb*			Analizy pierwiastkowe *Ultimate analyses*						Przeliczone na czysty węgiel *Ash and moisture free basis*				Wartość opałowa *Heating value*			Składniki mikroskopowe *Macerals*								
		Części lotne oznacz. *Vol. matt. determ.*	Przeliczone na czysty węgiel *Ash and moisture free basis*																						
			Części lotne *Volatil matt.*	Koks *Fix. carb.*	C	H	S	N+O	Wilgoć *Moisture*	Popiół *Ash*	C	H	S	N+O	U górne oznacz.	U górne oblicz. (wzór Piesiaka)	U dolne	Fuzynit *Fusinite*	Semifuzynit *Semifusinite*	Telinit *Telinite*	Eksynit *Exinite*	Kollinit *Collinite*	Mikrynit *Micrinite*	Piryt *Pyrite*	Reszta subst. mineral. *Rest of miner. matter*	Suma fuzynitu, semifuzynitu i mikrynitu *Fusinite, semifusinite and micrinite*
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
VIII.	163	40,09	38,28	61,72	69,02	3,68	1,21	10,58	7,76	7,75	81,77	4,33	1,43	12,47	6548	6510	6263	8,2	29,3	16,0	13,8	21,5	9,7	0,2	1,3	47,2
VII.	164	41,37	37,72	62,28	66,50	3,74	1,59	14,05	9,00	5,12	77,46	4,35	1,85	16,34	6199	6199	5903	6,5	12,6	29,3	16,1	27,3	7,0	1,0	0,2	26,1
VI.	75	40,62	37,90	62,10	68,41	3,53	0,66	13,99	7,91	5,70	79,18	3,86	0,76	16,20	6250	6249	6007	6,5	15,1	14,7	16,8	27,9	18,4	0,4	0,2	40,0
V.	88	41,94	39,12	60,88	66,83	3,72	1,97	12,63	8,58	6,27	78,50	4,37	2,31	14,82	6195	6270	5912	7,2	14,1	22,0	10,5	31,5	13,5	0,9	0,3	34,8
IV.	114	42,39	38,67	61,33	69,20	4,35	1,19	13,51	8,29	3,46	78,43	4,93	1,35	15,30	6730	6620	6434	8,4	10,5	26,2	20,0	29,0	4,8	1,0	0,1	23,7
III.	82	42,67	39,55	60,45	67,91	4,08	1,12	13,69	8,41	4,79	78,23	4,70	1,28	15,78	6358	6460	6063	9,0	3,8	39,1	15,9	26,5	0,9	2,9	1,9	13,7
II.	86	42,99	40,95	59,05	64,00	3,87	1,85	14,03	8,70	7,55	76,45	4,62	2,21	16,72	6161	6056	5860	9,3	5,1	32,6	21,1	28,0	3,1	0,6	0,2	17,5
I.	124	39,25	38,00	62,00	64,70	3,91	0,99	12,84	7,98	9,58	78,50	4,75	1,20	15,55	6111	6125	5823	8,5	5,0	24,3	20,9	25,3	15,0	0,3	0,7	28,5
IX.	896	40,51	37,90	62,10	66,53	4,11	1,50	13,95	7,87	4,04	77,22	4,77	1,74	16,18	6350	6328	6056	7,9	13,4	25,2	16,5	26,5	9,1	0,7	0,7	30,4

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach

piołu, nieco niższą węgla, mniejszą wartością opałową; w wyższych partiach pokładu odwrotnie, zawartość popiołu maleje, pozycje na węgiel i wartość opałową nieco wzrastają, np. w odcinku Nr. IV, także w próbie Nr. VI, zwłaszcza w stropie pokładu Nr. VIII. Ogólnie rzecz biorąc są to jednakowoż zmiany drobne.

Obecnie nasuwa się zagadnienie, jaka jest różnica w charakterystyce węgla, jaką nam dają rozbiory chemiczne, a obrazem jego składu, jaki dają dane otrzymane na całkiem innej drodze, bo na drodze mikroskopowej; innymi słowy, jaki wpływ wywierają poszczególne składniki mikroskopowe na skład chemiczny węgla. Chcąc otrzymać wartości nawzajem ze sobą porównywalne, przytoczono na tablicy także dane w procentach dla C, H i N + O, przeliczone na czysty węgiel, bez wilgoci i popiołu, gdyż te dwa ostatnie składniki dadzą się ściśle określić jedynie na drodze chemicznej. Na drodze mikroskopowej wilgoci w ogóle określić nie sposób (jej wartość średnia: 7,87), a substancje mineralne są tak rozproszone w węglu i tak drobnych wymiarów, że do ścisłego ich określenia na drodze optycznej się nie nadają. Gdy chemicznie oznaczono średnią zawartość popiołu: 6,04%, to niewyprażonej substancji mineralnej, a zatem cięższej od popiołu wykrył mikroskop tylko: 1,4%. Piryt jest łatwiejszym stosunkowo do zauważenia pod mikroskopem niż inne substancje mineralne, lecz jak to z tablicy wynika, jest go o wiele mniej (0,7%), niżby to wynikało z oznaczeń siarki.

Jak wiadomo tellinit (witryt) i kollinit, zawierają znaczne ilości wody, małe popiołu, eksynit dużą zawartość części lotfuzyt, fuzytowitryt i mikrynit dużo węgla i popiołu, bardzo mało części lotnych i wody.

Na tabeli Nr. 3, zwraca uwagę ogromne rozstrzelenie cyfr umieszczonych po prawej jej stronie w porównaniu z cyframi występującymi po stronie lewej. Należałoby się spodziewać, że jakaś wyraźniejsza wzajemna zależność obu zestawień się uwidoczni, tymczasem trudno się dopatrzeć wpływu telinitu, czy kollinitu na skład chemiczny węgla, tak samo eksynitu na zawartość części lotnych; co prawda zawartość tego ostatniego jest nie wielka (średnio 16,45%). Natomiast pewien związek daje się zauważyć pomiędzy sumą fuzytu, semifuzytu i mikrynitu (kolumna Nr. 27), a wysokościami pozycyj

na węgiel i wartość opałową. O ile jednakowoż suma powyższych składników mikroskopowych wzrasta bardzo wybitnie w górze pokładu, bo np. w próbie Nr. VIII w porównaniu z próbą Nr. VI blisko trzykrotnie (z 17,5% do 47,2%), to ilość czystego węgla wzrasta stosunkowo nieznacznie.

Z porównania rozbiorów chemicznych z analizą petrograficzno-mikroskopową nasuwa się wniosek następujący:

Stopień chemicznego zróżnicowania naszego węgla nie idzie w parze ze stopniem jego zróżnicowania morfologicznego obserwowanego pod mikroskopem. Analiza mikroskopowo-petrograficzna węgla jest o wiele czulszą metodą badawczą i daje możność dokładniejszego wniknięcia w charakter węgla, aniżeli o tyle od niej w pewnym względzie ściślejsza analiza chemiczna. Nawet w tych wypadkach, w których mamy do czynienia z tak bardzo jednorodną budową megaskopową węgla, jak np. w pokładzie Otto, gdzie rozbiory chemiczne wykazują niewielkie odchylenia, analiza mikroskopowo-statystyczna daje możność ściślejszego rozczłonkowania pokładu węgla i dostarcza więcej danych do wyciągania wniosków o jego składzie i budowie.

IX. Badania substancyj mineralnych nieorganicznych.

1) Szczupły zakres dotychczasowych badań i aktualność problemu.

Obecność substancji mineralnych w węglu, powoduje duże trudności w technice i przemyśle, dzięki czemu nasuwa się coraz bardziej konieczność ich badania. Dotychczas ograniczano się najczęściej do badania chemicznego samego popiołu, co jednak nie może być wystarczającym, gdyż s. m. [1]) zawarta w węglu i popiół uzyskany z wyprażenia tej substancji podczas spalania węgla, są to dwie rzeczy różne. W związku z tym oznaczanie zawartości „czystego węgla“, przy klasyfikacji węgli, przez odjęcie od niego wagi popiołu, jak się to stosuje zwykle w Polsce jest nieścisłe. U nas przywiązuje się do tej rzeczy mało uwagi, natomiast klasyfikacja węgli w Stanach Zjednoczonych jest oparta na zawartości w nich czystego węgla (rank), którą aby obliczyć, trzeba przerachować wagę popiołu na wagę s. m. i tę ostatnią odjąć od

[1]) Wyraz substancja mineralna będzie oznaczany skrótem s. m.

wagi całkowitej węgla. Najczęściej stosowaną obecnie w Stanach Zjednoczonych formułą, bo najbardziej zbliżoną do rzeczywistości, jest formuła S. W. Parra [34] S. m. = 1.08 . . A + 0.55 . S, gdzie A oznacza popiół, S. całą siarkę), zmodyfikowaną następnie przez G. Thiessena [47], w której obok poprawki na wilgoć, siarkę i żelazo jest uwzględniona jeszcze poprawka na kalcyt.

Także i formuła G. Thiessena jest zbliżoną tylko do rzeczywistości, gdyż jest ona oparta nie tyle na dokładnych studiach mineralogiczno-mikroskopowych s. m. wydzielonej z węgla, ile na chemicznych analizach samego popiołu.

Podług R. Lessinga [30], przy zawartości 10% popiołu w węglu, uwzględniając poprawkę na stratę wody w glinie, czy kaolinie, bezwodnika węglowego w węglanach, utlenienie związanego z pirytem żelaza dwuwartościowego na trójwartościowe, otrzymujemy rachunkowo ilość czystego węgla o trzy procent większą, niż bez uwzględnienia tej poprawki.

Temperatura topliwości popiołu, tak ważna z punktu widzenia przemysłowego jest zależna od składu mineralnego s. m. Punkt topliwości popiołu obniżają wydatnie piryt i kalcyt, przy małej ilości krzemionki. Wielkie ilości krzemionki i tlenków żelaza działają w kierunku odwrotnym. Podług Teunego [46] punkt topliwości popiołu wzrasta wprost proporcjonalnie do zawartości w nim tlenków glinu i krzemu, odwrotnie proporcjonalnie do ilości tlenków zasadowych. podług następującej formuły:

$$\frac{Al_2O_3 + SiO_2}{Fe_2O_3 + CaO + MgO}$$

Im wartość powyższej formuły jest większą, tym punkt topliwości popiołu jest wyższy.

Przy koksowaniu węgla, części nieorganiczne działają szkodliwie, bo się gromadzą w koksie. Im mniejsza ilość koksu powstaje z węgla, tym następuje w nim większa koncentracja popiołu, którego przyrost dochodzi w niektórych wypadkach do kilkunastu procent. Domieszki mineralne zmniejszają wartość opałową węgla, zarazem nie wszystkie składniki mineralne działają szkodliwie w jednakowym stopniu. Np. H_2SO_4 powstały z pirytu, niszczy blachy kotłów i szamotowe

ściany pieców, piryt wyredukowany na łatwo topny monosiarczek żelaza, nadżera ruszty w paleniskach, sól kuchenna daje osady w rurach kotłów parowych etc. Węgiel o 2% zawartości popiołu ma specjalne znaczenie dla pewnych gałęzi przemysłu.

Autorom jest znane z literatury światowej kilka zaledwie komunikatów i jedna większa rozprawa, poświęcona powyższym zagadnieniom. A. W. Gauger i E. P. Barrett [21, 31] pierwsi wydzielili s. m. z siedmiu prób węgla cieczami ciężkimi, i w koncentratach tą drogą otrzymanych wyróżnili 16-cie minerałów, a mianowicie: piryt, grupa kaolinowa, chloryt, muskowit, kalcyt, kwarzec, limonit, magnetyt, gips, rutyl, hematyt, turmalin, syderyt, cyrkon, granat; następnie po wykonaniu rozbiorów chemicznych popiołu, otrzymanych po spaleniu badanych prób węgli, obliczyli teoretycznie skład mineralogiczny s. m. na podstawie chemicznych analiz, stosując sposób przeliczania zwykle używany w petrografii. Rezultatem tych badań było stwierdzenie pewnych nieścisłości w formule S. W. Parra. Autorzy dali projekt innej nieco formuły, jako przeciętnej, bardziej zbliżonej do prawdy, na podstawie danych stwierdzonych pod mikroskopem. Badania s. m. na szerszą skalę zapoczątkowano dopiero w r. 1935, w oddziale petrograficznym Państw. Instytutu Geologicznego Stanu Illinois w Stanach Zjednoczonych.

Clayton G. Ball [2, 3, 4] wypracował i dokładnie opisał nowy schemat badań laboratoryjnych i mikroskopowych; stwierdził on, że zaledwie 30% s. m. da się wydzielić cieczami ciężkimi z węgla, resztę s. m. nie wydzielonych można badać jedynie pośrednio, przez analizy chemiczne popiołu i następne przeliczanie ich na składniki mineralne. S. m. składa się podług niego z węglanów, gliny i pirytu — inne minerały stanowią ułamki zaledwie jednego procenta i są bez praktycznego znaczenia. Widocznie to spostrzeżenie nie zawsze się sprawdza, o ile idzie o kalcyt, który nie zawsze musi być jednym z trzech głównych składników mineralnych, skoro A. W. Gauger i E. P. Barret (op. cit.) stwierdzili nieznaczną tylko ilość kalcytu, a obfitość innych minerałów takich jak: np. muskowitu, kwarcu, apatytu e. t. c. Jak z tego wynika, główne składniki s. m. nie zawsze są te same,

a jakość ich i ich wzajemny ilościowy stosunek wymaga jeszcze wyświetlenia.

C. G. B a l l określa nie tylko jakość s. m., ale i jej ilościowe rozmieszczenie w pokładzie węgla, jej stosunek do popiołu, zarazem wyciąga wnioski co do częściowej odbudowy pokładu, i możliwości jego przeróbki; rozważa krytycznie i poprawia formuły P a r r a i T h i e s s e n a.

Nader cenne i pierwsze obszerne studium autora nad jednym tylko pokładem pewnego typu węgla z Illinois, oparte na ogromnym materiale cyfrowym, próba ustalenia metod badawczych, jest jednakowoż dopiero pierwszym krokiem w rozwiązywaniu problemu, wysuniętemu w najnowszym czasie przez przemysł. Nasuwa się uwaga, że dalsze studia nad popiołem, muszą być rozszerzone na wszystkie gatunki węgli, i zarazem muszą być skoordynowane z równolegle przeprowadzanymi badaniami petrograficznymi tychże węgli, a tego ostatniego brak jak dotychczas u autorów amerykańskich.

Prace C. G. B a l l a dały możność autorom niniejszego artykułu wykorzystania jego metody i schematu badań, jego doświadczenia i zachęciły ich do skromnego zapoczątkowania tego rodzaju studiów nad popiołem jednego z węgli polskich.

2) Metody badania laboratoryjnego.

Odsyłając czytelnika do pracy C. G. B a l l a (op. cit.) gdzie jest dokładnie opisana technika jego badań laboratoryjnych, ograniczymy się obecnie do kilku uwag co do sposobu mechanicznego wydzielania s. m. z węgla i jego badania mikroskopowego.

Z całej miąższości pokładu Otto na kopalni Radzionków zostało wzięte 8 prób węgla w stanie sypkim z numeracją od spągu do stropu. Materiał rozkruszono i dokładnie przemieszano celem otrzymania 8 prób przeciętnych. Następnie każdą z prób kruszono w kruszarce D o d g e'a na ziarna o maksymalnej wielkości 1/8 cala. Ten gruboziarnisty stosunkowo materiał mielono na młynku ręcznym kilkakrotnie tak, aż cały materiał bez reszty przeszedł przez sita o wielkości oczek: 50, 100 i 200 (Mesh.) [1]). Przesiewanie uskuteczniano na wibra-

[1]) Normatywna wielkość sita wyrażająca ilość oczek w jednym calu².

torze mechanicznym. W rezultacie otrzymano z każdej próby: trzy frakcje węgla o wielkości: 50—100, 100—200 i 200—0 oczek. Trzy powyższe frakcje rozdzielano w lejkach rozdzielczych Harady, zanurzając je w cieczy ciężkiej (bromek acetylenu) o c. wł. 1.70. Ciężkie koncentraty każdej z powyższych trzech frakcyj były po ich zważeniu wytrawiane przez 10% HCl w ciągu jednej godziny na zimno, celem oznaczenia w nich zawartości kalcytu, pozostałość ważono po raz drugi i zanurzano ponownie w bromku acetylenu o c. wł. 2.85. Otrzymane tą drogą trzy frakcje lekkie i trzy ciężkie ważono i badano pod mikroskopem.

Po wykonaniu powyższej manipulacji, otrzymywano dla każdej z badanych 8 prób węgla, sześć koncentratów i zarazem następujące dane ilościowe: 1) waga próby wziętej do badań, 2) waga całej substancji mineralnej, 3) waga rozpuszczalnej części s. m. w 10% HCl, 4) waga nierozpuszczalnej części s. m. w 10% HCl, cięższej od c. wł. cieczy wynoszącego 2.85.5) waga nierozpuszczalnej części s. m. w 10% HCl, lżejszej od c. wł. cieczy wynoszącego 2.85.

Wydzielanie s. m. w lejkach rozdzielczych zwłaszcza z najdrobniejszej frakcji nasuwało początkowo duże trudności. Wskutek znacznego rozproszenia części mineralnych w węglu, zwłaszcza w porach fuzytu i prawdopodobnie ich nadzwyczaj drobnych wymiarów, otrzymywano dopiero po kilku dniach po ostatecznym wyklarowaniu się cieczy, wraz z frakcją ciężką duże ilości szczątków węgla, wśród których ginęły nieliczne minerały ciężkie, czyniąc ich badanie niemożliwym. Po kilku nieudałych tego rodzaju próbach przyjęto schemat C. G. B a l l'a, ograniczający czas rozdziału węgla w cieczy ciężkiej dla sorty najgrubszej do jednej godziny, dla średniej do godzin 4, dla najdrobniejszej do godzin 16-tu. Frakcje o c. wł. mniejszym niż 2.85 (50—100, 100—200 i 200—0 oczek) były jeszcze silnie zanieczyszczone cząsteczkami węgla, przeto celem dokładniejszego ich oczyszczenia zanurzano je jeszcze raz na przeciąg jednej godziny do cieczy ciężkiej o c. wł. 1.70. Ostatecznie otrzymany materiał był względnie czysty, cząstki bowiem węgla zanieczyszczone s. m., a zatem o pośrednim ciężarze właściwym, nie miały jeszcze czasu opaść i zmięszać się z frakcją ciężką.

Wstępne badania mikroskopowe kilku koncentratów mi-

neralnych przed potraktowaniem ich kwasem solnym wykazały, że zawierają one kilka głównych składników, a mianowicie: kalcyt wraz z dolomitem i syderytem[1]), dalej piryt, wreszcie kryptokrystaliczną substancję kaolinowo-ilastą. Potraktowanie całej próbki 10%-wym HCl na zimno, dawało możność oznaczenia kalcytu w % wagowych. Pozostałość rozdzielona w cieczy ciężkiej o c. wł. 2.85 umożliwiała oznaczenie w % wag. frakcji ciężkiej, złożonej głównie z pirytu i frakcji lekkiej złożonej przeważnie z substancyj kaolinowo-ilastych z domieszką kwarcu, dolomitu, syderytu i szczątków węgla.

Inne minerały ciężkie, pospolite w skałach osadowych okazały się tak nieliczne, że często zaledwie ilości kilkunastu ziarn w całym koncentracie, ważącym kilka gramów, co odpowiadałoby ilościowo zaledwie ułamkowi 1%. Dwie grubsze frakcje badano pod mikroskopem i pod lupą; badania mikroskopowe frakcji najdrobniejszej nasuwało duże trudności ze względu na małe wymiary ziarn; większe z tych drobnych ziarn można było jednak oznaczać w preparatach z cieczami o znanych współczynnikach załamania.

Obecnie podamy krótki opis substancji mineralnej:

3) Skład i charakterystyka substancji mineralnej.

Substancja kaolinowo-ilasta, ze względu na jej ilość zasługuje na specjalną uwagę. We wszystkich frakcjach lekkich, wśród okruchów węgla są widoczne pod lupą w świetle odbitym, liczne, nieforemne bryłki koloru ceglastego, w świetle przechodzącym izotropowe, lub kryptokrystaliczne, brunatno zabarwione. Są one silnie przetkane blaszkami serycytu. Współczynnik załamania tych substancji jest różny, waha się w granicach: 1.505 a 1.527; w innych próbkach jak np. w próbie Nr. IV stwierdzono zmienność współczynników załamania w granicach pomiędzy: 1.469 a 1.487. Są to argility z grupy allofanów i montmorylonitów. Obok brunatnych partii ilastych, zauważono mniej liczne, białe, przeźroczyste płaskie płytki, będące zlepkiem drobnych ziarenek o bardzo słabej dwójłomności. Współczynnik załamania tych płytek wynosi około 1.55 co dowodzi, że jest to

[1]) Wraz z syderytem występuje i ankeryt.

kaolin. Jego drobna krystaliczna forma i jasny kolor w odróżnieniu od brunatno zabarwionych argilidów umożliwił określenie z grubsza stosunku ilościowego kaolinu do partii ilastych na drodze statystycznej pod lupą i mikroskopem.

W substancji kaolinowo-ilastej dość są pospolite ziarna kwarcu i dolomitu.

K w a r z e c posiada kontury najczęściej zaokrąglone, co dowodzi, że był on toczony na dłuższej przestrzeni. Częste są ziarna różowo zabarwione (ametyst). Ziarna małe są natomiast kańczaste nie dowodzi to jednakowoż ich autigeniczności, albowiem stopień otoczenia ziarn kwarcu jak to już stwierdzono przy badaniach skal osadowych, przynależnych do fliszu karpackiego jest proporcjonalny do ich ciężaru; w związku z tym ziarna duże są więcej otoczone, a ziarna drobne mniej.

K a l c y t, d o l o m i t i s y d e r y t (ankeryt) są w postaci grubych ziarn kseno lub idiomorficznych łatwych do poznania po ich ścianach romboedrycznych. Ankeryt wyróżnia się przez brunatne obwódki tlenków żelaza. Ze skaleni zauważono głównie p l a g i o k l a z w stanie stosunkowo świeżym.

P i r y t występuje nie tyle w formie wyraźnych kryształów ile raczej w formie ziaren różnych wielkości i odłamków, powstałych widocznie z pogruchotania większych osobników. M u s k o w i t (serycyt) przepaja substancje kaolinowo-ilaste. B i o t y t jest minerałem rzadszym. Inne minerały jak: r u t y l, c y r k o n, t u r m a l i n, g r a n a t, a p a t y t, są małych wymiarów, rzadkie i występują najczęściej we frakcji najdrobniejszej. W dwóch próbkach oznaczono c y a n i t. Lista powyższych minerałów nie jest całkowitą, i bardziej drobiazgowe i żmudne oznaczania pozwoliłyby jeszcze określić kilka rzadkości nie mających praktycznego znaczenia. Na podkreślenie zasługuje obecność sporadycznych okruchów s z k l i w a skał wybuchowych. Piryt, węglany i części ilaste są składnikami podstawowymi, reszta wymienionych minerałów akcesorycznymi. Rozmieszczenie tych ostatnich w całej miąższości badanego pokładu jest przedstawiane na obok zamieszczonej tabeli Nr. 4.

Tabela Nr. 4. Skład i rozmieszczenie minerałów akcesorycznych.

Table No. 4. Identity and distribution of accessory minerals.

Nr. próby No. of sample	Apatyt Apatite	Biotyt Biotite	Chloryt Chlorite	Cyanit Kyanite	Cyrkon Zircon	Dolomit Dolomite	Syderyt Siderite	Granat Garnet	Hornblenda Hornblende	Kwarzec Quartz	Muskowit Muscovite	Rutyl Rutile	Skaleń Felspar	Szkliwo skał wybuchowych Vitreous groundmass of effusive rocks	Turmalin Tourmaline
VIII		+		+		+	+	+		++					
VII	+	+		+		+	+			+	+		+	+	+
VI	+	+	+		+	++	++			+		+	+	+	
V		+				++	++			+					
IV	+									++					
III	+									++					
II	+	+							+	++					
I										+	+	+	+	+	

Z pośród minerałów akcesorycznych najpospolitszym jest kwarzec; występuje on w całej szerokości pokładu. Dolomit i syderyt także liczne, zjawiają się w górnej jego połowie. Dość pospolitymi są apatyt i miki. Inne minerały są to sporadyczne rzadkości.

4) Ilość i wzajemne rozmieszczenie głównych składników mineralnych.

Cyfry ilustrujące ilościowe rozmieszczenie s. m. i jej poszczególnych składników w pokładzie Otto, są zestawione

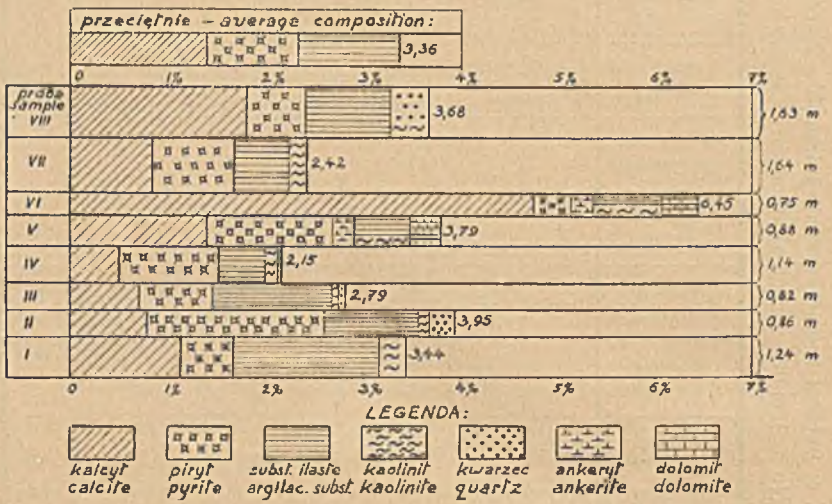


Fig. V. Ilość i rozmieszczenie substancji mineralnej i jej głównych składników w % wag. — Quantity and distribution of the mineral matter and of its main components in weigt-percents.

na tabeli Nr. 5. Dla każdego z 8-miu badanych odcinków pokładu są podane: grubość prób badanych i waga otrzymanej z nich s. m. i jej głównych składników w procentach wag.

Dla łatwiejszego unaocznienia powyższych danych załączymy zarazem odnośny wykres graficzny. fig. Nr. V. Zaznaczono na nim, oprócz trzech podstawowych składników. kalcytu (część rozpuszczona w 10% HCl), pirytu (frakcja ciężka) i części ilastych (frakcja lekka), ważniejsze składniki dodatkowe, a to kaolinit, dolomit z syderytem i kwarzec, opadłe głównie wraz z partią ilastą; w dwóch jednakowoż

Tabela Nr. 5. — Table No. 5.

Ilość i rozmieszczenie substancji mineralnej i jej głównych składników w %.

Quantity and distribution of the mineral matter and of its main components in %.

Liczby porządkowe próby Numbers of sample	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Total
Grubość badanego odcinka węgla w cm Thickness of the coal in cm	124	86	82	114	88	75	164	163	896
Cała subst. miner. Total miner. matter Ilość s. m. w próbie w % wag. Weight percent of m. m. in the sample	3,44	3,95	2,79	2,15	3,79	6,45	2,42	3,68	Średnia Average 3,36
Kalcyt — Calcite Ilość kalcytu w próbie w % wag. Weight percent of calcite in the sample	1,13	0,78	0,70	0,49	1,39	4,75	0,85	1,82	1,41
Piryt — Pyrite Ilość pirytu w próbie w % wag. Weight percent of pyrite in the sample	0,54	1,83	0,75	1,02	1,29	0,37	0,84	0,60	0,92
Syderyt — Siderite					0,21	0,24			
Substacja kaolinowo-ilasta Clayey-kaolinitic matter Ilość iłu w próbie w % wag. Weight percent of clay in the sample	1,50	0,97	1,27	0,47	0,58	0,71	0,55	0,87	
Kaolin — Kaolinite	0,27	0,12	0,07	0,15	ślad		0,18	0,39	
Kwarzec Quartz		0,25	0,05	0,02			ślad		
Dolomit — Dolomite					0,32	0,38			
Razem substancji kaolinowo-ilastej Total of clayey-kaolinitic substance	1,77	1,34	1,35	0,64	0,90	1,09	0,73	1,26	1,03

próbach, w V-tej i VI-tej znaleziono ankeryt wraz z dolomitem także i w ciężkiej frakcji pirytowej. Na diagramie trzy główne frakcje są oddzielone od siebie grubszymi liniami pionowymi; na dole diagramu zaznaczono skład przeciętny s. m. dla całego pokładu.

Tabela i wykres pozwalają nam wysnuć wnioski następujące:

1) Zawartość w y d z i e l o n e j s. m. waha się w całym pokładzie w pokaźnych granicach między 2.15—6.45% wag. Skrajne dane wykazują odcinki środkowe Nr. IV i VI. Przeciętna zawartość s. m. wynosi 3.36% wag.

2) K a l c y t jest najważniejszym składnikiem mineralnym. Jego zawartość waha się w najszerszych granicach, bo między 0.49—4.75% wag. Średnia jego zawartość wynosi 1.41% wag. Odnosi się wrażenie, że te ilościowe różnice mają charakter raczej przypadkowy i są spowodowane tym, że kalcyt jest minerałem niewątpliwie epigenetycznym. Jest on związany ze szczelinami, których wykształcenie jest różne w różnych partiach pokładu, dzięki czemu jego ilościowe rozmieszczenie waha się w znacznych granicach. W górnych odcinkach pokładu jest go nieco więcej niż w dolnych, najwięcej w odcinku VI-ym.

3) Substancje k a o l i n o w o - i l a s t e są drugim z kolei składnikiem głównym. Nie są one jednorodne, gdyż zawierają pokaźne domieszki czystego kaolinu, kwarcu i dolomitu. Zawartość ich waha się w granicach od 0.64—1.77% wag.; średnia zawartość wynosi 1.03% wag.

4) P i r y t jest najmniej stosunkowo liczny w środkowych częściach pokładu; występują wraz z nim drobne ilości syderytu i dolomitu poprzerastane tlenkami żelaza. Do niego należy zaliczyć także inne nieliczne akcesoryczne minerały ciężkie. Zawartość pirytu waha się w granicach między 0.54 a 1.29% wag.; średnia zawartość wynosi 0.92% wag.

5) Zmienność ilościowa zanieczyszczeń węgla przez składniki nieorganiczne czego dowodzi wykres, jest spowodowana nie tyle przez piryt i substancje kaolinowo-ilaste, ile przez kalcyt, i jest ona stosunkowo dość znaczna w pokładzie Otto, pomimo tego, że chodzi tu o mało zróżnicowany typ węgla durytowego.

5) Substancja mineralna i popiół.

W dotychczasowych rozważaniach omówiono skład jakościowy i ilościowy s. m. wydzielonej z węgla cieczami ciężkimi. Porównanie ilości wydzielonej s. m. z ilością całego popiołu zawartego w węglu (tabela 6, kolumna 8, 10), dowodzi, że udało się zaledwie część substancji wydzielić, natomiast większa jej ilość pozostała w węglu co było z góry do przewidzenia. Za pomocą cieczy ciężkich wydzielono tylko najgrubsze partie substancji zawartych w węglu; pozostałość niewydzielona składa się z dwóch składników: a) z bardzo drobno rozproszonej s. m. pochodzenia wtórnego i b) z s. m. zawartych w pierwotnym materiale roślinnym. Stosunek procentowy obu tych składników jest dla różnych węgli różny.

Nasuwają się obecnie dwa zagadnienia, a mianowicie, jaki jest skład s. m. jeszcze pozostałej w węglu i jaka jest jej ilość. Badania C. G. B a l l a (ob. cit. pp. 51) dały częściowo odpowiedź na pierwsze z powyższych zagadnień; analizował on chemicznie popiół otrzymany po spaleniu węgla, z którego uprzednio już część s. m. została wydzielona i przeliczał on wyniki analizy na te kilka głównych składników mineralnych, których obecność stwierdziła uprzednio analiza mikroskopowa; doszedł on do wniosku na podstawie rachunku, że s. m. pozostała w węglu różni się niewiele, bo zaledwie w ilości kilku procent swym składem mineralogicznym od s. m. dostępnej do zbadania. Trudno byłoby jednakowoż przypuszczać, aby w każdym przypadku s. m. nie wydzielona odpowiadała swym składem s. m. wydzielonej, gdyż i skład s. m. pierwotnej (każdy gatunek drzewa posiada odmienny skład s. m.) i skład tych drobnych części s. m. wtórnej, która nie mogła być wydzielona, ich wreszcie wzajemny ilościowy stosunek mogą się wahać w szerokich granicach. W każdym wypadku należałoby robić analizy chemiczne popiołu otrzymanego przez spalenie węgla, pozostałego po wydzieleniu z niego s. m. przez ciecze ciężkie.

Można jednakowoż łatwo obliczyć stosunek ilościowy popiołu odpowiadające s. m. wydzielonej do ilości całkowitego popiołu zawartego w węglu, przeliczając główne jego składniki, t. j. kalcyt, piryt i kaolinit, które wydzielono i zważono na tlenki, inaczej na składniki popiołu, a sumę ich, t. j. popiół

Tabela 6. Zawartość substancji mineralnej i popiołu; ich wzajemny stosunek i rozmieszczenie w % wag.

Table 6. Content of mineral matter and ash; their reciprocal proportion a distribution in weight percents.

Nr. próby Number of sample	Miąższość próby w cm Thick ness of sample in cm	Kalcyt Calcite	CaO	Piryt Pyrite	Fe_2O_3	Subst. Kaolinowa ilasta Clayey-Kaolinitie matter	Al_2O_3	SiO_2	Wydzielona s. m. Separable miner. malt.	Ilość popiołu obliczonego z wydzielonej s. m. Ask quantity computed from separable mineral matter	Ilość całkowita popiołu Total ash quantity	Różnica (Kolumna 10-9 b) Difference	Stosunek popiołu wydzielonego do całk. w % wag. Ratio of separable ash to total ash in weights percents
Razem Total	896	1a	2b	3a	4b	5a	6b	7b	8a[1])	9b[2])	10	11	12
VIII	163	1,82	1,02	0,60	0,40	1,26	0,50	0,59	3,68	2,51	7,75	5,24	32,4
VII	164	0,85	0,47	0,84	0,56	0,73	0,29	0,34	2,42	1,66	5,12	3,46	32,4
VI	75	4,75	2,66	0,61	0,41	1,09	0,43	0,51	6,45	4,01	5,70	1,69	70,4
V	88	1,39	0,78	1,50	0,99	0,90	0,36	0,42	3,79	2,55	6,27	3,72	40,7
IV	114	0,49	0,27	1,02	0,68	0,64	0,25	0,30	2,15	1,50	3,46	1,96	43,4
III	82	0,70	0,39	0,75	0,58	1,35	0,53	0,63	2,80	2,05	4,79	2,74	42,8
II	86	0,78	0,44	1,83	1,22	1,34	0,53	0,63	3,95	2,82	7,55	4,73	37,4
I	124	1,13	0,63	0,54	0,36	1,77	0,70	0,82	3,44	2,51	9,58	7,07	26,2
	Przeciwnie Average	1,41	0,79	0,92	0,61	1,03	0,41	0,48	3,36	2,29	6,36	3,99	38,3

[1]) Suma kolumn = 1a, 3a, 5a. [2]) Suma kolumn = 2b, 4b, 6b, 7b.

w ten sposób teoretycznie obliczony odejmując od całkowitej ilości popiołu. Przeprowadzając tego rodzaju przeliczenia posłużono się następującymi mnożnikami:

% kalcytu	× 0,5603 = %	CaO w popiele
% pirytu	× 0,6655 = %	Fe_2O_3 w popiele
% kaolinu	× 0.3949 = %	Al_2O_3 w popiele
% kaolinu	× 0,4660 = %	SiO_2 w popiele.

Na tabeli Nr. 6 są ustawione w pionowych kolumnach: Nr. 1a, 3a, 5a, 8a, ilości faktyczne poszczególnych składników nieorganicznych w % wag. i ich suma; w kolumnach: Nr. 2b, 4b, 6b, 7b, 9b, składniki popiołu i ich suma obliczone teoretycznie. Rubryka 10-ta przedstawia całą zawartość popiołu w węglu, 11-ta popiół pozostały w węglu obliczony z różnicy, 12-ta wreszcie stosunek procentowy popiołu wydzielonego do całej ilości popiołu.

Ilość całego popiołu w badanym węglu waha się w granicach pomiędzy: 3.46—9.58% wag.; ilość popiołu będącego odpowiednikiem wydzielonych s. m. pomiędzy 1.50—4.01% wag. S. m. po wyprażeniu traci około 1/3% wag. Szczególną uwagę zwracają odnośne cyfry przeciętne charakterystyczne dla całego pokładu. Udało się wydzielić s. m. przeliczonej na popiół średnio około 38,3% wag. jej całkowitej zawartości, przy czym odnośne cyfry wahają się w szerokich granicach, bo między 26.2% a 70.4%. Cyfra przeciętna jest wyższa od cyfry otrzymanej przez C. G. B a l l'a, który wydzielił cieczami ciężkimi z węgla z Illinois około 30% części nieorganicznych, a dalsze, bardzo dokładne rozdrabnianie węgla nie wiele poprawiły jego rezultaty, bo zaledwie o 1.59% wag. Nie zachodzi tu przeto zależność pomiędzy ilością wydzielonej substancji a stopniem rozdrobnienia węgla.

Zawartość całkowitego popiołu w pokładzie (kolumna Nr. 10) jest największą w jego spągu maleje ku jego środkowi (próba Nr. IV) po czym wzrasta ponownie w jego stropie. Popiół obliczony ze substancji wydzielanych tych zależności nie wykazuje. Zmiany w ilości tego ostatniego nie są proporcjonalne do zmian w całkowitej ilości popiołu, lecz są one widocznie zależne raczej od formy, w jakiej związana jest s. m. z węglem i od jej stanu poprzerastania i rozproszenia. Np. kalcyt, prawdopodobnie bardziej gruboziarnisty, osadzony

więcej w drobnych szczelinach, ułatwia wydzielenie znaczniejszej ilości s. m. jak tego dowodzi próba Nr. VI, większe ilości substancyj kaolinowo-ilastych, kryptokrystalicznych, może swego czasu koloidalnych, działa w kierunku odwrotnym (próby Nr. I, II, VII, VIII).

Zwraca uwagę np. porównanie próby Nr. VI i VII. Próba Nr. VI posiada nieco wyższą zawartość popiołu (5.70) od próby Nr. VII (5.12). Z punktu widzenia technicznego możnaby uważać oba te węgle za równowartościowe, względnie próbę Nr. VI za węgiel nieco gorszy. Jak wykazują nasze dane, z próby Nr. VI można stosunkowo łatwo wydzielić około 70% s. m. i otrzymać węgiel o zawartości 1,69% popiołu, gdy tymczasem z próby Nr. VII można wydzielić tylko 32% popiołu i otrzymać węgiel o zawartości popiołu przeszło dwukrotnie większej (3, 46) niż w próbie Nr. VI.

Jak z tego wynika, wychodząc z gorszego materiału surowego można otrzymać znacznie lepszy produkt końcowy. W naszym górnictwie przy ocenie jakości węgla, wiele wagi przywiązuje się do ilości popiołu nie zwracając przy tym uwagi na łatwość wydzielenia popiołu z węgla przez zastosowanie odpowiednich operacji przeróbczych.

Nie ilość popiołu odgrywa decydującą rolę w ocenie wartości przemysłowej danego pokładu węgla, lecz łatwość względnie trudność wydzielenia z niego substancyj mineralnych i ich skład mineralogiczny, o czym można przekonać się przeprowadzając specjalne badania petrograficzne, a nie zadawalając się tylko samym spalaniem węgla, jak to ma miejsce dotychczas.

Z powyższych rozważań o popiele pozwolimy sobie wysnuć wnioski następujące:

1) Przy wydzielaniu s. m. z węgla cieczami ciężkimi, jej większość pozostaje nadal w węglu.

2) Stosunek ilościowy wydzielonej s. m. z węgla do pozostałej w węglu nie jest stały, lecz jest zależny od rodzaju przeważającego składnika mineralnego i od stopnia jego rozproszenia, a także niewątpliwie i od rodzaju węgla, jego budowy petrograficznej e. t. c. W rezultacie węgiel gorszego gatunku może dać lepszy produkt końcowy i naodwrót.

3) Wydzielenie s. m. z węgla za pomocą cieczy ciężkiej nie jest i teoretycznie być nie może zadawalająco ścisłe,

a forma związania jej większej części z węglem nie jest dotychczas wyjaśnioną. Postęp dalszych badań nad popiołem wykazuje potrzebę szukania innych jeszcze, dokładniejszych metod badań laboratoryjnych.

4) Badania w cieczach ciężkich wykazały, że można łatwo stosunkowo wydzielić takie składniki mineralne, które wpływają szkodliwie na punkt topliwości popiołu, obniżając go. Składnikami tymi są piryt i kalcyt. Zarówno jeden jak i drugi występują w ziarnach grubszych tak, że istniałaby możliwość usunięcia tych składników za pomocą flotacji. Trzeci główny składnik, drobno rozproszona substancja kaolinowo-ilasta dająca się stosunkowo trudniej rozdzielić, jest jednocześnie dodatnim składnikiem popiołu z tego względu, że posiada wysoki punkt topliwości. Wstępne nasze badania stwierdzają, że przeróbka naszych węgli posiada ułatwione zadanie tylko należałoby w przyszłości większą zwrócić uwagę na petrograficzne badania substancji nieorganicznych.

X. Zestawienie wyników.

1) Przegląd literatury geologicznej odnoszącej się do kopalń, położonych na północnym skrzydle Niecki Bytomskiej [20, 32, 38, 45] i na przedłużeniu jej w kierunku wschodnim [15] wykazał, że paralelizacja pokładów Grupy Siodłowej, a w szczególności paralelizacja pokładu Otto kopalni Radzionków z pokładami kopalń sąsiednich, a więc także i kwestia przynależności stratygraficznej tego pokładu, jest problemem otwartym. Przeprowadzając paralelizację od zachodniego brzegu zagłębia, pokład Otto należałoby zaliczyć do warstw rudzkich Grupy Łękowej. Badania zaś terenowe przeprowadzone na kopalni Radzionków i Andaluzja stwierdziły, że pokład Otto na kop. Radzionków należałoby paralelizować z pokładem I kopalni Andaluzja lub też z pokładami I i II, które to pokłady Doktorowicz-Hrebnicki [15] zestawia z pokładem Fanny na kop. Jawisz i Grodziec II (Grupa Siodłowa). Dla rozstrzygnięcia tego problemu, jak też dla otrzymania charakterystyki petrograficznej pokładów Grupy Siodłowej w tej części Zagłębia (węgle gazowo-płomienne, niekoksujące), a także i dla stwierdzenia zmian, jakie zachodzą w jednym i tym samym pokładzie węgla na prze-

strzeni 18-tu km po rozciągłości (kop. Radzionków, kop. Grodziec II), przeprowadzono szczegółowe badania petrograficzne i chemiczne pokładu Otto kopalni Radzionków, jako pierwsze stadium prac petrograficznych, rozpoczętych na terenie naszego Zagłębia.

2) Badania petrograficzne megaskopowe wykazały, że wprawdzie pokład Otto jest dosyć słabo zróżnicowany pod względem składu petrograficznego, gdyż składa się w przeważającej mierze z durytu, można w nim jednak wyróżnić następujące warstwy (od stropu):

1) 1,56 m warstwa węgla o charakterze mieszanym, składającego się z durytu zbitego prawie bez wkładek witrytu, przewarstwionego durytem o drobnych pasemkach witrytowych i ze znaczną zawartością fuzytu w stropie;
2) 1,54 m warstwa durytu o drobnych (0,5—2 mm grubości) pasemkach witrytu, z grubszymi warstwami witrytowymi w stropie;
3) 1,26 m warstwa węgla o charakterze mieszanym, składającego się z durytu zbitego bez wkładek witrytu i z durytu drobno i mikropasemkowego;
4) 2,32 m warstwa durytu przeważnie drobnopasemkowego, która jedynie w dolnej części zawiera luźne warstewki witrytu i cienką warstwę fuzytu;
5) 38 mm warstwa łupku;
6) 1,02 m warstwa durytu o bardzo licznych, cienkich wkładkach witrytowych występujących szczególnie obficie w górnej części tej warstwy. Na podkreślenie zasługuje także 43 mm warstewka fuzytu twardego, występująca w samym stropie tej warstwy;
7) 0,44 m bardzo charakterystyczna warstwa zbitego durytu, o słabo zaznaczonym uwarstwieniu, prawie zupełnie nie zawierającego wkładek witrytu;
8) 0,76 m warstwa durytu o bardzo licznych grubych wkładkach witrytu. Witryt jedynie w tej warstwie osiąga swe procentowe maksimum prawie dorównując durytowi.

Przekrój powyższy pozwala odtworzyć w następujący sposób warunki sedymentacji pokładu Otto:

Warstwa spągowa o miąższości 0,75 m odpowiada stadium autochtonicznemu powstawania tego pokładu. Drzewa rosnące *in situ* dostarczyły materiału do utworzenia tej war-

stwy. Witryt w niej występujący pochodzi z pni drzew, materiału zaś do powstania durytu dostarczyły spory, w części pochodzące z drzew miejscowych, w części przywiane z dalszych okolic. Oczywiście w tej warstwie autochtonicznej witryt powinien przeważać nad sporami czy liśćmi drzew, co też istotnie ma miejsce.

W następnym stadium teren uległ gwałtownemu obniżeniu i pod dosyć znaczną pokrywą wody zaczął osadzać się materiał przytransportowany z daleka, składający się głównie ze spor i powstała warstwa durytu zbitego (obecna miąższość 0,44 m). Warstwa ta zaczyna stadium allochtoniczne powstawania pokładu węgla.

W czasie powstawania trzeciej z kolei warstwy (od spągu) pokrywa wodna malała coraz bardziej, o czym można wnioskować z wcale znacznej zawartości fuzytu, jaka występuje w tej warstwie. Najwyższa część tej warstwy, składająca się z 43 mm warstewki fuzytu powstała w okresie podniesienia terenu, gdy pożar zniszczył górną część powstającego pokładu węgla (na ogół przyjmuje się, że fuzyt powstał na skutek pożaru). Po tym okresie wyniesienia nastąpiło bardzo gwałtowne obniżenie się powierzchni laguny węglowej, powodujące dostawę materiału nieorganicznego ilastego i powstanie 38 mm warstwy łupku.

Cykl powstawania pokładu Otto w dolnej, wyżej opisanej partii składa się z dwóch faz:

1) faza autochtoniczna: powstaje węgiel bogaty w witryt,
2) faza allochtoniczna:
   a) osiadanie, pokrywa wodna zwiększa się następuje dostawa drobnego materiału roślinnego (spory — duryt);
   b) wypiętrzanie, pokrywa wodna maleje, zostaje dostarczany materiał drobny (spory) i gruby (pnie drzew).

Górna partia pokładu od przerostu łupkowego aż do stropu powstawała prawdopodobnie także w fazie allochtonicznej, lecz przy stałym osiadaniu. Amplituda tego osiadania była różna:

a) W czasie powstawania partii znajdującej się bezpośrednio nad warstwą łupku (2,32 m) osiadanie terenu odbywało się zgodnie z dostawą materiału roślinnego, przy

czym oprócz spor do pokładu węgla dostały się także kawałki pni drzew, stanowiące obecnie cienkie warstwy witrytu, a substancja humusowa, rozpuszczona w wodzie, po strąceniu dała początek masie podstawowej klarytu (kollinit).

b) W wyższej partii pokładu (miąższość 1,26 m) obniżanie się terenu było gwałtowniejsze, w niektórych okresach pokrywa wodna była na tyle znaczna, że mogły wytwarzać się partie durytu zbitego.

c) W następnej z kolei partii pokładu (miąższość 1,54 m) następuje zwolnienie tempa zapadania się dna zatoki węglowej i pod stosunkowo cienką pokrywą wodną osadza się materiał roślinny z większą domieszką drewna (witrytu).

d) W partii stropowej oscylacja terenu była znowu gwałtowniejsza, powstają początkowo naprzemianległe warstwy durytu zbitego, drobno i grubopasemkowego, w końcu jednak intensywność osiadania wzrasta do tego stopnia, że dostawa materiału roślinnego nie może dotrzymać kroku obniżaniu się terenu, następuje kres powstawania pokładu węgla i osadza się łupek stropowy.

3) Badania mikroskopowe, jakościowe pokładu Otto wykazały, że:

a) Duryt, główny składnik megaskopowy badanego pokładu, składa się z kilku komponentów mikroskopowych, z których na pierwszym miejscu należy wymienić mikrynit, dalej kollinit, eksynit i semifuzynit. Mikrynit dominuje jedynie w durycie zbitym, natomiast w innych rodzajach durytu (mikropasemkowym, drobnopasemkowym i grubopasemkowym) przeważa kollinit. W pewnych partiach profilu pokładu węgla w durycie poważną rolę odgrywają niezupełnie zwęglone drobne szczątki tkanek roślinnych (głównie drewna) czyli semifuzynit.

b) Megaspory, występujące w pokładzie Otto, należą do różnych typów (gładkie, guzkowane, o nieregularnych naroślach, z włoskami, z krezą, o podwójnej warstwie nabłonka), lecz ilościowo znacznie ważniejszą rolę od megaspor odgrywają mikrospory, niekiedy stanowiące nawet przeszło 90% substancji durytu. Procesy diagenetyczne, jakim ulegał badany pokład węgla w trakcie całego stadium uwęglenia, przemieniały czasem skupienia mikrospor w jednorodną masę podobną do substancji żywicznej, w której nawet przy silnych

powiększeniach nie można wykryć śladów poszczególnych mikrospor.

c) W badanym węglu występują nie tylko sporangia puste, lecz często można obserwować także sporangia wypełnione mikrosporami, zwykle bardzo silnie zlepionymi. Niekiedy występują nawet całe szyszki ze sporangiami.

d) Kutikule należą do stosunkowo rzadkich szczątków roślinnych występujących w badanym węglu. Zwykle są one silnie rozłożone i zachowały się tylko w postaci bardzo cienkich nabłonków. Czasem jednakże nie tylko można obserwować grube nabłonki liści, lecz także dobrze zachowaną budowę tak delikatnej części anatomicznej liści, jaką jest tkanka mezofylu (jest to fylinit czyli fylowitryt). Różny sposób zachowania liści świadczy o tym, że czynniki zewnętrzne w czasie powstawania pokładu Otto ulegały znacznym zmianom.

e) Rezynit, czyli substancje żywiczne i woskowe, odgrywa podrzędną rolę pośród składników mikroskopowych węgla pokładu Otto. Występuje on nie tylko w durycie i klarycie, lecz także i w witrycie, wypełniając światła komórek. Obok prawdziwych rezynitów wyróżniono także pseudorezynity, czyli bardzo intensywnie zlepione skupienia spor.

f) Tkanki grzybów występują w pewnych warstwach pokładu Otto w znacznych ilościach. Można je podzielić na skleroty czyli przetrwalniki i na inne tkanki grzybów, których nie udało się bliżej określić ze względu na brak danych odnoszących się do anatomii grzybów karbońskich. Skleroty występują tylko w pewnych warstwach pokładu, lecz bardzo obficie, co pozwala przypuszczać, że w pewnych momentach powstawania badanego pokładu były warunki niesprzyjające rozwojowi grzybów (okresy b. małej wilgotności). Warunki powodowały, że grzyby niszczące materiał roślinny wytwarzały przetrwalniki. Na podstawie więc występowania znacznej ilości sklerot możnaby przyjąć, że w czasie powstawania pokładu Otto istniały okresy dużej i małej wilgotności. Spostrzeżenie to przeczyłoby ogólnie przyjętemu poglądowi, że klimat w okresie karbońskim był jednostajny, wilgotny. Skleroty występujące w pokładzie Otto należą do rozmaitych gatunków: *Sclerotites cavatoglobosus, Sc. globosus,* skleroty wielokomorowe i skleroty łańcuchowe. Oprócz sklerot w bada-

nym węglu występują bardzo obficie inne tkanki grzybów, które opisano. Zarówno skleroty jak też i inne szczątki grzybów występują prawie wyłącznie w durycie, więc można sądzić, że grzyby niszczyły nie tylko drewno, jak to twierdzi S t a c h [42, 43], lecz także i inne tkanki roślinne.

Ze względu na znaczną zawartość tkanek grzybów w węglach kamiennych proponuje się wyróżnienie nowego mikroskopowego składnika węgla o nazwie „chitynit", ponieważ wyżej wymienione tkanki grzybów składają się głównie z chityny.

g) Substancje mineralne nieorganiczne występujące w węglu podzielono na:

1) syngenetyczne, dostarczone wraz z materiałem roślinnym do zatoki węglowej;
2) epigenetyczne, które dostały się do pokładu węgla już po jego zestaleniu się, wypełniając szczeliny powstałe wskutek wysychania substancji kolloidalnej węgla i wskutek powstawania szczelin natury tektonicznej.

Badania mikroskopowe szlifów polerowanych stwierdziły, że wśród substancyj syngenetycznych największe znaczenie mają piryt i syderyt, a także i substancje kaolinowo-ilaste. Substancje syngenetyczne występują przede wszystkim w durycie i fuzycie, natomiast w klarycie i witrycie występuje ich mniej. Substancje epigenetyczne występują w badanym węglu w większych ilościach niż substancje syngenetyczne. Substancjami epigenetycznymi są głównie następujące węglany: kalcyt, ankeryt, dolomit, syderyt a także i piryt. Przewaga węglanów, jako substancyj epigenetycznych w badanym pokładzie jest zrozumiała, jeżeli weźmiemy pod uwagę, że nadkładem karbonu na terenie kopalni Radzionków jest wapień muszlowy. Substancje epigenetyczne występują przeważnie w witrycie i klarycie (szczeliny kontrakcyjne), bardzo rzadko w durycie (szczeliny tektoniczne).

h) Kollinit, występujący w węglu pokładu Otto jest substancją bezpostaciową i stanowi on prawie wyłącznie ciasto klarytu, a także w części i durytu. Drobne fragmenty tkanek roślinnych zachowane jako telinit istnieją zarówno w durycie, jak i w klarycie badanego pokładu, stanowią jednak drobny ułamek zawartości kolinitu.

i) Telinit, stanowi albo wyraźne warstewki o grubości od

jednego milimetra do paru cm (odpowiednik „solid antraxylon“ Thiessena) albo cienkie wydłużone soczewki o grubości wyrażającej się w ułamkach milimetra, widoczne jedynie pod mikroskopem („fibrous antraxylon“).

Główna masa telinitu w badanym węglu powstała z tkanek drewna, lecz w znacznie mniejszym stopniu także i inne tkanki roślinne mogą stanowić materiał z którego powstaje telinit. Stwierdzono występowanie suberynitu (telinit powstały z tkanki korka) i fylinitu (telinit powstały z mezofylu liści).

Badania mikroskopowe pokładu Otto wykazały, że telinit może powstać z samych tylko tkanek roślinnych przez ich sprasowanie, wówczas ścianki komórek ściśle przylegają do siebie i zwykłe polerowanie nie wystarcza do wykrycia budowy komórkowej.

Substancja koloidalna humusowa, jaką cały pokład węgla w początku powstawania był przeniknięty, może także wypełniać przestrzenie komórkowe tkanek roślinnych, jakie dostały się do zatoki węglowej, dając początek drugiemu rodzajowi telinitu. Ten drugi rodzaj telinitu składa się także z tkanki roślinnej, lecz główną jego masę stanowi substancja kollinitowa obca. Różnica pomiędzy składem chemicznym substancji samej tkanki a składem chemicznym kollinitu wypełniającego tkankę jest wystarczająca, by przez zwykłe wypolerowanie uwidocznić budowę komórkową tego telinitu. W węglu pokładu Otto stwierdzono, że drugi rodzaj telinitu góruje znacznie nad pierwszym.

Telinit powstały przez sprasowanie tkanek winien posiadać względnie niską zawartość części lotnych, gdyż tkanki tworzące ten rodzaj telinitu (głównie drewno) są zbudowane z ligniny zawierającej mało części lotnych. Kollinit natomiast powstaje przez rozkład wszystkich substancyj roślinnych, a więc także i spor, i to może tłomaczyć wysoką zawartość części lotnych w kollinitach, a także i telinitach węgli sporowych (w. płomienne, gazowo-płomienne) powstałych przez impregnację tkanek kollinitem.

Spostrzeżenia powyższe pozwoliły na wytłomaczenie dlaczego w ośmiu próbach pobranych z całej miąższości pokładu Otto (patrz rozdział VIII, tabela nr. 3) stwierdzono skład chemiczny pierwiastkowy i zawartość części lotnych mniej więc-

cej jednakową, pomimo iż skład petrograficzny tych prób (głównie zawartość telinitu, eksynitu i kollinitu) ulegał znacznym nieraz wahaniom.

W podobny sposób można wytłomaczyć także małe różnice w zawartości części lotnych pomiędzy durytem a witrytem stwierdzone przez R. P o t o n i é g o [37] w węglach płomiennych i gazowo-płomiennych, i duże różnice w zawartości części lotnych w wyróżnionych przez P o t o n i é g o dwóch rodzajach witrytu, występujących nawet w jednym kawałku węgla.

j) Fuzynit posiada zwykle wyraźną budowę komórkową. Bardzo często występuje fuzynit nie tylko impregnowany substancjami mineralnymi nieorganicznymi, lecz także fuzynit impregnowany kollinitem.

4) Badania mikroskopowe ilościowe stwierdziły, że średnia zawartość procentowa poszczególnych składników w badanym węglu jest następująca:

kollinit	26,5%
telinit	25,2%
eksynit	16,5%
semifuzynit	13,4%
mikrynit	9,1%
fuzynit	7,9%
subst. min. nieorg.	1,4%
	100,0%

a zatem można go określić jako węgiel kollinitowo-telinitowo-eksynitowy. Zawartość poszczególnych składników w profilu pokładu zmienia się na ogół dosyć regularnie, za wyjątkiem semifuzynitu, który w stropowej partii pokładu staje się dominującym elementem; telinit zaś przeważa w partii spągowej.

Mikrynit jest na ogół słabo reprezentowany, jedynie te partie profilu, które wykazują większą niż przeciętnie zawartość eksynitu (duryt zbity), odznaczają się znaczną zawartością mikrynitu, dochodzącą do 70%. Zgodność ta potwierdza związek genetyczny zachodzący pomiędzy sporami a mikrynitem. Najbardziej równomiernie rozdzielona jest w całym profilu pokładu zawartość kollinitu i fuzynitu.

Zestawienie profilu megaskopowego z mikroskopowym

pozwoliło stwierdzić, że skonstatowana gołym okiem jednorodność pewnych warstw w pokładzie węgla jest zwykle tylko pozorną. Nawet megaskopowo tak zupełnie jednorodna warstwa durytu zbitego (0,44 m) występująca na wysokości 0,75 m nad spągiem pokładu posiada jednak skład petrograficzny mikroskopowy zmienny (patrz fig. III). Nie można więc mikroskopowych ilościowych badań pokładu węgla przeprowadzać w ten sposób, że wydziela się megaskopowo pewne warstwy w pokładzie węgla i bierze się drobne fragmenty tych warstw jako przeciętne do analizy mikroskopowej. Obliczanie średniego składu petrograficznego na tej podstawie może prowadzić do mylnych wyników. Jedynie dokładne zbadanie pod mikroskopem szlifów z całej miąższości pokładu lub też analiza mikroskopowa należycie wziętej przeciętnej próby rowkowej może pozwolić na wyciąganie jakichkolwiek wniosków praktycznych czy teoretycznych.

5) Z rozbiorów chemicznych wynika, że węgiel badany, posiada zawartość części lotnych około 38%, co pozwala go zaliczyć do węgli gazowo-płomiennych; świadczy o tym tak samo zupełny brak jakichkolwiek własności koksowniczych.

6) Z porównania rozbiorów chemicznych z analizą petrograficzno-mikroskopową wynika, że stopień chemicznego zróżnicowania węgla nie odpowiada jego zróżnicowaniu mikroskopowemu, które jest o wiele bardziej urozmaicone. Analiza petrograficzno-mikroskopowa daje możność rozgatunkowania i rozczłonkowania węgla nawet w tych wypadkach, w których ścisłe analizy chemiczne zawodzą; jest ona pod pewnymi względami czulszą metodą badawczą.

7) Badania petrograficzne substancyj mineralnych wykazały, że składają się one z trzech głównych składników, a mianowicie z kalcytu, pirytu i substancji kaolinowo-ilastych. Jako składniki akcesoryczne wyróżniono syderyt, dolomit i kwarzec. Minerały ciężkie, pospolite w skałach osadowych, występują w węglu pokładu Otto w ilościach nie przenoszących ułamku jednego procenta ogólnej ilości substancji mineralnych i wskutek tego nie mają one praktycznego znaczenia; stwierdzono, że pochodzą one ze skał wybuchowych głębinowych, wylewnych, a także z łupków krystalicznych.

8) Za pomocą cieczy ciężkich udało się wydzielić jedynie około 38% substancji mineralnej z jej ogólnej zawartości; jej większość pozostała nadal w węglu i jest tą metodą nie do wydobycia.

9) Podobne badania przeprowadzone nad jednym pokładem węgla w Stanie Illinois w U. S. A. stwierdziły tak samo obecność powyższych trzech głównych składników mineralnych, a różnice pomiędzy rezultatami naszych badań, a badaniami amerykańskimi zachodzą jedynie w szczegółach. Stąd nasuwa się wniosek, że kalcyt, piryt i substancje kaolinowo-ilaste są i w innych węglach kamiennych ich głównymi składnikami. Z węgla z Illinois udało się wydobyć przeciętnie tylko 30% substancji mineralnych, a więc ilość jeszcze mniejszą; cyfra odnośna jest charakterystyczną dla każdego węgla.

10) Ilość popiołu będącego odpowiednikiem substancji mineralnej wydzielonej z węgla nie jest proporcjonalną do całkowitej zawartości popiołu w węglu. Waga wydzielonej substancji mineralnej zależy od różnych czynników, jak np. od jej składu mineralogicznego, grubości ziarn, stopnia jej rozproszenia w masie otaczającej, budowy petrograficznej węgla, etc. Przeto nie zawartość substancji mineralnej w węglu decyduje o jego wartości przemysłowej, lecz łatwość, względnie trudność jej wydobycia z węgla, a zatem węgiel gorszego gatunku może się okazać po jego odpowiedniej przeróbce materiałem bardziej wartościowym i na odwrót.

11) Stwierdzono na podstawie badań mikroskopowych, że z trzech głównych składników mineralnych, pirytu, kalcytu i substancji kaolinowo-ilastych, dwa pierwsze, praktycznie najbardziej szkodliwe, bo wybitnie obniżające temperaturę topliwości popiołu, występują w ziarnach grubszych, często w żyłkach i szczelinkach, a więc są stosunkowo łatwiejsze do usunięcia za pomocą flotacji, czy innych operacji technicznych. Trzeci składnik główny, substancje kaolinowo-ilaste, podwyższające temperaturę topliwości popiołu, a więc będące składnikiem pożądanym, są jako substancja bardzo rozproszona w węglu trudniej do usunięcia na drodze mechanicznej. Fakt powyższy jest zachęcający dla przeprowadzania badań nad flotacją węgli.

LITERATURA.

1. Assmann P., Michael R., Quitzow W., Tornau F., Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen u. benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 173. Blatt Beuthen - Laurahütte. Preuss. Geolog. Landesanst. 1915.
2. Ball C. G., Mineral Matter of No. 6 Bed Coal at Westfrankfort, Franklin County, Illinois. Illinois State Geol. Surv. Report No. 33, Urbana, Illinois. 1935.
3. Ball C. G., Cady A. G. H., Evaluation of Ash Correction Formulae Based on Petrographic Analyses of Mineral Matter in Coal. Econ. Geol. 1935.
4. Bird B. M., Messmore H. E., The float and sink testing of fine sized coal. Univ. of Washington Eng. Exp. Sta. Bull. 46. 1928.
5. Bocheński T., Badania warstewek witrytowych w węglu pasemkowym. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 45. 1936, str. 9—10.
6. Bocheński T., Über Sporofyllstände (Blüten) einiger Lepidophyten aus dem produktiven Karbon Polens. Rocznik XII, P. T. G. 1936, str. 193—240.
7. Bode H., kohlenpetrographische Nomenklatur. Zeitschrift für d. Berg, Hütten- und Salinen-wesen in Deutsch. Reich. 83, 1935, str. 486—491.
8. Bohdanowicz K., Wstęp do geologji węgla. Dąbrowa Górnicza. 1931.
9. Bohdanowicz K., Przegląd nowej literatury rosyjskiej z dziedziny geologji. Przegląd Górniczo-Hutniczy. 1936.
10. Czarnocki S., Zdolność do koksowania i właściwości chemiczne naszych węgli w związku z budową geologiczną Polskiego Zagłębia. Przegląd Górniczo-Hutniczy. 1925, str. 514—524.
11. Czarnocki S., Dotychczasowe wyniki prac mających na celu wyjaśnienie związku pomiędzy właściwościami chemicznemi naszych węgli, a budową geologiczną Polskiego Zagłębia. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 18, 1927, str. 24.
12. Czarnocki S., Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu (1914—34). Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. P. I. G. Zeszyt 1, 1935.
13. Czarnocki S., II Kongres Międzynarodowy w Heerlen, poświęcony stratygrafji karbonu. Posiedzenia Naukowe P. I. G. Nr. 43, 1935, str. 9—14.
14. Doktorowicz-Hrebnicki S., Wyniki tymczasowe badań petrograficznych niektórych pokładów węgla koksującego się w Zagłębiu Polskiem. Posiedzenia Naukowe P. I. G. Nr. 30, str. 3—4.
15. Doktorowicz-Hrebnicki S., Arkusz Grodziec. Objaśnienie. Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. P. I. G. Zeszyt 2, 1935.
16. Drath A., Węgiel brunatny kopalni Zygmunt w Porębie obok Zawiercia. Akademja Nauk Technicznych. 1935.
17. Duparque A., Structure microscopique des charbons du bassin

houiller du Nord et du Pas de Calais. Mém. Soc. Geol. du Nord. T. XI. 1933.
18. Fieldner A. C., Davis J. D., Thiessen R., etc., Methods and apparatus used in determining the gas, coke, and by-product making properties of American coals. Bureau of Mines. Technical Paper 344. Washington. 1931.
19. Fieldner A. C., Davis J. D., Thiessen R., etc., Carbonizing Properties and Constitution of Alma Bed Coal From Spruce River. No. 4. Mine Boone County, W. Va. Bureau of Mines. Technical Paper 562. Washington. 1935.
20. Gaebler C., Das oberschlesische Steinkohlenbecken. Katowice, 1909.
21. Gauger A. W., Barret S. P., Mineral Matter in Coal. Preliminary Report. Trans. of Am. Inst. of Min. a. Met. Eng. Coal Division. 1934, str. 226.
22. Hickling H. G. A., Marschall C. E., The microstructure of the coal in certain fossil trees. Transactions of the Institution of Mining Engineers. Vol. 84. Part II. London. 1932, str. 15—23.
23. Hoffmann E., Neue Erkenntnise über die Vorgänge der Flözbildung. Bergbau 46, 1933.
24. Jongmans W. J., Koopmans R. G., Kohlenpetrographische Nomenklatur. Geol. Bureau vor het Ned. Mijngebied, Jaarverslag over 1933 (1934), str. 46—64.
25. Jurasky K. A., Über rezentes und fossiles Harz. Brennstoffchemie 12, 1931, str. 161—163.
26. Jurasky K. A., Frassgänge und Koproliten eines Nagekäfers in liasischen Steinkohle. Glückauf 68. 1932, str. 1064—1065.
27. Kühlwein F. L., Hoffmann E., Krüpe E., Durchführung und die praktische Bedeutung planmässiger kohlenpetrographischer Flözprofiluntersuchung. Glückauf 70. 1934, str. 1—8, 32—35.
28. Kühlwein F. L., Hoffmann E., Krüpe E., Stand der mikroskopischen Kohlenuntersuchung. Glückauf 70. 1934, str. 771—784, 805—810.
29. Kühlwein F. L., Petrographie der Kohlen. Der zweite Kongress für Karbonstratigraphie in Heerlen. Glückauf 72, 1935, str. 1266—77.
30. Lessing R., Die Mineralbestandteile der Kohle. Zeitschrift des Oberschles. Berg- u. Hütt. Vereins. 1928.
31. Marson C. B., Colb J. W., Influence of the ash constituens in the carbonisation and gasification of coal. Gas Jnl. London. 1925, 171, str. 39—46.
32. Michael R. Die Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. Abh. d. k. Preuss. Geol. Landesanstalt. Neue Folge. Heft 71. Berlin, 1913.
33. Mukherjee A. N. Ein Beitrag zur Kenntnis der pliocänen Braunkohle des Tandjoeng Kohlenfeldes Palembang. Süd-Sumatra. Diss. Würzburg 1933.
34. Parr S. W., The Classification of the Coal. Univ. of Illinois Eng. Exp. Sta. Bull. 180, 1928.

35. Pattejsky K. Zusammenhang zwischen tektonischer Lage und Zusammensetzung der Kohlen d. Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. Montanistische Rundschau. 17. 1925, str. 621—629.
36. Petrascheck W., Koderhold P., Der Einfluss d. Orlauer Störung auf die chemischen Eigenschaften d. Kohlenflözen. Berg. u. Hüttenmän. Jahrbuch 78, 1930, str. 106—111.
37. Potonié R., Bosenick G., Zur Entstehung der Steinkohle. Mitt. a. d. Lab. d. Pr. Geol. L. A. 19. 1933, str. 75—110.
38. Schaal R. Die Tektonik des Westteils der Beuthener Karbonmulde. Diss. Wrocław, 1930.
39. Schochardt M., Zur Luminiszenzmikroskopie der Steinkohle. Zeiss Nachrichten 2. Folge, H. 1. 1936, str. 22—28.
40. Schulze G., Vorkommen von Sklerotien in der Ruhrkohle. Glückauf 69. 1933, str. 947—948.
41. Slater L., Microscopical study of coal-seams and their correlation. Transactions of the Inst. of Min. Eng. 83. Part 5. 1932, str. 191—206, 237—239.
42. Stach E., Sklerotien in der Kohle. Glückauf 70. 1934, str. 513—516.
43. Stach E., Lehrbuch der Kohlenpetrographie. Berlin. 1935.
44. Stach E., Zur Petrographie der Saarfettkohle. Abhandlungen der Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge 171. 1936, str. 85—104.
45. Stahl A., Zur Horizontierung der Muldengruppenflöze in der Beuthener Steinkohlenmulde. Jahrbuch der Pr. Geol. Landesanst. 53. 1932, str. 85—94.
46. Strache H., Lant R., Kohlenchemie. 1924, str. 264.
47. Thiessen G., Reed F., Studies of the graphical method for calculating pure coal calorific values. Fuel, vol. 13, June-July 1934; Illinois-State Geol. Surv. Rept. Investigations No. 32, 1934.
48. Thiessen R., Recently developed methods of research in the constitution of coal and their application to Illinois coal. Illinois State Geol. Surv. Bull. 33. 1930.
49. Thiessen R., Sprunk G. C., Microscopic and petrographic studies of certain American coals. Bureau of Mines. Technical Paper 364. 1933.
50. Zerndt J., Megasporen als Leitfossilien des produktiven Karbons. Bull. Acad. Pol. Sc. et Lett. A. 1931.
51. Zerndt J., Les megaspores du bassin houiller Polonais. Acad. Pol. d. Sc. et Lett. Com. d. Publ. Sil. Trav. géolog. No. 1. 1934.

Summary.

Review of the geological literature pertaining to the coal mines situated on the Northern wing of the Trough of Beuthen [1, 38, 45] and on its prolongation to the East [15] showed that the correlation of the coal beds belonging to the „Sattel“

Group, and especially the correlation of the Otto coal bed on the Radzionków mine with the coal beds exploited on the neighbouring mines is an open question.

Conducting that correlation from the Western boundary of the Upper Silesian Coal Basin, the Otto coal bed should be included in the strata of the Ruda („Mulden" Group). Investigations made in the mines showed that the Otto coal bed on the Radzionków mine should be correlated with the „I", or with the „I" and „II" coal beds on the Andaluzja mine. The last named coal beds Doktorowicz-Hrebnicki [15] compares with the „Fanny" coal bed („Sattel" Group) of the mines Jowisz and Grodziec II, which are situated on the Eastern prolongation of the Trough of Beuthen.

In order to solve this problem and to give the petrographic characteristic of the high volatile noncoking coal in that part of the Polish Coal Basin, detailed megascopic and microscopic petrographic investigations and chemical analyses were made, as the first stage of the petrographic coal research of the Polish Coal Basin initiated by professor Charles Bohdanowicz.

The division of labor during the working out of this problem was conducted in such a way, as to utilise fully the main domains of research of both authors.

S. Jaskólski, one of whose special domains of research is the petrography of the anorganic rocks and mineralogy, made petrographic investigations (by means of heavy liquides) of the mineral substance occuring in the Otto coal bed, and also chemical investigations; and after becoming acquainted with the morphology of macerals, he counted under the microscope the lower half of the microscopic profile.

A. Drath one of whose special domains of research is coal petrography collected the literature pertaining to the total performed work, and, on the basis of the scheme of coal research established by him [16], worked out the megascopic profile of the investigated coal seam, and also the morphology of the microscopic constituent of that coal, and counted under the microscope the upper half of the microscopic profile and was occupied with the putting together and designing of the total megascopic and microscopic profile of the investigated coal seam.

The text of the work was written by A. D r a t h with the exception of chapter VIII „Chemical investigations" and chapter IX „Investigations of the anorganic mineral substances" which were written by S. J a s k ó l s k i.

Microphotographs were made by both authors.

In chapter I the s c h e m e o f t h e c o n d u c t e d i n v e s t i g a t i o n s is given.

Chapter II is devoted to the g e o l o g i c a l d e s c r i p t i o n o f t h e R a d z i o n k ó w m i n e, situated in the NW part of the Polish Coal Basin (see fig. I). On the area of Radzionków mine, coal beds belonging to the Marginal Group were encountered only in boreholes (see fig. II). Actual exploitation of the Radzionków mine is confined merely to the coal seams belonging to the „Sattel" Group (seams: Podkładowy, Serlo, Grapow, Otto (?)) and to the „Mulden" Group (Edgar, Barbara, Pawel, Louis, Nadkładowy I and Nadkładowy II). Carboniferous in the Radzionków mine is overlaid by Permian (?), Triasic and Pleistocene.

Tectonic conditions are very simple (fig. I), the Radzionków mine is situated on the Northern wing of the Beuthen Trough, the strike of the coal seams is N 112° S and the dip 25° to the South. There are only a few faults on the area belonging to the Radzionków mine.

In chapter III the reasons are given for the choice of the Otto coal seam as the object of the conducted research, and the manner of taking the samples for petrographic investigations and chemical analyses is described.

A q u a l i t a t i v e m e g a s c o p i c d e s c r i p t i o n of the rock types encountered in the Otto coal bed and the principles of the new international nomenclature used in coal petrography [7, 13, 29] form the contents of chapter IV.

The results of the q u a n t i t a t i v e m e g a s c o p i c i n v e s t i g a t i o n s (chapter V) are shown on fig. III, left hand side. The Otto coal seam is rather weakly differenciated as far as the petrographic composition is concerned, because it is composed chiefly of durain. But never the less it is possible to distinguish in the profile of the investigated coal bed eight layers having somewhat different megascopic composition.

From the quantitative megascopic profile the following

probable history of the formation of the Otto coal bed may be deduced:

The footwall layer having the thickness of 0,75 m corresponds to the autochtonic stage of the formation of the described coal bed. Forest growing i n s i t u furnished material for the formation of this layer. The vitrain encountered in it derived from trunks of trees, and the durain mainly from spores which partly fell from the local trees, and were partly blown in from the farther regions. In this autochtonic layer vitrain should prevail above the spores and leaf cuticles, which in fact is evident from the megascopic profile.

In the next stage the terrain subsiding rather rapidly was covered by a thick layer of water, under which began the sedimentation of the material transported from the farther regions. Thus the second layer was formed (actual thickness 0,44 m), which consists of solid durain (without any vitrain lenses).

As time went on the subsidence was smaller and smaller, which may be deduced from the larger amount of fusain, which appears in the third layer (1,02 m). The uppermost part of this layer consists of a fusain band 43 mm thick. This fusain was probably formed during the elevation of the terrain, when a fire destroyed the upper part of the growing coal seam (it is generally believed that fusain was formed by fires).

After this time of elevation, a violent subsidence took place, giving rise to a shale deposit (38 mm thick).

The first cycle of the formation of the Otto coal bed consists of two phases:

1) autochtonic phase: coal rich in vitrain is formed;
2) allochtonic phase: a) subsidence, the thickness of the water cover is growing and rather thin plant material is supplied (spores—durain);
   b) elevation, the thickness of the water cover diminishes, this (tree trunks) and thin (spores) plant material is supplied, giving rise to the formation of vitrain and durain lamina.

The upper part of the coal bed, from the shale up to the hanging wall, was formed also probably in an allochtonic phase, but during the continual subsidence of irregular amplitude:

a) During the formation of the layer (thickness 2,32 m) immediately above the shale the subsidence was probably concordant to the supply of the plant material. Besides spores also fragments of tree trunks were supplied, the former forming durain and the later vitrain bands.

b) When the next layer was formed (thickness 1,26 m) the subsidence was not so uniform. In some periods the water cover was so thick, that formation of solid durain took place, but in other periods the water cover was thinner and more vitrainous material was deposited.

c) After that the subsidence became less intense, under relatively thin water cover, plant material with a larger amount of wood (vitrain) was laid down and gave rise to the last but one layer (1,5 m thick).

d) When the hanging wall layer was forming, the oscillation of the area was again more intense. At first began the sedimentation of the alternating lamina of solid durain, finely banded durain, and coarsely banded durain, but finally the subsidence was so great and the supply of the plant material so small, that the hanging wall shale was deposited.

The results of the q u a l i t a t i v e m i c r o s c o p i c i n v e s t i g a t i o n s (chapter VI) may be summarised as follows:

a) Durain, the main megascopic constituent of the Otto coal bed, is composed of several macerals: micrinite, collinite, exinite, semifusinite. Micrinite prevails only in solid durain, but in the other types of durain (micro-, finely-, and coarsely banded) the main constituent is collinite. In the upper part of the profile semifusinite plays the most important rôle.

b) There are several types of megaspores in the Otto coal bed (see Plate X and XI), but as far as the quantity is concerned microspores prevail largely above megaspores, and in some parts of the profile they form even up to 90% of durain lamina.

c) Cuticles of sporangia may also be observed in the polished sections of the Otto coal bed. They are not only empty but also filled up with microspores, which very often are pasted together forming nearly an uniform mass. Sometimes even cones with sporangia may be seen (Plate XII fig. 1—9).

d) Leaf cuticles belong to the comparatively rare plant

remains in the investigated coal, as a rule are very much decomposed and very thin (Plate XII fig. 10, Plate XIII fig. 1, 2, 3). On the contrary sometimes these cuticles are not only very thick, but also contain beautifully preserved, fine mesophyll structure (Plate XIII fig. 4, 5, 6).

e) Resinite or resinous and waxen substance plays a subordinate rôle among the macerals of the Otto coal seam. It appears not only in durain and clarain but also in telinite, filling up certain cell lumina (Plate XIII fig. 7—10, Plate XIV fig. 1—9). Besides the true resinites there were also found pseudoresinites, that is spores very intensively pasted together (Plate XIV fig. 10, Plate XV fig. 1, 2, 3).

f) In certain layers of the Otto coal bed fungous tissue plays an important rôle. It may be subdivided into sclerotia (Pl. XVI fig. 4—10, Pl. XVII fig. 1—6) and other fungous tissue, which could not be exactly defined, because the anatomy of the Carboniferous fungi is scarcely known. Abundant accumulation of sclerotia in certain layers proves that during the formation of the Otto coal bed there were periods of rather low humidity, (then sclerotia were formed) and periods of comparatively high humidity, favorable for the development of fungi. This statement does not agree with the generally accepted opinion, that during Carboniferous there were uniform, humid climatic conditions. Fungous tissue may be observed only in durain and clarain and it is probable that fungi destroyed not only wood, but also other plant tissues.

Fungous remains contained in coal are formed from chitine. It is believed that a comparatively great abundance of these remains in coals is a sufficient reason for the creation of new maceral composed of fungous tissue, for which the name „chitinite" is proposed.

g) The anorganic mineral substance contained in the Otto coal bed may be subdivided into the following two groups:

1) syngenetic, which is supplied together with the plant matter;

2) epigenetic, which is supplied to the coal seam after its consolidation and which fills up fissures caused by the dessication of the colloidal material of coal and by tectonic movements.

A microscopical investigation of the polished sections

from the Otto coal bed proved that the most important syngenetic substances in that coal were: kaolinitic-clayey substance, pyrite and siderite; these substances may be observed above all in fusinite and durain, in clarain and vitrain they are less common. To the epigenetic substances belongs: calcite, ankerite, dolomite, siderite and pyrite. The abundance of carbonates as epigenetic minerals is comprehensible, when one takes into account, that Carboniferous on the area of the Radzionków mine is overlain by „Muschelkalk".

Epigenetic minerals fill up the contraction fissures (mainly in vitrain) and tectonic fissures (mainly in durain and clarain).

h) Collinite occuring in the coal of the Otto bed is a colloidal, amorphous matter and forms the fundamental substance of clarain and to some degree of durain. In the last named rock types there are also very small fragments of the plant tissues preserved as telinite, but they form only a small fraction of the collinitic mass.

i) Telinite in the investigated coal bed forms definite lamina up to the thickness of 38 mm (solid antraxylon of Thiessen), or rather thin (usually less than 1 mm), elongated lenses in durain which may be seen only under the microscope (fibrous antraxylon of T h i e s s e n). The main mass of telinite is derived from the woody tissue, but also other plant tissue may give rise to telinite: mesophyll (phyllinite, or phyllovitrain see Plate XIII figure 4, 5, 6) and cork (suberinite, Plate XX fig. 4, 5).

There are two ways in which telinite may originate: 1) from the plant tissues by their compression, without any supply of the outside material (compression type of telinite); 2) by filling up the cell lumina with collinite, which forms a colloidal, fluid mass impregnating the whole coal seam at the time of its formation (impregnation type of telinite).

In the first case it is necessary to etch the polished section of telinite in order to make evident the cell structure. In the second case the difference between the chemical composition of the plant tissue (forming a sort of scaffold in that type of telinite) and the collinite (impregnating the cell lumina) is generally sufficient to make evident the cell structure of that type of telinite by simple polishing.

Compression type of telinite ought to have comparatively low volatile matter content, because the plant tissue making this type of telinite (mainly wood) is formed from lignine, which has rather low volatile matter content.

Collinite originates from the decomposition of all plant remains, therefore also of spores in spore coals, and this fact may explain the high volatile matter content of collinites and also telinites (impregnation type) in the spore coals (flamy and gas-flamy coals).

These observations and deductions enabled the first of the authors to explain why the eight samples taken from the entire thickness of the Otto coal bed (Table No. 3) have almost similar chemical composition and volatile matter content, in spite of rather different content of individual macerals.

In the same way one may also explain the small difference in the volatile matter content between durain and vitrain stated by R. P o t o n i é [37] in the flamy and gas-flamy coals of the Ruhr Basin, and the great difference (9%) in the volatile matter content in the two layers of vitrain in the same block of coal.

j) Fusinite has almost always very distinct cell structure. Very often fusinite is impregnated with anorganic mineral matter, sometimes also fusinite impregnated with collinite may be seen.

Results of the q u a n t i t a t i v e m i c r o s c o p i c a l i n v e s t i g a t i o n s (chapter VII) are shown on table no. 1 and fig. III right hand side.

The content of individual macerals varies in the whole profile rather regularly, except semifusinite, which is the main constituent in the uppermost part of the profile, and telinite, in the lowest part. Micrinite is a subordinate constituent in the investigated coal; only this part of the profile which shows greater than the average content of spores (solid durain) has a larger amount of micrinite (up to 70%). This conformity of micrinite content with spores corroborates the genetic connection between the spores and the micrinite. The most uniformly distributed macerals in the profile are collinite and fusinite.

In order to make clearer the changes in the microscopical composition of the entire coal bed, table no. 2 and fig. IV

were made, which give the microscopical composition of each meter of the entire thickness of the investigated bed. The lowest row on table no. 2 gives the average microscopic composition of the Otto coal bed. Three macerals play the most important rôle as far as the microscopic composition of this coal bed is concerned: collinite, telinite and exinite; therefore one may name the coal of the Otto bed: collinitic-telinitic-exinitic coal.

Chemical analyses show (chapter VIII, table no. 3) that the investigated coal bed has an average volatile matter content of 37,9% and gives sandy coke; on this basis one may characterize this coal as gas-flamy coal.

The comparison of the chemical analyses of samples taken from the total thickness of the coal bed, with the results of the microscopic analyses of the same samples (table no. 3) show that a microscopic analyse of a coal bed is a more sensitive tool, than the exact chemical analyses.

Petrographic investigations of the anorganic mineral matter (chapter IX) were conducted in such a way, that the mineral matter was separated from the coal by means of heavy liquids and determined under the microscope.

The main anorganic constituents are calcite, pyrite and kaolinitic-clayey substance. Siderite (ankerite), dolomite and quartz appear only as accessory minerals; heavy minerals, very common in sedimentary rocks, form a fraction of one percent of the total mineral content and therefore have no practical importance.

Only 38% of the total mineral matter content were separated by means of heavy liquids. The quantity of separated mineral matter content is not proportional to the total amount of mineral matter but depends from such factors as mineralogical composition, coarseness of grains, degree of dissemination in coal, petrographic structure of coal etc. Therefore not the total amount of mineral matter in coal decides about the commercial value of a given coal bed, but the ease with which this mineral matter content may be separated. A coal bed having a larger, but easily separable amount of mineral matter may be commercially more valuable, than

a bed having a lesser amount of mineral matter but which cannot be so easily separated.

From the three main mineral constituents pyrite and calcite are the most injurious, because they lower the fusibility point of ash. But fortunately they occur in coarse grains and therefore may be easily separated by the flotation process. Kaolinitic-clayey substance forms very small grains in coal, and is very disseminated, but it raises the fusibility point of ash and therefore is an advantageous component of ash.

Similar investigations of one coal bed were made in U. S. A. (State of Illinois), and the same three main components of anorganic mineral matter were found. Therefore one may conclude that calcite, pyrite and kaolinite-clayey substance are main components of anorganic mineral matter in coals in general. From the Illinois coal only 30% of the total mineral matter could be extracted, therefore still lesser amount. Each coal bed has its characteristic quantity of extractable mineral matter.

Institute of Applied Geology of the Mining Academy in Kraków, December 1936.

TABLICA X*). — PLATE X**).

Wszystkie mikrofotografie przedstawione na tablicach X—XXI wykonano z szlifów polerowanych pionowych (za wyjątkiem tabl. XI, fig. 7) i przy pomocy obiektywów suchych. Mikrofotografie zdjęte przy pomocy obiektywów immersyjnych posiadają oznaczenie „immers". Objaśnienia wszystkich tablic zostały napisane przez A. D r a t h a.

All microphotographs shown on plates X—XXI were made from the vertical polished sections of coal (except plate XI, fig. 7), and by means of dry objectives. Microphotographs made by means of immersion objectives have designation „immers.". Explanation of all plates was written by A. D r a t h.

Fig. 1. × 30. Przejście od telinitu (górna część fig.) do semifuzynitu właściwego (dolna część fig.) o pustych światłach komórek.
Transition from telinite (upper part of the fig.) to semifusinite proper (lower part of the figure) with empty lumina of cells.

Fig. 2. × 60. Część semifuzynitowa z fig. 1, powiększona.
Semifusinitic part of the fig. 1 at a higher magnification.

Fig. 3. × 60. Semifuzynit właściwy o światłach komórek wypełnionych kollinitem.
Semifusinite proper with the lumina of cells filled up with collinite.

Fig. 4. × 80 immers. Semifuzynit powstały z drobnych fragmentów komórek zanurzony w masie kollinitowej z mikrosporami i megasporami.
Semifusinite derived from very small fragments of cells embedded in the collinitic mass with microspores and megaspores.

Fig. 5. × 100. Megaspora gładka, wypełniona masą mikrynitową z kilkoma skupieniami mineralnymi (syderyt).
Smooth megaspore filled up with micrinitic mass and with a few mineral grains (siderite).

Fig. 6. × 50. Dwie gładkie megaspory częściowo wypełnione substancją ilastą.
Two smooth megaspores partly filled up with detrital clay.

Fig. 7. × 50. Megaspora zgnieciona i sfałdowana.
Megaspore distorted and pressed together.

Fig. 8. × 50. Megaspora sfałdowana, wypełniona mikrynitem.
Folded megaspore filled up with micrinite.

Fig. 9. × 30. Megaspora o podwójnym nabłonku, otoczona mikrosporami.
Megaspora with double-layered cuticle, surrounded by microspores.

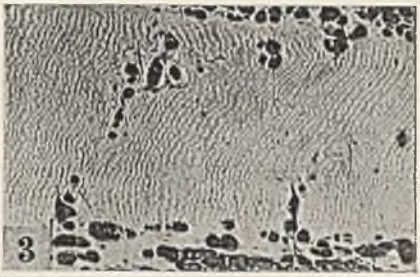
Fig. 10. × 30. Megaspora o guzkowatym egzosporze.
Megaspore with tubercular exosporium.

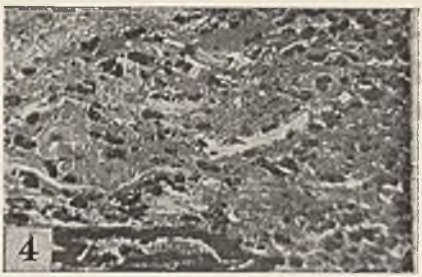
*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1, 2, 3, 4 wykonał S. J a s k ó l s k i, zaś przedstawione na fig. 5, 6, 7, 8, 9, 10 A. D r a t h.

**) Microphotographs shown on fig. 1, 2, 3, 4 were made by S. J a s k ó l s k i and those shown on fig. 5, 6, 7, 8, 9, 10 by A. D r a t h.

1

2


3


4

5

6

7

8

9

10

TABLICA XI *). — PLATE XI **).

Fig. 1. × 30. Megaspora guzkowana, zgięta.
Tubercular megaspore, bent.

Fig. 2. × 30. Megaspora guzkowana w klarycie.
Tubercular megaspore in clarain.

Fig. 3. × 30. Megaspora o nieregularnych naroślach.
Megaspore with irregular outgrowths.

Fig. 4. × 30. Megaspora pokryta włoskami.
Megaspore with hairlike appendages on exosporium.

Fig. 5. × 30. Megaspora o nieregularnych naroślach, wypełniona mikrynitem i otoczona mikrosporami.
Megaspore with irregular outgrowths, filled up with micrinite and surrounded by microspores.

Fig. 6. × 30. Megaspora posiadająca wyraźne skrzydełko (krezę) dookoła obwodu.
Megaspore having an exosporium with distinct annular wing.

Fig. 7. × 30. Przekrój poziomy megaspory (szlif polerowany poziomy) otoczonej przez mikrospory.
Horizontal cross section of a megaspore (horizontal polished section) surrounded by microspores.

Fig. 8. × 140. Nagromadzenie mikrospor całkowitych i ich szczątków.
Accumulation of complete microspores and their fragments.

Fig. 9. × 140. Duża mikrospora.
Large microspore.

Fig. 10. × 30. Duryt zbity składający się prawie wyłącznie z zlepionych z sobą mikrospor (szare) o niewielkiej ilości ciasta mikrynitowego (białe).
Solid durain consting almost entirely of microspores (gray) pasted together and cemented by micrinite (white).

---

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 wykonał A. Drath, zaś przedstawioną na fig. 10 S. Jaskólski.

**) Microphotographs shown on fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 were made by A. Drath and that shown on fig. 10 by S. Jaskólski.

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

TABLICA XII *). — PLATE XII **).

Fig. 1. × 50. Sporangia puste.
Empty sporangia.

Fig. 2. × 30. Sporangium puste, zwinięte.
Empty sporangium pressed together.

Fig. 3. × 30. Przekrój szyszki z mikrosporangiami wypełnionymi mikrosporami.
Cross section of a cone with microsporangia filled up with microspores.

Fig. 4. × 140. Powiększenie części mikrosporangium z fig. 3 o mikrosporach częściowo zlepionych.
Part of microsporangium from fig. 3 having microspores partly pasted together, at a higher magnification.

Fig. 5. × 100. Ciemno-szara warstwa w środku figury powstała prawdopodobnie przez zupełne zlepienie się mikrospor (substancja żywiczna?).
Dark-gray layer in the middle of figure derived probably from the complete pasting together of microspores (resinous substance?).

Fig. 6. × 30. Mikrosporangium wypełnione mikrosporami.
Microsporangium filled up with microspores.

Fig. 7. × 50. Mikrosporangium z mikrosporami częściowo zlepionymi, o widocznej jednak budowie ziarnistej.
Microsporangium with microspores partly pasted together, but the granular structure is distinctly visible.

Fig. 8. × 50. Część długiego mikrosporangium z mikrosporami.
Part of a long microsporangium with microspores.

Fig. 9. × 140. Powiększenie prawego końca mikrosporangium z fig. 8, nabłonek mikrosporangium posiada w pewnych miejscach widoczne zazębienie (komórki epidermalne).
The right hand side of microsporangium showed on fig 8 at a higher magnification; cuticle of microsporangium has in some part indentations (epidermal cells).

Fig. 10. × 150. Cienkościenne nabłonki liści w kollinicie.
Thin leaf cuticles in collinite.

---

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 wykonał A. D r a t h, zaś przedstawioną na fig. 10 S. J a s k ó l s k i.

**) Microphotographs shown on fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 were made by A. D r a t h and that shown on fig. 10 S. J a s k ó l s k i.

1

2

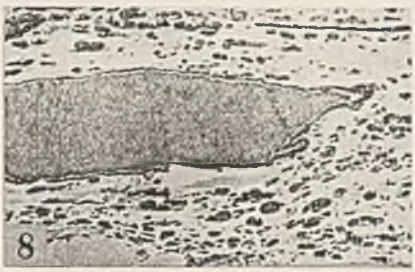
3

4

5

6

7


8

9

10

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA
w Gliwicach

TABLICA XIII *). — PLATE XIII **).

Fig. 1. × 100. Cienkościenne nabłonki liści bez widocznego zazębienia.
Thin leaf cuticles without distinct indentations.

Fig. 2. × 150. Cienkie kutikule o wyraźnym zazębieniu (komórki epidermalne).
Thin cuticles having distinct indentations (epidermal cells).

Fig. 3. × 30. Kutikule prawie zupełnie rozłożone.
Cuticles almost entirely decomposed.

Fig. 4. × 30. Część grubościennego liścia o wyraźnie zachowanej budowie komórkowej mezofylu.
Part of thick leaf with well preserved mesophyll cell structure.

Fig. 5. × 30. Część przekroju bardzo grubego liścia o dobrze zachowanej budowie mezofylu.
Part of a cross section of a very thick leaf with well preserved mesophyll structure.

Fig. 6. × 30. Inna część przekroju liścia z fig. 5; wyraźnie zaznacza się różnica pomiędzy dobrze zachowanym miękiszem palisadowym (w górnej partii) a miękiszem gąbczastym (w dolnej części).
Another part of the cross section of the leaf shown in fig. 5, the boundary between the well preserved palisade region (upper part) and spongy region (lower part) is well defined.

Fig. 7. × 30. Nieregularne ciałko żywiczne, o nierównej powierzchni, w durycie.
Irregular resinous body having uneven surface, in durain.

Fig. 8. × 30. Nieregularne ciałko żywiczne o bardzo silnym reliefie.
Irregular resinous body having a high relief.

Fig. 9. × 30. Nieregularne ciałko żywiczne w klarycie.
Irregular resinous body in clarain.

Fig. 10. × 30. Ciałko żywiczne kształtu biszkopta zanurzone w mikrynicie ze sporami.
Biscuit-shaped resinous body embedded in micrinitic mass with microspores.

---

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1, 2, 4 wykonał S. Jaskólski, zaś przedstawione na fig. 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10 A. Drath.

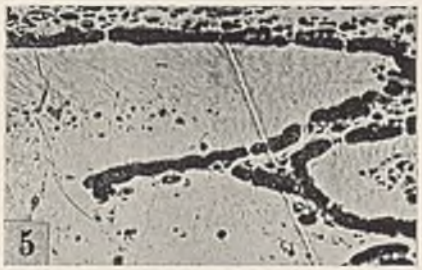
**) Microphotographs shown on fig. 1, 2, 4, were made by S. Jaskólski and those shown on fig. 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10 A. Drath.

1

2

3

4


5

6

7

8

9

10

TABLICA XIV*). — PLATE XIV**).

Fig. 1. × 30. Regularne, owalne ciałko żywiczne w durycie.
Regular, oval resinous body in durain.

Fig. 2. × 100. Fragment soczewkowatego ciałka żywicznego ze sklerotą.
Fragment of lense-like resinous body with sclerotium.

Fig. 3. × 50. Ostrokańciaste ciałko żywiczne w durycie.
Sharp-edged resinous body in durain.

Fig. 4. × 50. Szereg ostrokańciastych ciałek żywicznych powstałych prawdopodobnie z jednego dużego skupienia żywicznego.
Set of sharp-edged resinous bodies derived probably from one large resinous agglomeration.

Fig. 5. × 50. Owalne ciałko żywiczne w klarycie, prawie nie posiadające reliefu.
Oval resinous body in clarain, almost without any relief.

Fig. 6. × 80. Skupienie owalnych ciałek żywicznych w telinicie.
Accumulation of oval resinous bodies in telinite.

Fig. 7. × 50. Substancja żywiczna wypełniająca komórki w telinicie.
Resinous substance filling cells in telinite.

Fig. 8. × 80 immers. Partia z fig. 7 przy trochę silniejszym powiększeniu.
Part of fig. 7 at somewhat higher magnification.

Fig. 9. × 80 immers. Inny przykład wypełnienia komórek w telinicie przez substancję żywiczną.
Another example of the filling of cells in telinite by resinite.

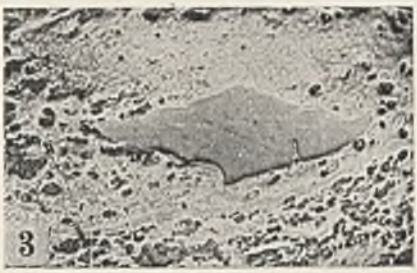
Fig. 10. × 30. Pseudorezynit powstały przez zlepienie megaspor, których zarysy są jeszcze częściowo widoczne.
Pseudoresinite derived from pasting together of megaspores, the outlines of which are still partly visible.

---

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1—10 wykonał A. D r a t h.
**) Microphotographs shown on fig. 1—10 were made by A. D r a t h.

1

2


3

4

5

6

7

8

9

10

TABLICA XV*). — PLATE XV**).

Fig. 1. × 30. Pseudorezynit, w dolnej części jeszcze widoczny szczątek megaspory.
Pseudoresinite in lower part of which a fragment of megaspore still may be seen.

Fig. 2. × 50. Pseudorezynit w klarycie.
Pseudoresinite in clarain.

Fig. 3. × 30. Pseudorezynit (wśród mikrospor i szczątków megaspor) o tak jednorodnej budowie, że trudno go odróżnić od prawdziwej żywicy.
Pseudoresinite (surrounded by microspores and fragments of megaspores) so homogenous that it is difficult to discriminate it from true resin.

Fig. 4. × 30. Kolonia sklerot należących do typu *Sclerotites cavatoglobosus.*
Colony of sclerotia belonging to the type *Sclerotites cavatoglobosus.*

Fig. 5. × 50. Skleroty kuliste w durycie.
Globular sclerotia in durain.

Fig. 6. × 60. Skupienie sklerot kulistych, zlepionych w środkowej części.
Accumulation of globular sclerotia, in central part pasted together.

Fig. 7. × 30. Skleroty łańcuchowe w durycie.
Chain-like sclerotia in durain.

Fig. 8. × 50. Dobrze zachowana sklerota łańcuchowa w durycie.
Well preserved chain-like sclerotium in durain.

Fig. 9. × 50. Sklerota łańcuchowa w otoczeniu fuzynitu.
Chain-like sclerotium surrounded by fusinite.

Fig. 10. × 50. Rozerwany fragment skleroty łańcuchowej.
Rent fragment of chain-like sclerotium.

---

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1—10 wykonał A. D r a t h.

**) Microphotographs shown on fig. 1—10 were made by A. D r a t h.

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

TABLICA XVI*). — PLATE XVI**).

Fig. 1. × 30. Sklerota o grubej nieregularnie falistej osłonie w durycie.
Sclerotium having thick, irregularly undulating wall, in durain.

Fig. 2. × 80. Sklerota posiadająca jeden rząd komór na obwodzie, w durycie.
Sclerotium having one row of cells on periphery, in durain.

Fig. 3. × 80. Sklerota o kilku rzędach komór.
Sclerotium with several layers of cells.

Fig. 4. × 100. Kolonia małych, wielokomorowych sklerot w durycie.
Colony of small multicellular sclerotia in durain.

Fig. 5. × 80 immers. Kolonia sklerot w klarycie.
Colony of sclerotia in clarain.

Fig. 6. × 100. Trzy skleroty wielokomorowe w durycie.
Three multicellular sclerotia in durain.

Fig.[1]) 7. × 30. Przekrój tkanki grzyba (?).
Cross section of a fungous (?) tissue.

Fig.[1]) 8. × 30. Inny przekrój tkanek tego samego typu.
Another cross section of tissues belonging to the same type.

---

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1 i 6 wykonał S. Jaskólski zaś przedstawione na fig. 2, 3, 4, 5, 7, 8 A. Drath.

**) Microphotographs shown on fig 1 and 6 were made by S. Jaskólski and those shown on fig. 2, 3, 4, 5, 7, 8 by A. Drath.

[1]) Tkanki przedstawione na fig. 7 i 8 zostały określone przez doc. dr Jurasky'ego z Akademii Górniczej w Freibergu jako należące prawdopodobnie do grzybów.

Tissues shown on fig. 7 and 8 were determined kindly by priv. doz. dr Jurasky from the Mining Academy in Freiberg as probable fungous tissue.

1

2

3

4

5

6

7

8

TABLICA XVII *). — PLATE XVII **).

Fig. 1. × 30. Tkanka grzyba (?), komórki częściowo porozrywane.
Fungous tissue (?), cells partly rent.

Fig. 2. × 30. Tkanka grzyba (?) w durycie; wydłużone „komórki" powstały prawdopodobnie przez rozerwanie małych okrągławych komórek widocznych z prawej strony.
Fungous tissue in durain; elongated „cells" derived probably by rending of small circular cells visible on the right hand side.

Fig. 3. × 70. immers. Tkanka grzyba (?) impregnowana substancją zbliżoną do chityny.
Fungous tissue (?) impregnated with a chitine-like substance.

Fig. 4. × 30. Tkanka grzyba (?) zachowana w górnej części jako telinit (słabo widoczne, okrągławe zarysy komórek); w dolnej chitynowej części wyraźnie zaznaczają się wydłużone pęknięcia.
Fungous tissue (?) in upper part preserved as telinite (indistinct outlines of circular cells); in lower chitinous part clearly marked, elongated cells.

Fig. 5. × 30. Tkanka grzyba (?) telinitowa, o drobnych okrągławych komórkach.
Telinitic fungous tissue (?) having small circular cells.

Fig. 6. × 100. Inny typ tkanki grzyba (?).
Another type of fungous tissue (?).

Fig. 7. × 100. Pospolity typ zbitej tkanki prawdopodobnie pochodzącej z grzybów.
Common type of dense tissue probably of fungous origin.

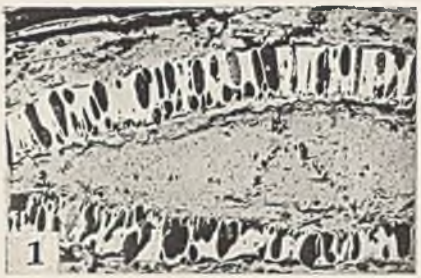
Fig. 8. × 30. Konkrecja syderytowa w zbitym durycie.
Sideritic concretion in dense durain.

Fig. 9. × 20. Konkrecja pirytowa w durycie.
Pyritic concretion in durain.

Fig. 10. × 140. Małe, syderytowe konkrecje w klarycie.
Small, sideritic concretions in clarain.

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1, 8, 9, 10 wykonał S. Jaskólski, zaś przedstawione na fig. 2, 3, 4, 5, 6, 7 A. Drath.

**) Microphotographs shown on fig. 1, 8, 9, 10 were made by S. Jaskólski and those shown on fig. 2, 3, 4, 5, 6, 7 by A. Drath.


1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

TABLICA XVIII *). — PLATE XVIII **).

Fig. 1. × 100. Substancja kaolinowo-ilasta w klarycie (ciemne smugi w środkowej części fig.).
Kaolinitic-clayey substance (in clarain) forming dark streaks in central part of the figure.

Fig. 2. × 140. Syderytowe konkrecje w telinicie.
Sideritic concretions in telinite.

Fig. 3. × 50. Fuzynit impregnowany substancją kaolinowo-ilastą.
Fusinite impregnated with kaolinitic-clayey substance.

Fig. 4. × 100. Drobnokomórkowy fuzynit wypełniony substancją kaolinowo-ilastą.
Small-cellular fusinite filled up with kaolinitic-clayey substance.

Fig. 5. × 100. Fuzynit impregnowany syderytem.
Fusinite impregnated with siderite.

Fig. 6. × 20. Warstewka telinitu o licznych spękaniach kontrakcyjnych wypełnionych syderytem.
Layer of telinite with numerous contraction-cracks filled up with siderite.

Fig. 7. × 50. Szczeliny kontrakcyjne w telinicie wypełnione syderytem (szary) i niewielką ilością pirytu (biały).
Contraction-cracks in telinite filled up with siderite (gray) and with small amount of pyrite (white).

Fig. 8. × 100. Część fig. 7 przy silniejszym powiększeniu: oba składniki mineralne są wyraźnie widoczne.
Part of fig. 7 at a higher magnification showing distinctly both mineral constituents.

Fig. 9. × 30. Promieniowe szczeliny w telinicie, wypełnione syderytem.
Radial cracks in telinite filled up with siderite.

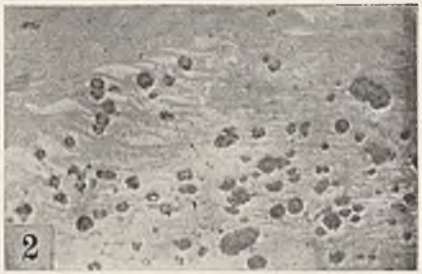
Fig. 10. × 30. Puste promieniowe szczeliny w telinicie.
Empty, radial cracks in telinite.

---

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10 wykonał A. Drath zaś przedstawioną na fig. 5 S. Jaskólski.

**) Microphotographs shown on fig. 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10 were made by A. Drath and that shown on fig. 5 S. Jaskólski.

1


2

3

4

5

6

7

8

9

10

TABLICA XIX*). — PLATE XIX**).

Fig. 1. × 30. Szczeliny pionowe i promieniowe w telinicie częściowo wypełnione syderytem.
Vertical and radial cracks in telinite partly filled up with siderite.

Fig. 2. × 30. Poziome szczeliny (pochodzenia tektonicznego) w klarycie wypełnione kalcytem.
Horizontal cracks (of tectonic origin) filled up with calcite.

Fig. 3. × 30. Nieregularne (przeważnie poziome) spękania w klarycie o wypełnieniu kalcytowem.
Irregular (mostly horizontal) cracks in clarain with calcitic filling.

Fig. 4. × 80 immers. Klaryt składający się z przeświecającego ciasta (ciemno-szare) z licznymi szczątkami fuzynitowymi (białe).
Clarain consisting of collinite (dark-gray) with numerous fusinitic fragments (white).

Fig. 5. × 80 immers. Klaryt o stosunkowo małej ilości kollinitu, z szczątkami fuzynitowymi i wydłużonym fragmentem telinitu (w środku fig.).
Clarain having rather small amount of collinite with numerous fusinitic fragments and one elongated fragment of telinite (central part the fig.).

Fig. 6. × 30. Telinit o komórkach prawie zupełnie zgniecionych.
Telinite having cells almost entirely pressed together.

Fig. 7. × 30. Telinit; tylko środkowa część posiada wyraźnie wydłużone komórki.
Telinite; only central part possesses distinct, elongated cells.

Fig. 8. × 80 immers. Telinit; komórki mało zdeformowane, wypełnione kollinitem.
Telinite; cells slightly deformed, filled up with collinite.

Fig. 9. × 100. Telinit; komórki niejednakowo wypełnione kollinitem.
Telinite; cells unevenly filled up with collinite.

Fig. 10. × 100. Telinit; dobrze zachowana budowa drewna pterydofytów.
Telinite; well preserved pteridophytic wood structure.

---

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1, 2, 3, 6, 7, 8, 9, 10 wykonał A. Drath zaś przedstawione na fig. 4, 5 S. Jaskólski.

**) Microphotographs shown on fig. 1, 2, 3, 6, 7, 8, 9, 10 were made by A. Drath and those on fig. 4, 5 by S. Jaskólski.

1

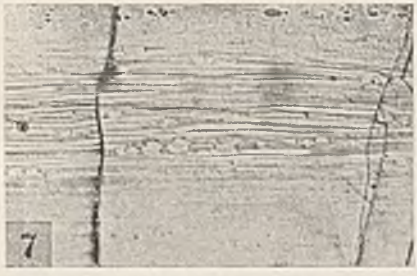
2

3

4

5

6


7

8

9

10

TABLICA XX*) — PLATE XX**).

Fig. 1. × 30. Telinit: warstwy komórek uległy sfałdowaniu.
Telinite; folded cell layers.

Fig. 2. × 60. Telinit: tylko komórki widoczne w środku figury zostały wypełnione przez kollinit i zachowane.
Telinite; only cells visible in the central part of the figure were filled up with collinite and preserved.

Fig. 3. × 30. Telinit; komórki częściowo sprasowane, a częściowo wypełnione kollinitem.
Telinite; cells partly pressed together, partly filled with collinite.

Fig. 4. × 30. Przekrój gałązki, wyraźnie zachowana budowa komórkowa korka.
Cross section of stem, well preserved cortex.

Fig. 5. × 250. Fragment tkanki korkowej z fig. 4 powiększony.
Fragment of cortical tissue from fig. 4 at a higher magnification.

Fig. 6. × 20. Soczewka telinitu, przekrój gałązki bez wyraźnie zachowanej budowy drzewnej.
Lense of telinite, cross section of stem without any visible cell structure.

Fig. 7. × 80 immers. Telinit; przekrój podłużny drewna z cewkami schodkowanymi.
Telinite; longitudinal cross section of wood with scalariform tracheids.

Fig. 8. × 60. Fuzynit normalny, o pustych, cienkościennych komórkach.
Normal fusinite having empty, rather thin-walled cells.

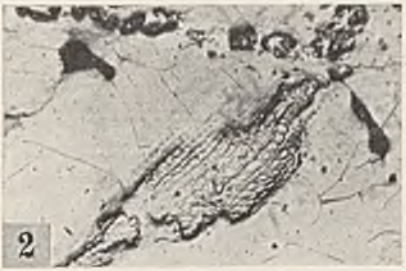
Fig. 9. × 100. Fuzynit powstały z tkanki o grubościennych komórkach.
Fusinite derived from a tissue having thick-walled cells.

Fig. 10. × 100. Fuzynit bardzo kruchy, dający się trudno polerować.
Fusinite very brittle, difficult to polish.

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1, 3, 7, 8, 9, 10 wykonał A. Drath zaś przedstawione na fig. 2, 4, 5, 6 S. Jaskólski.

**) Microphotographs shown on fig. 1, 3, 7, 8, 9, 10 were made by A. Drath and those shown on fig. 2, 4, 5, 6 by S. Jaskólski.

1


2

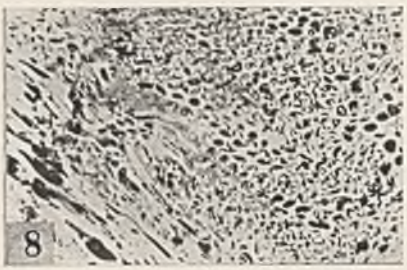
3

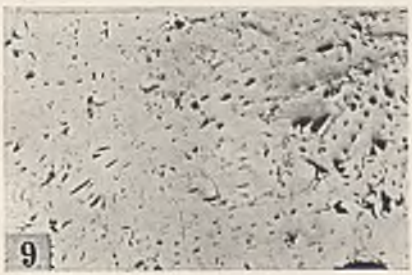
4

5

6

7


8


9

10

TABLICA XXI*) — PLATE XXI**).

Fig. 1. × 50. Fuzynit powstały z tkanek o bardzo cienkościennych komórkach.
Fusinite derived from tissue having very thin-walled cells.

Fig. 2. × 35. Fuzynit zgnieciony pod wpływem nacisku bocznego.
Fusinite crushed under the influence of lateral stress.

Fig. 3. × 50. Fuzynit pokruszony i zlepiony substancją ilastą.
Small fragments of fusinite cemented with detrital clay.

Fig. 4. × 50. Małe igiełki fuzynitu (białe) zlepione kalcytem (szary).
Small needles of fusinite (white) embedded in calcite (gray).

Fig. 5. × 50. Fuzynit impregnowany kollinitem.
Fusinite impregnated with collinite.

Fig. 6. × 70 immers. Część fig. 5 przy silniejszym powiększeniu.
Part of fig. 5 at a higher magnification.

Fig. 7. × 100. Przekrój tkanki (?).
Cross section of a tissue (?).

Fig. 8. × 50. Masa fuzynitowa o niewyraźnie zachowanych sześciokątnych spękaniach (komórki?).
Fusinitic mass with undistinctly preserved hexagonal cracks (cells?).

Fig. 9. × 50. Przekrój zbitej cienkościennej tkanki w durycie.
Cross section of dense, thin-walled tissue in durain.

Fig. 10. × 20. Soczewka telinitowa w zbitym durycie.
Telinitic lense in dense durain.

---

*) Mikrofotografie przedstawione na fig. 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10 wykonał A. Drath zaś przedstawioną na fig. 4 S. Jaskólski.

**) Microphotographs shown on fig. 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10 were made by A. Drath and that on fig. 4 by S. Jaskólski.

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA
GŁÓWNA
w Gliwicach

Jan Nowak

Horizontale Verteilung der Oelvarietäten der Polnisch-Karpatischen Oelprovinz.

(Mit 6 Abbildungen im Texte).

(Rozmieszczenie poziome odmian ropy w prowincji naftowej Karpat Polskich).

(Z 6 rysunkami w tekście).

Zur Einführung.

Als ich im J. 1929 meine „Geologie der Polnischen Oelfelder“ [1]) verfasste, habe ich mich entschlossen, mich nur auf die Geologie zu beschränken, ohne in meine Betrachtungen die Natur des Oels einzubeziehen. Dies ist zweckmässig geschehen. Aeltere diesbezügliche Kenntnisse sind in bekannten Handbüchern verwertet worden und ich fand es als überflüssig, das allgemein Bekannte zu wiederholen. Neue Daten fehlten. Ich habe zwar seit Jahren ein grosses Analysen-Material gesammelt und mehrmals versucht dasselbe durchzuarbeiten und dabei auch manches erzielt. Diese Versuche scheiterten jedoch an der Erkenntnis, dass das Material verschiedenwertig war. Die Hauptschwierigkeit bestand darin, dass die Analysen zu verschiedenen Zeiten und Zwecken und von verschiedenen Analytikern und sogar mit verschiedenen Arbeitsmethoden durchgeführt, notgedrungen auseinanderliefen. Es standen keine Kriterien zur Verfügung um zu entscheiden, was in dieser Verschiedenheit als stofflich begründet, und was als methodisch veranlasst oder gar als subjektiv zu betrachten ist.

Seit dieser Zeit ist jedoch viel geschehen. In den Jahren

[1]) Stuttgart, F. Enke.

1928—1933 veröffentlichte A r c t o w s k i [1]) mit seinen Mitarbeitern die Resultate der Analysen von über 40 Grubeneinheiten. Dann kam im J. 1936 die Arbeit von K. K a t z [2]), welche mit ihren Analysen das gesamte Gebiet der Polnischen Karpaten umfasste. Prof. B o h d a n o w i c z hat die neueste polnische Petroleum-Literatur mit zahlreichen erschöpfenden und kritischen Berichten aus der Weltliteratur bereichert, so dass es nun möglich ist, nicht nur das Thema aufzunehmen, sondern dasselbe auch im Lichte der auf diesem Gebiete herrschenden zahlreichen Ansichten zu erwägen.

Die Forscher, welche bisher die Frage der polnischen Oele sowohl chemisch als auch geologisch behandelten, bedienten sich der Zusammenstellungen der Zahlen und der Anordnung derselben im Dreiecke von Osann. A r c t o w s k i und seine Mitarbeiter benützten häufig bei der Schilderung der Verbreitung der Fraktionen, der Dichte u. s. w. die kartographischen Darstellungen, die sich jedoch nur auf einzelne Grubengebiete beziehen. Es ist überflüssig, sämtliche von A r c t o w s k i gewonnenen Resultate zu wiederholen. Ich will bloss jener Erwähnung tun, welche an mehrere eigene Ausführungen angeknüpft werden können.

1) Es gibt Oele, deren Dichte gegen die Oberfläche grösser wird, es gibt aber auch solche, bei welchen man gerade das Gegenteil feststellt [3]).

2) Zwischen der Lage des Rohöls am Sattel und zwischen seinen Eigentümlichkeiten herrschen gerade Beziehungen [4]).

3) Der Zunahme der Produktion mit der Zeit entspricht die Abnahme der % von Residuen im Rohöl [5]).

4) Isarythmen der gleichen Dichte des Rohöls am Grubenplan (Majdan—Rosulna) haben einen analogen Verlauf, wie die Isarythmen der Fraktion bis 200° in diesem Sinne, dass den Zonen der Minima der Dichte jene der Maxima dieser Fraktion entsprechen, und mugekehrt [6]).

---

[1]) Mit Z. J. Z i e l i ń s k i, J. G o t t l i e b, R. J a w o r s k i, K. D e i s e n b e r g, in „Kosmos", Lwów. A. 1928, 1930, 1933.

[2]) Serv. Géol. des Karpates, Bull. 25.

[3]) Ebdas. S. 463.

[4]) l. c. 1928, S. 218.

[5]) Ebdas. S. 460.

[6]) Ebdas. 1930, S. 445.

5) Nach der Massgabe wie sich die Längsachse des Sattels senkt und die Oelzone austönt, vermindert sich die Oeldichte (Zone v. Schodnica) [1]).

Ich habe mich entschlossen der Frage nachzugehen, ob dieses Analysenmaterial als Ganzes betrachtet, etwa gewisse allgemeinere Schlüsse erlauben wird. Ich versuchte das auf zweierlei Art zu erzielen. Erstens dadurch, dass ich einzelne Analysen auf die geographische Karte eingetragen habe und in der Gruppierung derselben den etwa vorhandenen Sinn der Verteilung zu entziffern versuchte. Zweitens habe ich mich bemüht den Sinn des Verhaltens der Oelvarietäten in vertikaler Richtung zu erfassen.

Hier will ich nur die Ergebnisse der Betrachtung des Verhaltens der Oelqualitäten in horizontaler Projektion besprechen. Die Prozentzahlen der fraktionierten Destillation haben grundsätzlich dasselbe Bild geliefert wie die Zahlen der Dichteverteilung und zwar in dem Sinne, dass sich diese Bilder gegenseitg ergänzen. Das war bereits aus der Abb. 2 von K a t z zu schliessen. K a t z hat in dieser Zusammenstellung die gewonnenen Prozentzahlen der Destillate nach der Grösse der Fraktion bis 150° geordnet. In diesem Bilde steht das Residuum im grossen im umgekehrten Verhältnis zur Fraktion bis 150°. Die Fraktion 150—300° nimmt in gewissem Sinne die Mittelstellung ein. Die Fraktion bis 150° variiert zwischen 2,2 bis 96,7% (Schwankungsgrösse 94,5%), das Residuum zwischen 73,2—0,8% (Schwankungsgr. 72,4%), und die Fraktion 150 bis 300° schwankt bloss in den Grenzen zwischen 69,5—21% (Schwgr. 47,5%). Bei kleinen Zahlen der Fr. bis 150° sind daher die % der Fr. bis 150—300° verhältnismässig gross, bei grossen — klein. An der kartenmässigen Zusammenstellung der % dieser Fraktionen sieht man daher, dass die Minimastellen der Fraktion bis 150 den Maximastellen der Fraktion 150—300° entsprechen. Die Darstellung der D i c h t e k a r t e zeigt grundsätzlich dasselbe Bild. Es ist jedoch am prägnantesten und hebt am deutlichsten und am vielseitigsten die Unterschiede hervor. Die Schwankungsgrenzen betragen ja hier 198 Tausendstel [2]) (0,709—0,907) bezw. sogar 241 Tausendstel, wenn man das sp. Gew. von Iwonicz (0,930) in Betracht

[1]) Ebdas. 1933.

[2]) Das sp. Gewicht werde ich stets in Tausendsteln angeben.

zieht. Es ist daher klar, dass ich in der Schilderung der Mannigfaltigkeiten der polnischen Rohöle in horizontaler Projektion das Hauptgewicht auf die Dichtekarte lege und diese zur Darstellung bringe. Die Karte stützt sich im Prinzip auf die Daten von K a t z. Die betreffenden Grubenstellen der Karte sind mit fetten Zahlen bezeichnet. Bei den Daten aus anderen Quellen sind die Gruben mit Ortschaftsnamen vermerkt.

1. B e g r i f f d e r p o l n i s c h-k a r p a t i s c h e n O e l p r o v i n z.

Das allgemeinste Bild der Verteilung der Oelvarietäten in den polnischen Karpaten erhält man auf Grund der Karte Abb. 1.

Verzeichnis der Oelgruben der Karte Abb. 1.

1. Klęczany
2. Librantowa
3. Posadowa
4. Biecz
4a. Załawie
5. Lipinki
6. Męcina W.
7. Harklowa
8. Roztoki
9. Dobrucowa
10. Męcinka
11. Potok
12. Bóbrka-Rogi
13. Węglówka
14. Ropianka
15. Krościenko
16. Lubatówka
16a. Iwonicz
16b. Wulka
16c. Rudawka Rym.
16d. Wola Jawor.
17. Starawieś
18. Turzepole
19. Grabownica
20. Tarnawa Dol.
21. Mokre
22. Stańkowa
23. Paszowa
24. Ropienka
25. Wańkowa
26. Łodyna
27. Rajskie
28. Bystre
29. Lipie
30. Strzelbice
31. Wołosianka
32. Borysław (tief)
33. Mraźnica
34. Opaka
35. Schodnica
36. Urycz
37. Kropiwnik
38. Kręciata
39. Orów
40. Bolechów
41. Duba
42. Rypne
43. Perehińsko
44. Majdan
45. Starunia
46. Bitków (hoch)
47. Bitków (tief)
48. Pasieczna
49. Słoboda Rung.
50. Kosmacz
51. Żabie

Die rein geologische Seite der Karte wird in weiteren Stadien der Arbeit im Zusammenhange mit der Oelverteilung zur Behandlung gelangen. Vorläufig wollen wir unsere Aufmerksamkeit bloss auf die Oelverteilung lenken. Punkte mit fortlaufenden fetten Zahlen, geordnet vom NW nach SE entsprechen den einzelnen Oelgruben. Jedem Grubenpunkte liegen eine oder zwei übereinander stehende Zahlen bei. Dieselben

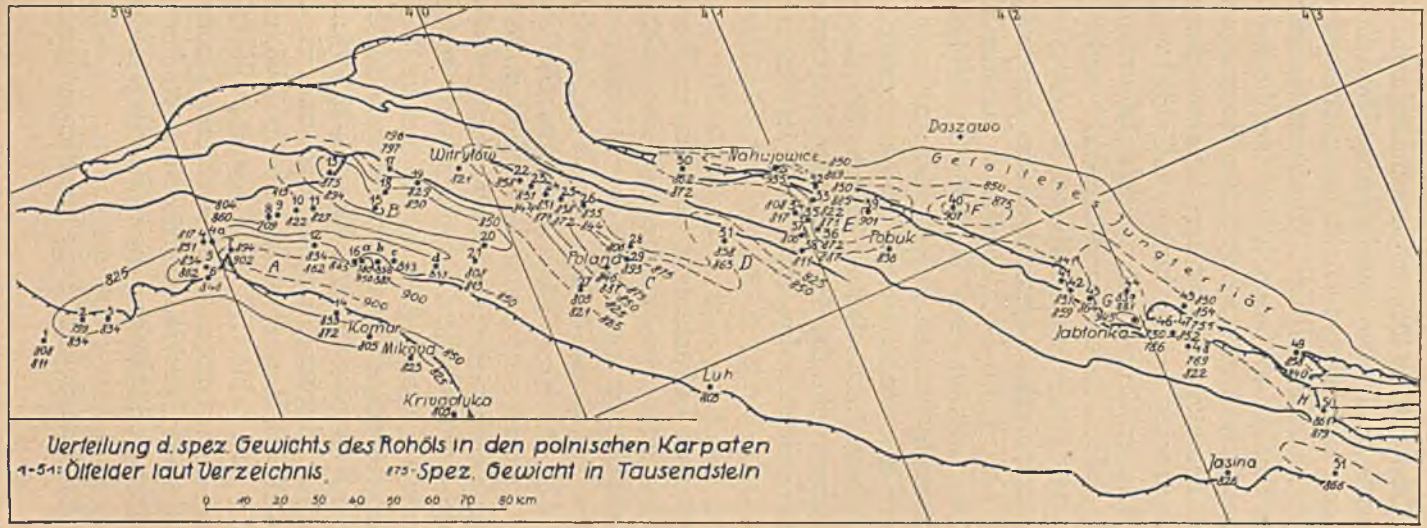

Daszawa
Wahiowice
Wirtylów
Poląga
Pobuk
Jabłonica
Luh
Krivopluka
Komar
Mikowa
Jasina
Geologische Jungtertiär
A
B
C
D
E
F
G
H
Verteilung d. spez. Gewichts des Rohöls in den polnischen Karpaten
1-51: Ölfelder laut Verzeichnis
875: Spez. Gewicht in Tausendstein
0 10 20 30 40 50 60 70 80 km

Abb. 1.

geben das sp. Gewicht des Oels in Tausendsteln an. Zwei übereinander liegende Zahlen entsprechen dem Maximal- und Minimalwerte dort, wo mehrere Dichtebestimmungen vorliegen.

Überblickt man die auf diese Weise entstandene Dichtigkeitskarte des Rohöls, so fallen hier folgende Eigentümlichkeiten auf. Das Oelgebiet der polnischen Karpaten bildet ein gegen Aussen beinahe geschlossenes Ganzes, charakterisiert durch die Umsäumung mit der kleineren Oeldichte (709—850), während die höheren Dichtezahlen für das Innere bezeichnend sind. Es muss jedoch bereits hier bemerkt werden, dass am äusseren Ostrande, zwischen Strzelbice (30) und Kosmacz (50) diesbezüglich eine starke Asymmetrie zum Ausdruck kommt. Hier liegen nämlich die Dichtemaxima beinahe knapp am Rande der Zone, was als eine der Eigentümlichkeiten dieser Zone zum Unterschiede vom Rest in die Augen springt. Das Karpateninnere ist zwar in dieser Hinsicht ebenfalls teilweise nicht „abgeschlossen". Daselbst ist jedoch offenbar der Abbau nicht so weit vorgerückt, um die äussersten Grenzen der kleinsten Dichte zu erreichen. Man kann daher in diesem Sinne von der polnisch-karpatischen Oelprovinz sprechen.

Die altbekannte Tatsache tritt weiter in den Vordergrund: diese Oel- bezw. Oelausbiss-Provinz zerfällt in zwei Bezirke, den südöstlichen randkarpatischen und den nordwestlichen, innenkarpatischen, welche wieder in sekundäre Unterbezirke zerfallen. Die letzteren bedecken eine oder mehrere tektonische Einheiten. Der randkarpatische Bezirk setzt bei Strzelbice (30) im NW an, zieht sich am nordöstlichen Karpatenrand und reicht im Südosten bis nach Kosmacz (50). Der innenkarpatische bildet ein ungleichmässiges Dreieck mit der breiten Basis zwischen Klęczany (1) und Krivaolyka (Tschechoslov.) um den Rand der Magura-Überschiebung, und mit der Spitze in Wołosianka (31). Man sieht jedoch in Luh und Jasina (Tschechoslov.) und Żabie (51) im Süden um die Stirn der sogen. Michowa—Czarnohora — Überschiebungszone einzelne und noch wenig petrolgeologisch präzisierte Andeutungen der Möglichkeit einer Verlängerung dieses Bezirkes in dieser Richtung.

Die sp. Gewichte der Oele sind in diesem ganzen Oelge-

biet keineswegs planlos verteilt. Zieht man bei jeder Grubeneinheit die Durchschnittszahl der Dichtigkeit des Oels oder — wie dies in der Abb. 1. durchgeführt worden ist — die Maximalwerte derselben in Betracht, so bemerkt man sowohl im randkarpatischen als auch im innenkarpatischen Bezirke die Gruppierung der sp. Gewichte in Maxima- und Minimazonen, welche als Unterbezirke betrachtet werden können.

Im innenkarpatischen Bezirke offenbaren sich auf diese Weise folgende Maximazonen (vgl. Abb. 1.): A. Lipinki (5)—Harklowa (7)—Wola Jaworowa (bis 16d) mit der Höchstzahl 930, B. Węglówka (13)—Krościenko (15) mit der Höchstzahl 894, C. Wańkowa (25)—Lipie (29) bezw. Polana mit der Höchstzahl 893, D. Wołosianka (31) mit 863; im Randbezirke: E. Strzelbice (30)—Nahujowice—Borysław (32)—Orów, mit der Höchstzahl 935, F. Bolechów (40) mit 907 (wenig aufgeschlossen), G. Duba (41)—Rypne (42)—Majdan (44)—Jabłonka—Bitków (46)—Pasieczna (48), mit der Höchstzahl 943, H. Słoboda Rungurska (49)—Kosmacz (50), mit der Höchstzahl 879.

Wie aus der Karte ersichtlich, sind die Maxima-Zonen durch die Minima-Zonen voneinander stets getrennt. Das kleinste sp. Gew. derselben beträgt 709 in Roztoki (8), 805 in Rajskie (21), 806 in Stańkowa (28), 806 in Kropiwnik (37). Wenn man in dieser Karte noch die Isarythmen gleicher Dichtigkeit interpoliert, so lässt die Klarheit des Bildes nichts zu wünschen übrig.

Wenn man bloss diesen Tatsachenbestand berücksichtigt, so fällt es auf, dass speziell die Maxima-Zonen A, C und D gegen SE „offen“ sind und man kann sich schwer der Vermutung erwehren, dass das gegen SE anliegende, in der Karte „weisse“ Gebiet, wie bereits erwähnt, solange in diesem Lichte nicht als steril gelten darf, als es durch Bohrungen nicht festgestellt wird, dass die eigentliche Grenze der Minima-Zone der Provinz erreicht wurde.

Ich will gar nicht vor der Tatsache die Augen schliessen, dass das Streichen der Maxima- und Minima-Zonen das Streichen der einzelnen Sattelzonen schief schneidet und dass diese grossen Felder in der Regel mehrere verschiedene geologische Einheiten umfassen. Es ist auch klar, dass das Bild in Details

etwas anders ausschauen könnte, wenn wir hie und da ein dichteres Netz zur Verfügung hätten. Das Bild ist jedoch im ganzen zu konsequent um als zufällig oder gar als illusorisch zu gelten. Dies umso mehr, als wir in seinen Einzelnheiten, in seinen Bestandteilen dieselbe merkwürdige Regelmässigkeit feststellen können.

Im Laufe der Arbeit werden wir unterscheiden: Dichtemaxima und Dichteminima; charakterisieren dieselben die Bezirke, die Unterbezirke und die Sattelzonen oder einzelne Sättel, dann werden wir vom Dichtemaximum (ebenso Minimum) des Bezirkes, des Unterbezirkes, der Sattelzone und des Sattels sprechen.

2. Der randkarpatische Oelbezirk.

Selbstverständlich erwecken das Interesse in erster Linie diejenigen von den grösseren Objekten, in denen man die Verteilung der Oelsorten in Flächenprojektion, oder zumindesten in einem Längs- und Querschnitt beobachten kann. Denn sonst ist das Erfassen des Verhaltens in horizontaler Projektion unmöglich.

Betrachten wir z. B. im Unterbezirke E die Dichtekarte des Oelfeldes von Borysław (Abb. 2.). Der Plan der Verteilung der sp. Gewichte lässt sich hier leicht erfassen. Vom Südwesten her (Bhrl. Min. Kwiatkowski) zieht sich eine Sattel-Maximumzone (oberhalb der Isarythme 860) zuerst gegen NE (Joffre 2), dann gegen E (Karpaty—Dąbrowa in Tustanowice) und von hier aus schwenkt sie wieder gegen WNW ein über Borysław N und in der Richtung nach Popiele. Beiderseits dieser Zone legen sich Streifen des kleineren sp. Gewichtes (846—860) an. Auf diese Weise sind hier zwei äussere Minima-Zonen, die südliche und die nördliche und eine innere vorhanden. Die innere erweitert sich gegen W und gegen E tönt sie bei Maria Teresa aus. Im W (Andrzej, Gwido) liegt innerhalb derselben abermals ein kleiner Raum mit etwas höherem sp. Gewicht (bis 860).

Die rein geologische Deutung dieser Tatsachen ist keineswegs leicht. Der SW Abschnitt, Min. Kwiatkowski-Pétain 2 kann noch mit der Lage an der Lehne einer Querhebung in

Zusammenhang gebracht werden, welche die Kuppel von Borysław von hier aus in NE-Richtung schneidet. Die U-artige Ausbiegung der Schlinge der Maximawerte gegen E bleibt jedoch zur Deutung mit den bekannten Einzelheiten des Baues

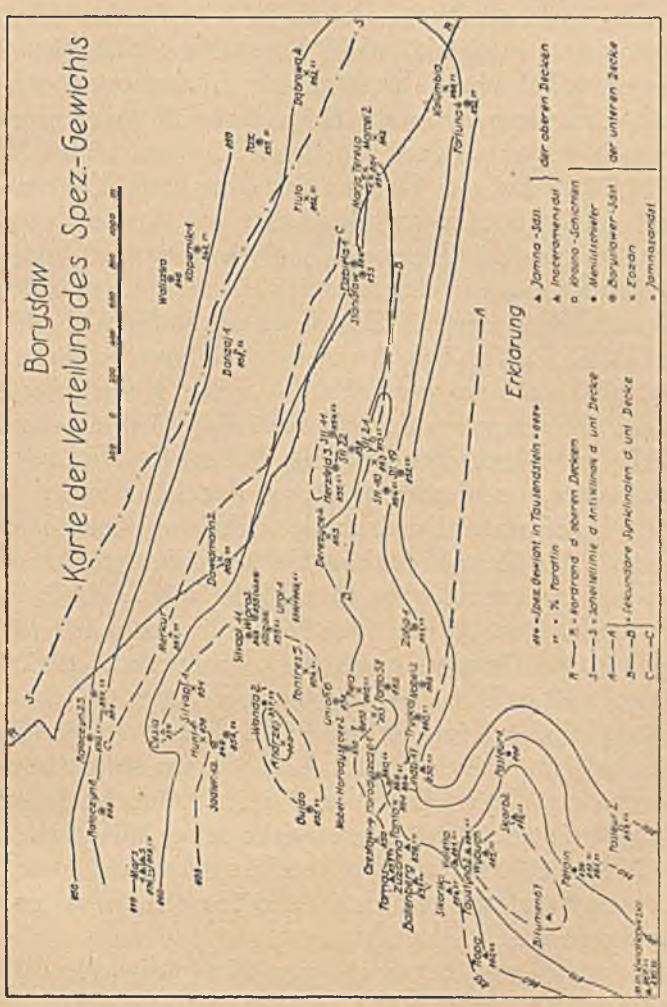


Abb. 2.

des Sattels von Borysław rätselhaft. Man muss sich nach anderen Kriterien umschauen.

In Borysław liegt bekanntlich die Flyschserie in zwei Kondignationen übereinander aufgeschoben. Die untere derselben bildet die sogenannte Tiefenfalte von Borysław, welche

eigentlich eine zerdrückte Überschiebungsscholle darstellt. Die Schichten der flacheren Südflanke derselben sind die Speicherstellen des Rohöls. Durchmustert man nun die Beschaffenheit dieser Flanke, so fällt es auf, dass dieselbe nicht überall den gleichen Einfallswinkel gegen S aufweist. An den genaueren Querschnitten erscheinen hier flache, sekundäre Einbiegungen von synklinalem Charakter, zwischen denen selbstverständlich ebenfalls flache Aufbuckelungen von antiklinalem Charakter bestehen. Diese Aufwölbungen sind nicht gross und betragen z. B. am Profil von Tołwiński Nr.VI [1]) ungefähr 70 m bei der Distanz zwischen den Muldenkernen von 1400 m. Trägt man auf der Karte auf Grund der Profile von Tołwiński diese synklinal eingebogenen Stellen ein, und verbindet man sie durch Linien, so erhält man die in Abbild. 2 sichtbaren drei Linien dieser sekundären synklinalen Formen A, B, C. Zur Erklärung der Zeichnung mag erwähnt werden, dass entlang der Linie S—S der Hauptscheitel der antiklinal umgebogenen Scholle verläuft. Nördlich davon beginnt schon der überkippte, inverse Schenkel. Die Linie R—R entspricht dem Nordrande der oberen Kondignation.

Die so geformte Deckscholle ruht auf den oligozänen Krosnoschichten (hier Polanicaschichten genannt) und besteht aus: 1) Inoceramenschichten (hier gegen 70 m DM.) [2]), 2) Jamnasandstein (gegen 50 m DM.), 3) Eozän (340—480 m DM.), 4) Borysławer—(Basaler—nach Kropaczek 1919) Sandstein (gegen 40 m DM.), 5) Menilitschiefer (gegen 160—220 m DM.), und wieder Krosnoschichten, bedeckt von der Salzformation (Aquitan?). Der letztere Komplex ist stellenweise und vorwiegend im W unterhalb der höheren Deckenkondignation stark ausgequetscht, daher schwankt seine Mächtigkeit zwischen 120 und 1200 m. Nur die Abteilungen 2) und 4) sind ausgesprochene Sandsteinkomplexe, alle übrigen enthalten Sandsteineinlagerungen.

Petrolgeologisch bemerkt man hier Folgendes: In den Sandsteinen aller Abteilungen findet man Oel, aber es imprägniert die Sandsteine keineswegs gleichmässig. Nur

[1]) Nouvel Atlas Géol. de Borysław. Borysław, Inst. Géol. Karp. Bull. 19, 1930.

[2]) Die Mächtigkeiten sind nach Profilen v. Tołwiński l. c. angegeben.

die Abteilung 4) und gewissermassen 2) enthalten oder enthielten hier überall, wo nur angebohrt, das Oel. An den übrigen Horizonten wurde dasselbe bloss in der Aufbrandungs— (Stirn—) Zone oder an den sekundären Erhebungszonen angetroffen. Deshalb liefert der Horizont 4) unter anderen insgesamt über zweimal so viel Oel, wie alle übrigen Horizonte zusammen. Die Karte Abb. 2 gibt an, aus welchem der aufgezählten Horizonte die Produktion der von Katz untersuchten Bohrungen stammt. Nur ausnahmsweise verwende ich hier die Daten von Arctowski.

Man sieht, dass alle aufgezählten Horizonte produktiv sind. Auch sieht man weiter, dass die oben dargestellte Verteilung der sp. Gewichte des Rohöls ohne Rücksicht auf die geologischen Horizonte durchgeführt werden kann, weil in jeder Dichtezone alle Formationen vertreten sind. Befindet sich eine Bohrung in einer Maximumzone des sp. Gewichtes, dann hat sie das Oel dieser Dichtigkeit, welche ihrer Lage entspricht, ohne Rücksicht darauf, aus welchem geologischen Horizont es stammt. Mit anderen Worten ist hier das sp. Gewicht des Oels nicht die einfache Funktion des geologischen Horizonts, sondern (gewissermassen) der Tiefe und vielmehr der Lage des Fundpunktes am Sattel.

Es muss noch erwähnt werden, dass die Längsachse des antiklinal gewölbten tieferen Scherlings von Borysław zwischen Dąbrowa (Tustanowice E) und Nahujowice (12 km NW von Borysław) gehoben wurde. Diese Hebung ist jedoch nicht gleichmässig. Im SE (Dąbrowa) liegt nach Tołwiński die Oberkante des Sandsteins der Abteilung 4) am Sattelkerne in 950 m u. NNull, an der Kulmination von Borysław in 320 m u. NNull, weiter NW (Popiele) erfolgt abermals die Einsenkung, wahrscheinlich unterhalb 600 m u. NNull, um in Nahujowice bis über 100 m über NNull zu steigen. Noch weiter im NW erfolgt das Eintauchen zur unbekannten Tiefe. Die Fortsetzung der tiefen Überschiebungsscholle von Borysław gegen SE über Truskawiec und Dobrohostów wurde durch Bohrungen festgestellt. Sowohl die Einsenkung im NW als auch jene im SE von Borysław und die tief gegen SW eintauchende Südflanke der Tiefenscholle sind von Salzwasser derartig ein-

genommen, dass alle Oelhorizonte der Kuppel von Borysław zu Salzwasserhorizonten werden. Die Gruben von Strzelbice, Nahujowice, Orów, Borysław u. s. w. sind daher durch die Salzwasserfelder getrennt, so dass ein grosses, einheitliches Salzwasserfeld besteht, wo alle freien Räume der betreffenden Sandsteine (Poren, Spalten) mit Salzwasser ausgefüllt sind, mit Ausnahme der genannten Kuppeln, wo die Stelle des Wassers das Rohöl einnimmt. Innerhalb des Rohölgebietes von Borysław sind die Dichtigkeiten des Oels auf die oben beschriebene Weise verteilt.

Zur Abb. 2 zurückkehrend bemerkt man, dass die Maximazonen dem Verlauf der Sekundärsynklinen B und C genau folgen. Die dritte derselben, A—A liegt bereits im Gebiete des tiefen Salzwassers. Dort, wo im E die Sattelachse sich senkt, erfolgt die Vereinigung des südlichen und des nördlichen Astes der Dichtemaxima-Zonen.

Die Paraffinperzente sind derartig verteilt, dass man den Höchstzahlen (8,9—9,8%) sowohl in den Maximum— als auch in den Minimum-Zonen begegnet. Besondere Aufmerksamkeit ziehen die SW—Partien der Abb. 2 auf sich. Bei der Anfertigung der Karte habe ich anfangs das Bild der beiden tektonischen Kondignationen gesondert gehalten. Es hat sich jedoch bald gezeigt, dass sich diese beiden Bilder genau decken. Hieraus war der Schluss berechtigt, dass es sich hier unmöglich um einen Zufall handeln kann, sondern dass beide Kondignationen eine gemeinsame Oelwirtschaft führen, welche sich im einheitlichen Verteilungsplan der sp. Gewichte offenbart. Das Oel der Bohrlöcher Parnas, Ballenberg, Sikorski, Violetta, Ropa, Faustyna, Wybuch, Skarb und Kwiatkowski gehört der oberen Kondignation an, während alle anderen Bohrlöcher der Umgebung (Czesław, Fanto, Pasteur u. a.) zur unteren zu rechnen sind. In der Verteilung der sp. Gewichte des Oels ist jedoch nur ein Plan vorhanden, nach welchem sich das Oel aller Formationen, aller tektonischen Einheiten und aller Tiefen (von 164 m bis 1526 m) richtet.

Es gibt hier also einige, von einander abweichende stratigraphische und tektonische Einheiten, die das Oel enthalten; es gibt auch zwei ineinander zwar übergehende, aber sonst

räumlich abgesonderte Oelsorten: schwereres und leichteres Oel. Es ist klar, dass die Differenzierung dieser Oelsorten weder mit den stratigraphischen noch mit den tektonischen Elementen dieses Komplexes in genetischer Beziehung stehen kann. Denn sonst hätten wir das leichtere oder das schwerere Oel mit dieser oder jener stratigraphischen oder tektonischen Einheit verbunden. Mit anderen Worten kann man die qualitativen Unterschiede des Rohöls weder von den stratigraphischen noch von den tektonischen Komponenten des Ortes schlechthin ableiten. Das aus einigen stratigraphischen und tektonischen Einheiten zusammengesetzte „Gefäss" muss in heutiger Form bestanden haben und erst dann erfolgte die jetzt vorhandene Differenzierung und Verteilung der Oelsorten. Auf diese Weise erkläre ich mir das „Übergreifen" desselben Oels auf beide tektonische Kondignationen.

Das Verhalten der tieferen Scholle von Borysław gegen NW wurde bereits oben skizziert. An der Kulmination von Nahujowice hat das Oel das sp. Gewicht 935 mit 8,6% Paraffin [1]). Hier erscheint gegen NW der äusserste Maximumpunkt des sp. Gewichtes der tiefen Scholle von Borysław. Südöstlich von Borysław vertieft sich die Scholle und vielleicht erst in Bolechów (40) wurde sie oder ihr Aequivalent mit dem sp. Gewicht 907 und 3,9% Paraffin angebohrt. Noch weiter im SE liegt unter denselben tektonischen Bedingungen, d. i. als System der untersten Überschiebungsschollen die über 50 km lange Zone, an welcher die Gruben von Jabłonka, Starunia (45), Bitków (47) u. s. w. liegen. Wurde nun das wenig bekannte Bolechów (40) als Zentrum des Unterbezirks F betrachtet, so wird die letztgenannte Grubengruppe im Unterbezirke G zusammengefasst.

Im äussersten SE (zwischen 49—50 der Abb. 1) liegen 3 Antiklinalen von Pokucie. Dieselben befinden sich gegenüber den vom SW heranrückenden Decken der höheren Kondignation (Mittlere karpatische Deckengruppe) in demselben tektonischen Verhältnis, wie die untere Scholle von Borysław, d. h. sie tauchen hier unter die oberen Decken gegen SW ein. Weiter nordwestlich von den Schollen von Pokucie treten in

[1]) Analyse v. Florian 1926 im Bullet. Stat. Géol. Karpat. 18. II. 1928.

derselben Lage 2—3 Schollen in Słoboda Rungurska auf (49), 3 in Bitków (47), 1 in Jabłonka, Perehińsko (43), Duba (41), Rypne (42), und 1 in Majdan. Sind das dieselben Einheiten, oder mehrere abwechselnd erscheinende Schubfetzen einer oder mehrerer Deckenschollen, das ist heute nicht immer sicher, aber auch für unsere Zwecke nicht ausschlaggebend. Sicher ist jedoch das gemeinsame Verhältnis der Überschiebung derselben seitens der Decken der höheren Kondignation.

In dieser Beziehung erinnern sie lebhaft an die unterste Deckenkondignation unserer Westkarpaten, d. i. die Teschener Decken trotz der Mannigfaltigkeit der stratigraphischen Zusammensetzung, und sollten in diesem Sinne als zerdrückte, überschobene Elemente einer zusammengesetzten tektonischen Einheit höherer Ordnung gemeinsam betrachtet werden.

Hier stehe ich im Widerspruch mit diesem Teil der Arbeit von Świdziński[1]), in welchem er die eben besprochene Einheit höherer Ordnung eher bloss als eine Unterabteilung der höheren Kondignation betrachtet. Nach Ś. ist die derartig aufgefasste Randgruppe mit der höheren Kondignation in Verbindung, dem tektonischen Stil derselben ähnlich und quantitativ jener nicht äquivalent. Dem gegenüber muss ich hervorheben, dass diese „östliche Randdecke" — wie ich sie im Jahre 1929 und in vorliegender Arbeit zusammenfasse — weder stratigraphisch, noch paläogeographisch, noch tektonisch mit der „Mittleren Gruppe" vereinigt werden darf. Stratigraphisch fehlt der Randgruppe unten die untere Kreide, dafür trägt dieselbe oben die (aquitane?) Salzformation und die Schichten von Dobrotów, welche bei der Mittleren Gruppe fehlen. Für die Randgruppe ist auch die riesige Entwicklung der Konglomerate von Słoboda bezeichnend, welche die Serie von den oligozänen Menilitschiefern aufwärts vertreten können (Bujalski), was in der Mittleren Gruppe nirgends vorkommt. Diese gewichtigen stratigraphischen Unterschiede zwingen selbstverständlich auch zur Annahme entsprechender Unterschiede der paläogeographischen Voraussetzungen für beide Gebiete. Was die Tektonik anbelangt, so wäre es vorteilhafter, wenn Ś. angegeben hätte, worauf die

[1]) In Sprawozd. P. Inst. Geol. 1934, S. 78 u. 119.

angebliche Aehnlichkeit des Stiles beruht. Denn für mich ist die Randdecke zerrissen und zerquetscht, sowohl im Längs- als auch im Querschnitt reich variabel, sie vereinigt sich in keiner Richtung mit der Mittleren Gruppe und wird stets von der letzteren überfahren. Dass die Deckengruppen quantitativ einander gleichwertig sein müssten, dies wurde nirgends als Bedingung ihrer Existenz postuliert, hier umso weniger, als man nicht weiss, wie weit die Randgruppe gegen Süden reicht. Diese Gründe finde ich als genügend zur Rechtfertigung meines Standpunktes. Nebenbei sei, betreffend die Mittlere Gruppe in der Karte von Ś. bemerkt, dass ich seine Grenzlegung zwischen Ost und West am Wisłokaflusse als unbegründet, daher als überflüssig betrachte. Auch rechnet bei Ś. das Abbrechen der Zentralen karpatischen Depression gegen W am Jasiolkaflusse nicht mit Tatsachen, die ich bereits im J. 1921, und später T o ł w i ń s k i zugunsten der Verlängerung dieser Zone weiter gegen W angeführt haben.

Verfolgt man nun das Verhalten des Rohöls entlang dieser Randzone in unserem Unterbezirke G, so begegnet man zuerst in Duba—Rypne (41—42) einem leichten Oel (sp. G. 831 bis 841), welches in Perehińsko (43) bereits das sp. Gew. 864 hat, dann Majdan (44) mit 825—881 und in Jabłonka das schwerste Oel dieses Bezirkes (943) aus der Tiefe von 150 m (nach A r c t o w s k i). Das Oel von Rypne hat 4,6—6,7% Paraffin, jenes von Duba 8% und das von Perehińsko bloss 0,8%. Die antiklinale Tiefenscholle von Duba—Rypne zieht sich nach J a b ł o ń s k i und W e i g n e r[1]) gegen SE und vereinigt sich mit der Scholle von Śliwki[2]), an welcher Jabłonka liegt. Es ist dies die vierte Scholle von aussen gerechnet, vor welcher drei Schollen von Bitków und zuletzt die äusserste, jene von Majdan Platz finden. Weiter gegen SE folgen: die Aufwölbung von Starunia (45) mit 830—845 s. G. und die erwähnten drei Schollen von Bitków mit 852—730 s. G. und mit 8,4—0,2% Paraffin. An der besprochenen tektonisch zusammengesetzten Zone sieht man von NW gegen SE das Anwachsen des sp. Gewichtes bis zum Maximum in Jabłonka, dann aber wieder eine Abnahme bis nach Pasieczna (48) mit 822—769 s. G. und

[1]) Bullet. 6. Stat. Géol. Karp. 1925.
[2]) B u j a l s k i, ebdas. Bull. 9.

0,5—3,8% Paraffin, also beinahe dasselbe, wie im NW, in Duba.

Die Konsequenz dieser Verteilung ist hier unverkennbar. Wir verfügen jedoch über zu wenig Daten, um diese Erscheinung im Einzelnen prüfen zu können. Eine Ausnahme davon

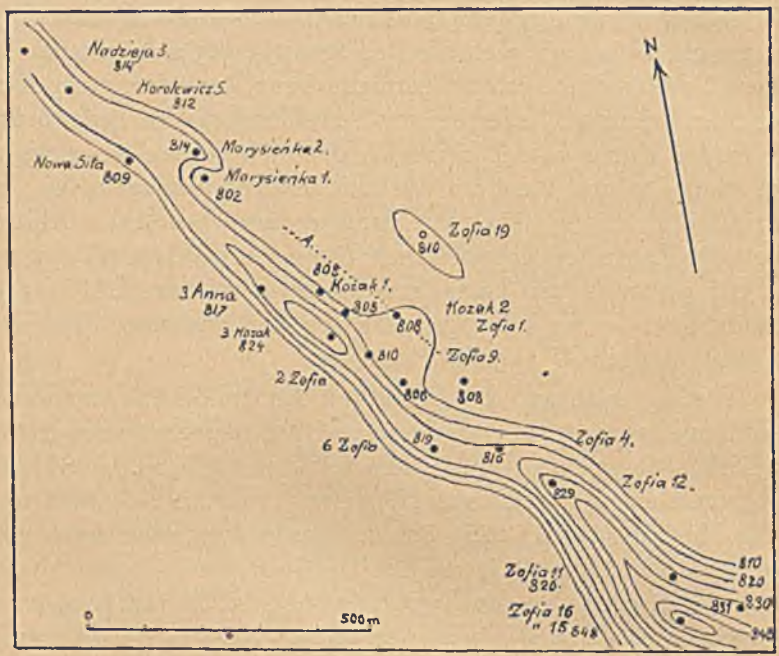


Abb. 3. Majdan-Rosulna. Spez. Gewichte des mit H_2SO_4 gereinigten Oeles nach Arctowski.

stellt die Grube Majdan—Rosulna (44) Abb. 3 dar. Nach Katz zeigt hier das Oel das sp. Gew. 839—881, nach Arctowski 825—874 (ungereinigt). Das Maximum der Aufwölbung der Scholle liegt im Bereiche der Grube Zofia. Im Längsschnitt befindet sich das leichteste Oel im NW (814, bzw. 833) also in dem gegen NW einfallenden Längsschenkel der Kuppel, das schwerste in SE, an dem südöstlich einfallenden Längsschenkel (848, bzw. 874). Noch weiter im SE, wo das Eozän des Sattelkernes unter dem Oligozän gänzlich verschwindet, (Grube Kitwan, ausserhalb der Abb. 3) verzeichnet Arctowski das sp. Gew. 861 (gereinigt 835). Gegen das SE-Sattelende wird das Oel wieder leichter. Im Querschnitt

liegt das Minimum der Dichte um die Achse, das Hauptmaximum fällt der Südflanke zu und im Verhältnis zur Längsachse der südöstlich einfallenden Sattelhälfte.

Für das grosse Grubengebiet von Bitków sind analytische Daten zu spärlich, um die Oelverteilung im Plan darstellen zu können. Es ist sogar schwer einen Längs— und Querschnitt zusammenzustellen. An der äussersten der drei Antiklinalen hat im Querschnitt das Oel (K a t z) am N-Schenkel das sp.

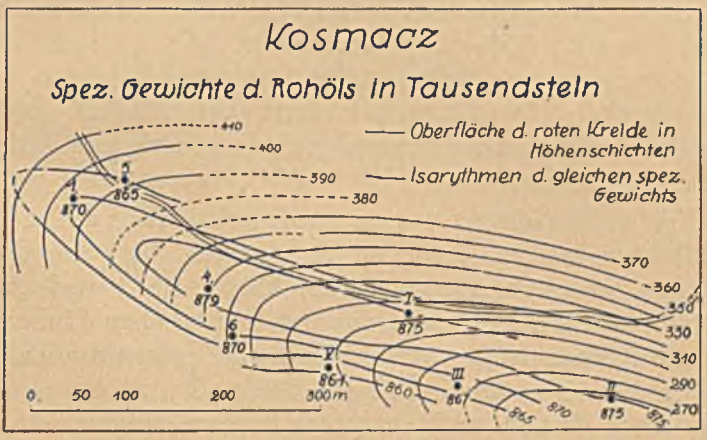


Abb. 4. Situation und geologische Daten nach W. Bruderer[1]), sp. Gew. nach Arctowski 1933.

Gew. 728, 730, am Sattelknie 824, am S-Schenkel 835, 852, 795, 786. Das Maximum liegt hier an der Südlehne. Gegen SE (Pasieczna, 48) erfolgt die Absenkung der tiefen Schollen von Bitków, was sich auch im sp. Gew. spiegelt, welches hier 766 beträgt.

Man kann sich den Querschnitt durch alle diese vier tektonischen Objekte derartig denken, wie dieselben von innen nach aussen einander folgen. Dann bekommt man Duba—Rypne—Perehińsko—Jabłonka mit 831—934, Bitków—Pasieczna mit 730—852, Starunia mit 830—854 und Majdan mit 839—881. Die beiden äusseren Zonen führen also die Maxima der Dichte, während die inneren ein leichteres Oel enthalten.

Im Unterbezirke H sind Słoboda Rungurska (49) und Kosmacz (50) die am weitesten gegen SE vorgeschobenen Oelauf-

[1]) Bullet. Stat. Géol. Borysław. 14, 1926.

treten dieser Zone. Die Grube Słoboda Rungurska liegt an der Scheitelzone der antiklinal geformten und gegen NE überschlagenen Scholle der tieferen Deckenkondignation. Ihre Längsachse senkt sich gegen NW ein. Das Oel hat das sp. Gew. 838—840 (nach Arctowski 1933, 828—853) und 5,2 bis 5,9% Paraffin. Das Dichtemaximum befindet sich nach den Daten von Arctowski an der Südflanke des Sattels (Benigna 853) der Antiklinale von Brusny, einer der Falten von Pokucie (Świderski). Nach Katz hat das hiesige Oel das sp. Gew. 861—879 und 0,8—1,1% Paraffin (nach Arctowski 858—879). Wie aus der Abb. 4 ersichtlich ist, liegt die Grube am Scheitel der Antiklinale und an ihrem Nordschenkel. Das Dichtemaximum mit 879—875 bedeckt die Lehne, während der Scheitel und die niedrigeren Teile der Flanke von leichterem Oel (865—874) eingenommen werden.

Nun wollen wir noch unsere Aufmerksamkeit auf die Oelverhältnisse an den östlichen Randketten der tektonischen Mittleren Gruppe lenken. Nach der Karte Abb. 1 ist der randkarpatische Oelbezirk nicht nur der tektonischen Einheit höherer Ordnung, der „östlichen Randzone" eigentümlich, sondern er greift auch über den Ostsaum der höheren Deckenkondignation über, d. i. der „Mittleren Deckengruppe". Darauf wurde schon bei dem Verhältnis zwischen dem Oel der tiefen Falte von Borysław und jenem der höheren Deckenkondignation von Mraźnica hingewiesen. Hier am Rande wird das zur allgemeinen Regel, was man aus folgenden Betrachtungen schliessen kann.

Die Lage des Oels von Strzelbice (30) am Dreieck von Osann[1]) ist derartig, dass dasselbe mit dem Oel der oberen Kondignation von Borysław, Mraźnica, Orów, aber auch mit jenem der unteren Kondignation innerhalb eines Feldes Platz findet, welches 1/100 des Feldes des ganzen Dreiecks darstellt. Die Dispersion der Punkte, welche den Oelsorten der unteren Kondignation von Borysław entsprechen, ist bedeutend grösser, denn sie bedecken neun solche Felder. Während also die Zusammengehörigkeit des Oels von Strzelbice und Mraźnica mit jenem der tieferen Scholle von Borysław klar zu liegen scheint, liegt das Feld des Oels der Zone Opaka—

[1]) An der Abb. 2. von Katz l. c.

Schodnica—Urycz am Dreieck von O s a n n unmittelbar von drei Seiten um das Feld des Oels von Borysław herum. Die Oelzone Opaka—Urycz gehört zu der oberen Deckenkondignation (Mittlere Gruppe) u. zw. einem sekundären Sattel der grösseren, inneren Synklinale vor der Stirn der „Skiba" von Skole. An beiden Sattelenden, in Opaka und in Urycz, erfolgt die Absenkung der longitudinalen Achse des Sattels, weiter südöstlich, in Pobuk, kommt es wieder zur Hebung. Ordnet man die Dichtezahlen entlang dieser ganzen Zone von NW gegen SE, so erhält man folgende Verteilung der Dichtigkeiten:

		nach K a t z		nach A r c t o w s k i	
NW	Opaka (34)	808—817	—	—	—
	Schodnica (35)	822—871	Schodnica-Pasieczki		817—841
			„	Muchowate	819—902
			„	Pereprostyna	833—898
	Urycz (36)	872—881			864—885
SE	Pobuk	836	—	—	—

Auf Grund der vorliegenden Daten ist man nicht imstande, ein Flächenbild der Verteilung der Dichte zusammenzustellen; ich beschränke mich daher auf die Angabe der obigen longitudinalen Verteilung. Auch hier hält sich der Dichteplan an die bereits bekannte Regel: das Maximum gegen die Mitte, und gegen beide Sattellenden Abnahme der Dichte. Wenn es sich nun um das Verhältnis des Oels dieser Zone zum angrenzenden Felde Mraźnica—Borysław handelt, so hat bereits A r c t o w s k i (1933) bemerkt „une concentration des points de Wapniarka, Pereprostyna et Urycz voisine de l'aire occupée par les huiles de Borysław". Unsere Abb. 1 zeigt, dass das Oel dieser Zone (inbegriffen noch Kropiwnik (37), Kręciata (38) und Pobuk), als eine leichtere Umsäumung des Unterbezirkes E aufgefasst werden kann.

Von Bolechów (Unterbezirk F) gibt K a t z bloss eine Analyse an. (Bis 150° : 5,4, bis 300° : 22,2, Resid.:74%, Paraffin 3,9%). Es ist daher ein einziger Punkt — offenbar — einer Maximum-Zone, sonst ist es schwer, von anderen Beziehungen zu sprechen.

Das Oel der tiefen Scholle von Bitków (Unterbezirk G) greift ebenso wie in Borysław über die obere Kondigna-

tion. Die Kreide der oberen Kondignation enthält Oel vom sp. Gew. 730—791 mit 1,6—5,9% Paraffin. Diese Oscillationsgrenzen sind enger, als jene der tieferen Falten (Oestliche Randdecke), daher kann auch dieses Oel als eine Abart des Oels von Bitków angesehen werden.

Über das Oel von Słoboda Rungurska (49) und Kosmacz (50), (Unterbezirk H) hat sich bereits A r c t o w s k i geäussert (1933, S. 179), dass dasselbe „un groupement des points ne permettant pas faire de la sorte une distinction entre les huiles de Słoboda Rungurska et de celle de Kosmacz" — bilden. Es ist daher wichtig, dass trotz des verhältnismässig hohen sp. Gew. (861—879) der Paraffingehalt des Oels für Kosmacz bloss 0,8—1,1 beträgt, dagegen für Słoboda Rungurska, bei niedrigerem sp. Gew. (838—840) 3,2—3,9%.

3. D e r i n n e n k a r p a t i s c h e O e l b e z i r k.

Zum Bau dieses grossen Gebietes mag daran erinnert werden, dass dasselbe aus zwei grossen, zusammengesetzten tektonischen Einheiten besteht: jener der Mittleren Gruppe, welche über die früher besprochene Randgruppe überschoben ist und der Magura-Gruppe, welche sich über die Mittlere Gruppe vom Süden her überschiebt. Die Gruppierung der Oeldichten in Maxima-Zonen in diesem Oelbezirke habe ich eingangs angegeben und beginne nun die Übersicht derselben vom Unterbezirk A an.

Am Rande der Magura-Decke (zwischen 1 und Krivaolyka der Abb. 1) bemerkt man die bereits aus dem Osten bekannte Erscheinung, dass der Innenkarpatische Oelbezirk am Südwestrande, wo er sich der Stirn der Magura-Decken anschmiegt, eigentlich der Mittleren Gruppe angehört und über die Magura-Gruppe ebenso „übergreift", wie das beim Verhältnis der Randgruppe zur Mittleren Gruppe beobachtet wurde. Dafür sprechen die niedrigen sp. Gewichte, welche mit Ausnahme von Ropianka, unter 850 liegen. Der scharfen tektonischen Grenze entspricht keine markante Grenze in der Verteilung der sp. Gew. Denn je weiter nördlich man sich von der Magura-Decken-Grenze entfernt, desto grösser werden nach und nach die sp. Gewichte. Die nördliche, ölführende Partie des Magura-Decken Systems gehört tatsächlich der

Minimum-Zone an, welche die Maxima-Zone A von Süden her abschliesst. Auffallend ist hier das Verhalten des Paraffins. Bei niedrigem sp. Gewichte des Rohöls wächst gegen E der Prozentsatz von Paraffin: Klęczany (1) — 4,6, Libranowa (2) 5,1, Posadowa (3) — 8,; gegen E wieder geringe Paraffinprozente: Męcina (6) — 0,4, Ropianka (14) 0,4—0,5.

Bereits innerhalb der Mittleren Gruppe sind hier zwei, zum A—Unterbezirke gehörende Oel-Zonen von antiklinalem Charakter von Bedeutung: Dominikowice—Libusza—Harklowa, und Biecz—Zalawie. Die erstere im Westen paraffinreicher (3,9—8,4%) wird gegen E (Harklowa 0,8—0,9) bei höherem sp. Gew. ärmer, die letztere (0,3—1,1%) beinahe paraffinfrei. Aus der ersteren hat A r c t o w s k i 66 Analysen geliefert, also genug, um das Verhalten des Oels zu charakterisieren, wenn die Verteilung der untersuchten Objekte auf dem ganzen Gebiete der abgebauten Sattelfläche gleichmässiger wäre. Indessen gibt es grosse Unterbrechungen zwischen den untersuchten Partien, auch gar grosse und theoretisch wichtige Grubenpartien ohne analytische Daten, so dass es momentan unmöglich erscheint, eine kartographische Zusammenstellung der Dichteverhältnisse zu entwerfen. Ich muss mich daher auf die wörtliche Angabe der erfassbaren Charakterzüge beschränken. Denke man sich drei parallel W—E verlaufende antiklinale cozäne Zonen [1]), welche gegen E unter den Vorsprung der Magura-Decken einfallen. Das geschieht der Reihe nach von S gegen N derartig, dass zuerst die kürzeste und die südlichste und zuletzt die längste und die nördlichste Antiklinale gegen E eintaucht. Oelführend haben sich die unter die oligozäne Decke einfallenden östlichen Endigungen der Sättel erwiesen. Der südliche Sattel scheint in seinem W-Abschnitt (Dominikowice—Kobylanka—Kryg) der Minimum-Zone anzugehören. Beim westlichen Ausstreichen (Cetnarowicz 4) ist das sp. Gew. 827, und überhaupt hält es sich hier zwischen 814 und 830, in wenigen Bohrungen steigt es über 830, aber nirgends erreicht es 840. Erst weiter im Osten, in Libusza, nach der Unterbrechung von 1500 m ist am Paulus 143 das sp. Gew. 862. Hier hat das Oel 6% Paraffin, 8,4 (Skrzyński 1, beim sp. Gew. 834). Noch weiter im E (Henryk 2)

[1]) „Karpaty" I. 1933, hersg. v. Service Géol. Karp., Borysław.

ist das sp. Gew. 861 und Paraffin-% 7,4. Hier dürfte also das Dichtemaximum des südlichen Sattels liegen, woraus gefolgert werden kann, dass die Oelzone dieses Sattels gegen E nicht „abgeschlossen" ist.

Der in Lipinki gegen E einfallende mittlere Sattel hat im allgemeinen Oel von höherem sp. Gew., so dass die Fälle mit geringerer Dichte als 840 zu den grössten Seltenheiten gehören.Man kann sagen, dass die sp. Gew. des Oels des mittleren Sattels da beginnen, wo jene des südlichen endigen. Das Dichtemaximum, welches bis 878 reicht, liegt um die Mitte der Längsachse an einer seichten Einmuldung derselben westlich vom Rozdzielankabache. Im äussersten W, also im Ausstreichen, beträgt das sp. Gew. 846 (Adam 94), erhebt sich rasch zu 872, im äussersten Süden und Osten sinkt dasselbe auf 837—843 (Grube Jakób) bezw. auf 851 (Lipa 76). In einer seichten Einmuldung, am äussersten E-Ende des aufgeschlossenen Sattels zeigt das Bohrloch Lipa 175 das sp. Gew. 863, woraus man annehmen kann, dass die Oelzone dieser Gegend gegen SE ihre Grenze noch nicht erreicht hat. Das Paraffinprozent dieses Sattels beträgt 5,9—7,4. Abgesehen von der untätigen Grube von Mc Garvey, von welcher wir keine Daten haben, ist die nördliche Sattelzone erst in Pagorzyna—Harklowa produktiv.

Zusammenfassend, herrscht an der besprochenen Sattelgruppe wesentlich dieselbe Verteilung der Dichtigkeiten, welche wir bereits aus dem Randbezirke kennen: Im Ausstreichen der Sattelachse und gegen die tiefen Umsäumungen des Sattels — ein niedriges sp. Gew., dazwischen in einer sekundären Vertiefung — das Gewichtsmaximum.

Die nördliche Antiklinale vom Libusza—Lipinki-Zug verschwindet gegen E unter dem erwähnten Harklowa-Vorsprung der Magura-Decke. Es ist dies bloss ein Denudationsrelikt dieses mächtigen Deckensystems, denn T o ł w i ń s k i hat die weiteren Relikte noch 15 km weiter nördlich gefunden. Somit hat die Magura-Decke das ganze Gebiet des inneren Synklinoriums von Gorlice—Jasło—Krosno einst bedeckt. Die Überreste dieser Decke wurden bloss innerhalb der Quersynklinen erhalten. Die Antiklinale Libusza—Lipinki taucht bei Wójtowa unter einen derartigen Vorsprung, um in Harklowa wieder aufzutauchen. Während aber in allen drei besproche-

nen Sätteln der Kern derselben aus über 1800 m mächtigen Sandsteinen des Eozäns (Sandstein von Ciężkowice) und der oberen Kreide (Istebna-Sandstein) bestanden hat, beobachtet man im Kerne der zerdrückten antiklinalen Form von Harklowa bloss die graue und die bunte Tonschiefer-Serie der obersten Partie des Eozäns, von zirka 200 m Mächtigkeit, eingewickelt in die Menilitschiefer und die Krosnoschichten des Oligozäns. Auf der oben erwähnten Karte von Lipinki—Gorlice, von S t r z e t e l s k i und T r z e ś n i o w s k i sieht man, dass auf der Strecke Lipinki—Wójtowa bereits der kretazische Kern des Sattels, dann aber auch die unterste Lage des Sandsteins von Ciężkowice zurückbleibt, und bloss das ebenfalls stark reduzierte obere Sandsteineozän an dem Bau des Sattels beteiligt ist. In Harklowa ist offenbar der ganze Sandsteinkern bereits reduziert und die liegende Falte von Harklowa wird nur vom obersten Eozän und dem Oligozän gebildet. Während nun im Westen die Serie Kreide—Eozän ölführend ist, übernimmt hier das Oligozän (Krosno-Schichten) die Rolle des Oelträgers. Das Oel hat hier das sp. Gew. 894—902, nach A r c t o w s k i 873—900. Wenn wir uns an die Höchstzahl des Maximums von Libusza erinnern, so fällt es auf, dass das Maximum von Libusza zum Minimum von Harklowa wird und das Maximum von Harklowa die Höhe 902 erreicht. Aber nicht in Harklowa, sondern noch früher, in Pagorzyna, unterhalb der Bedeckung der Magura-Serie, im Bohrloch 9 in 874 m (—489 m) liegt nach A r c t o w s k i (1930) das Dichtemaximum dieser Sattelzone: 916. Das ist zugleich das Dichtemaximum des westlichen Teiles des Unterbezirkes A.

In Harklowa können wir die Verteilung der Dichte am Grubenplan studieren (Abbild. 5). Die Linie R—R bedeutet daselbst den Nordrand der Magura-Überschiebung, S—S das Scharnier des darunter liegenden Sattels von Harklowa (der Mittleren Deckengruppe), an dessen SW-Flanke die Grube liegt. Die Isobathen der Überschiebung (Abscherung) innerhalb der oligozänen Serie veranschaulichen das Verhalten dieser Flanke. Die Verteilung der Dichtigkeiten lässt sich kurz fassen: Das M a x i m u m l i e g t u m d i e M i t t e d e r F l a n k e d e s S a t t e l s, w ä h r e n d d e r S c h e i t e l u n d d i e t i e f e r e n T e i l e d e r

Flanke den Minima-Zonen angehören. Das gilt sowohl für den Querschnitt als auch für den Längsschnitt. Die grösste Erhebung der Achse ist nach Abb. 5 an der Linie der Bohrungen 39—37 gelegen und befindet sich bereits ausserhalb vom Dichtemaximum. Gegen W senkt sich die Längsachse und dort hört auch die Maximum-Zone auf. Nach den bisherigen Erfahrungen kann man dieses Ver-

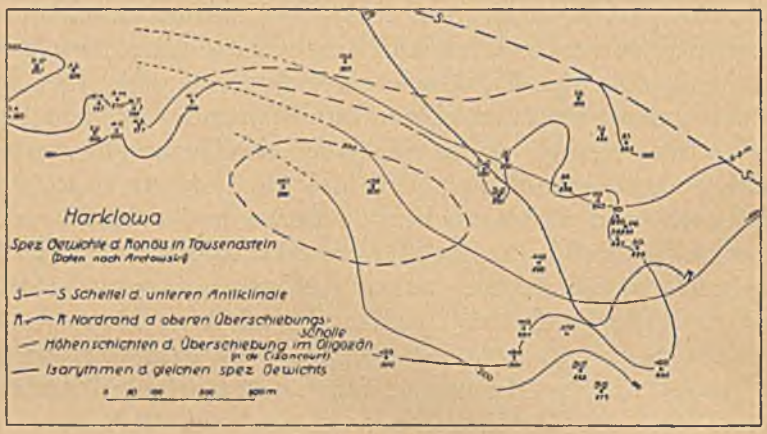


Abb. 5.

halten des sp. Gewichtes als typisch bezeichnen. Die Paraffinprozente verringern sich in Harklowa bis zu 0,8—0,9.

Zusammenfassend haben wir in der Sattelzone Dominikowice—Harklowa das Dichtemaximum im Osten, in Pagorzyna und das Minimum im SW, an der Südflanke von Dominikowice.

Das Grubengebiet Biecz—Załawie—Belna (4, 4 a) gehört der langen Sattelzone an welche im W, in Ciężkowice hoch aufgetürmt ist und im E, in Głęboka unter das Oligozän einfällt, welche jedoch bis jetzt nur an der eingangs genannten Strecke abgebaut wird. Daher ist dieser abgebaute Zonenteil gegen W und E „offen". Zu diesem Charakter gehört wenigstens der abgebaute Abschnitt der nördlichen Minimum-Zone des Unterbezirkes A. Das Dichteminimum beträgt hier 799 (Arctowski 1933), das Maximum 860 (nach der Angabe der Grubenleitung). Der Sattel ist an der Achsenpartie abgetragen und

das Oel befindet sich am südlichen Schenkel. Entlang der Achse herrscht die folgende Verteilung der sp. Gewichte. Im Westen (Biecz—Horta), nach Arctowski und Katz ein verhältnismässig hohes sp. Gew., 833—847, gegen Osten zu sinkt es zu 804—811, um noch weiter (Bohrl. 30, 32, 34, 39) die Höhe von 833—840 zu erreichen, beim Bohrl. 37 wieder 827, aber am Ostende der heutigen Grube steigt es zu 860 [1]). Hier nähern wir uns offenbar dem Dichtemaximum des Sattels, welchem dann hoffentlich eine Dichteabnahme beim Eintauchen des Sattels in Głęboka folgen wird. Die südlicheren Bohrlöcher haben stets ein kleineres sp. Gew. als die nördlicheren.

SE von Harklowa sind zwei Sattelzonen bekannt, jene von Lubatówka—Wulka (16) und von Bóbrka—Rogi (12). In der ersteren ist das ölführende Eozän aufgeschlossen, von Lubatówka im W angefangen bis nach Rudawka Rymanowska im E. In Lubatówka erfolgt das Eintauchen des Eozäns unter die oligozäne Serie. Hier hat das Oel das sp. Gew. 845. Weiter östlich, vor der Kulmination Wulka—Klimkówka steigt dasselbe in Iwonicz zu 780—950 [2]), in Klimkówka—Wulka erfogt die Abnahme (879—881 nach Arctowski 1933) und beim Einfallen der Sattelachse in Rudawka Rymanowska finden wir wieder bloss 853, beinahe dasselbe, wie am westlichen Sattelende. Die Sattelzone zieht sich zwar weiter gegen Osten (Wola Jaworowa—Tokarnia), die Produktion stammt hier aber aus dem Oligozän (Krosnoschichten) und hat nach Wyszyński [3]) das kleine sp. Gew. (847). Das Verhalten im Querschnitte kann auf Grund der Daten von Arctowski (1930) beobachtet werden: Die Maximumzone liegt um die Mitte der Sattelflanke, während sowohl die Sattelachse als auch der tiefere Teil der Flanke vom leichteren Oel eingenommen werden. Die Dichte hält sich also in dieser Sattelzone wieder genau gemäss der früher festgestellten Regel. Nach Lubatówka zu schliessen, wo das Oel bloss 0,3% Paraffin enthält, ist diese Sattelzone paraffinarm.

---

[1]) Angaben der Grubenleitung.

[2]) Wyszyński in Géol. et Statist. du pétrole en Pologne 1932, 4.

[3]) Géol. et Statist. du pétrole en Pologne 1933, 2.

Am nördlicheren, parallelen Sattel Łęki—Bóbrka—Wietrzno—Równe—Rogi (12) können wir auf Grund der Angaben von Katz und Arctowski einen Längsschnitt zusammenstellen. Bei der starken Hebung der Achse im W von Bóbrka, gegen Łęki zu hat das Oel das sp. Gew. 846 (Arctowski 1933), in Bóbrka E 844—871, in Wietrzno—Równe 827—856, in Rogi, beim Eintauchen des Sattels — 833. Auch hier verfolgen also die Oeldichtigkeiten die bereits bekannte Gesetzmässigkeit. Das Paraffinprozent verzeichnet Katz 0,7—6,2.

Das SE-Ende dieser Sattelzone mündet bereits in die Dichteminimum-Zone zwischen den Unterbezirken A und B. Aus dieser Zone ist im E Mokre (21) bekannt mit dem sp. Gew. 808 und 813, nach Arctowski 1933 802—829, und mit 3% Paraffin. Dazu gehört auch das NW-Ende der grossen Sattelzone Roztoki (8)—Krościenko (15). Auch hier genügen leider die veröffentlichten Analysen nur dazu, um ein folgendes Längsprofil entlang der Sattelzone zusammenzustellen.

		nach Katz		nach Arctowski
		sp. Gew.	Paraff. %	sp. Gew.
NW,	Roztoki (8)	709	—	—
	Dobrucowa (9)	813	4,0	736—839
	Męcinka (10)	822	6,8	—
	Jaszczew	—	—	823—849
	Potok (11)	826—827	0,4	795—871
SE,	Krościenko (15)	858—884	0,7—8,0	836—897

Darnach steigt das sp. Gew. entlang der Sattelzone vom W gegen E, hier in Krościenko (15) erreicht es sein Maximum. An der Fortsetzung gegen E (ungebohrt) kann die Tendenz zur Abnahme erwartet werden.

Der Osten dieses Sattels (Krościenko) gehört bereits zum Unterbezirke B. Dazu gehört im E Tarnawa Dolna (20) mit 850 und 0,5% Paraffin, im NW Węglówka (13), wovon wir leider wieder zu wenig Daten haben, um ein Flächenbild zu erlangen. Das Oel gewinnt man hier aus der Kreide der zwei parallelen O-W verlaufenden Sättel, welche im Halbfenster unterhalb der zerrissenen oberen Teildecke der Mittleren Gruppe hervortauchen. Beide fallen gegen W ein. Am

Scheitel des südlichen Sattels (Bohrl. 114) ist das sp. Gew. 875, beim Einfallen gegen W (Bohrl. 250) — 881. Das höchste sp. Gew. angegeben von K a t z bezieht sich auf das Bohrloch 116, welches in einer kleinen Einsenkung am nördlichen Sattel liegt. A r c t o w s k i gibt für Węglówka die sp. Gew. 844 bis 870 an. Das Oel ist sehr paraffinarm (0,4—0,5%). Zu demselben Unterbezirke gehört auch die Grube Turzepole (18) mit dem sp. Gew. 861 und 6,7% Paraffin. Nach A r c t o w s k i (auf Grund v. 16 Bohrlöchern) hat hier das Oel das sp. Gew. 840—856.

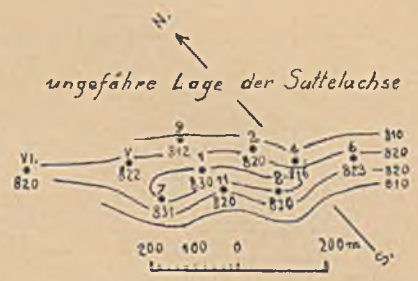


Abb. 6. Isarythmen der gleichen Dichte des Rohöls. Daten nach Arctowski 1928.

Die weitere Sattelzone gegen NE ist jene der langen Aufwölbung Stara Wieś (17)—Brzozów—Humniska—Grabownica (19). Hier findet man entlang der Achse vom NW nach SE:

		nach K a t z		nach A r c t o w s k i
		sp. Gew.	Paraff. %	sp. Gew.
NW	Starawieś (17)	796—797	3,8—4,0	740—747
	Brzozów	—	—	795
	Humniska	—	—	800—829
SE	Grabownica (19)	829—830	0,3—0,7	812—831

Gegen SE ist diese Sattelzone noch nicht aufgeschlossen, aber wenn man diese sp. Gewichte mit jenen der vorangehenden Zone vergleicht, wird es klar, dass man sich hier der Minimum-Zone zwischen den Unterbezirken B und C nähert. Das Oel stammt im W aus dem Eozän, im E aus der Kreide. Aus dem Ausschnitt eines Sattelteiles von Grabownica, Abb. 6. entnimmt man, dass die Oelzone hier über 100 m von der Sattelachse entfernt, an der Südflanke gelegen, und die Mitte

der Flanke ihr Dichtemaximum besitzt. Nördlich und südlich davon ist das Oel leichter.

Witrylów im NW mit dem sp. Gew. 821 und Rajskie im SE (27), mit sp. Gew. 805—821 und 0,8—5,1% Paraffin, gehören ebenfalls zu der leichteren Zwischenzone zwischen den Unterbezirken B und C.

Der Unterbezirk C ist durch die Sattelzone Stańkowa (22)—Łodyna (26) gut charakterisiert. Die sp. Gewichte verteilen sich hier entlang der Achse forgendermassen:

		nach Katz		nach Arctowski
		sp. Gew.	Paraff. %	sp. Gew.
SE	Łodyna (26)	835—844	5,2—5,8	827—853
	Leszczowate	858	5,6	847—853
	Kiczery	870	2,3	846—847
	Brelików	844—872	2,4—5,7	840—859
	Wańkowa	850	3,6	834—850
	Ropienka	831—871	0,9—5,9	841—861
	Paszowa	831—844	0,4—0,7	800—852
NW	Stańkowa	858	0,8	—

Das Schwanken des sp. Gewichtes entlang der Achse ist aus der Tabelle ersichtlich. Man kann vermuten, dass in SE-Richtung, wo der Sattel longitudinal eintaucht (Łodyna), die Grenze der Produktivität erreicht wurde, dagegen in Stańkowa, im NW die produktive Zone noch fortsetzen dürfte. Im Querschnitt herrscht nach Arctowski (1930) die Regel, nach welcher die höchsten sp. Gewichte an der NE Seite der produktiven Zone und die niedrigsten an der SW Seite sich befinden. Dies wäre darnach die einzige Ausnahme innerhalb der ganzen Provinz, wo die Maximum-Zone der Dichte keine beiderseitige Umrahmung des leichteren Oels hätte. In Wirklichkeit ist es jedoch nicht der Fall. Am weitesten gegen NE in dieser Zone ist das Bohrl. Brelików II/1 vorgeschoben mit dem sp. Gew. (nach Katz) 844, es liegt jenseits der Isarythme 860 v. Arctowski (Abb. 10. S. 483). Es herrscht also auch hier die bereits bekannte Symmetrie der Verteilung im Querschnitt: leicht-schwer-leicht. Sonst ist hier die Detailtektonik ziemlich verwickelt und die Anzahl der unter-

suchten Bohrungen doch zu gering um die Einzelheiten erklären zu können.

Das E-Ende dieser Zone schreitet bereits in das Dichte-Minimum des Unterbezirkes zwischen den Unterbezirken C und D ein. Dasselbe geschieht offenbar mit Bystre (28) mit 0,4% Paraffin, während die zerstreuten und weniger bekannten Objekte, wie Polana und Lipie (29) in der Verlängerung des Unterbezirkes C liegen. Wołosianka (31) mit 0,7—7,5% Paraffin zeigt das Vorhandensein des Unterbezirkes D an.

* * *

Grundsätzlich gestützt auf die Analysen-Daten von K a t z, habe ich die horizontale Verteilung der Rohöl-Dichtegrade in der ganzen polnisch-karpatischen Oelprovinz durchmustert und gewisse Regelmässigkeiten dieser Verteilung festgestellt. In weiteren Teilen dieser Arbeit, welche demnächst erscheinen sollen, werde ich das Tiefenbild der Oelverteilung, die Beschaffenheit und die Rolle des Salzwassers zur Darstellung bringen. Auf Grund dieses Materials und mit Zuhilfenahme der geschichtlichen Entwicklung wird der Versuch gemacht der Bildungsfrage unserer Oelprovinz auf den Grund zu gehen. Hier möchte ich nur mit Nachdruck unterstreichen, dass zur genetischen Charakteristik dieser Provinz der Umstand gehört, dass das Urmaterial des Oels in den Zeiten Kreide-Oligozän an einer anderen Stelle abgelagert wurde als jene, an welcher sich das daraus entstandene Rohöl jetzt befindet. Der Ablagerungsraum war von den heutigen Oelsammelstellen gegen 130 km entfernt und die Entstehung der letzteren ist posttektonisch.

ZUSAMMENFASSUNG.

Die regionale Verteilung der Oelvarietäten in den polnischen Karpaten lässt sich an der Kartenprojektion veranschaulichen. Zur Charakteristik dieser Verteilung eignet sich momentan am besten das spezifische Gewicht des Rohöls und der Verteilungsplan der spezifischen Gewichte erlaubt eine Ausscheidung innerhalb der Provinz zweier Bezirke, des Oestlichen Randbezirkes und des Innenkarpatischen Bezirkes.

Der Oestliche Randbezirk enthält das Rohöl vom sp. Gew. 0,730—0,943 und 0,2—9,8% Paraffin, der Innenkarpatische, das Oel vom sp. Gew. 0,709—0,950 und 0,3—8,5% Paraffin.

Innerhalb der Bezirke gruppiert sich das Oel in Dichte-Maxima und Minima, welche gewöhnlich einige Sattelzonen umfassen und als Unterbezirke A—H ausgeschieden wurden.

In den Sattelzonen lassen sich ebenfalls Dichte-Maxima und Minima unterscheiden. Ist die ganze, tektonisch ausgesprochene Zone durch Bohrungen aufgeschlossen, dann beobachtet man entlang der Längsachse der Oelzone eine oder mehrere Dichte-Maxima-Stellen des Sattels; dieselben liegen am Sattelquerschnitt stets um die Mitte des durch Bohrungen aufgeschlossenen Teiles und stets an der Sattelflanke, gewöhnlich in untergeordneten Vertiefungen der Fläche der Sattelflanke. Jede solche Maximum-Zone wird im Kartenplane allerseits durch die Zone des leichteren Oels umgeben. Das leichtere Oel erscheint daher an der Sattelflanke oberhalb und unterhalb des Maximum-Streifens wie auch an beiden Sattelenden ungeachtet dessen, ob das Sattelende longitudinal untertaucht oder ob die Oelzone wegen dem Ausstreichen des Oelträgers in die Luft Unterbrechung erfährt.

Treść.

Zasadniczym materiałem pracy są analizy rop polskich, wykonane przez K. Katza (Karp. Inst. Geol. Naft., Biul. 25. 1936). Autor posługuje się pomocniczo także innymi, głównie ogłoszonymi przez Instytut Geofizyczny Uniw. Lwowskiego (Kosmos, 1928—1933). Autor podaje rozmieszczenie stwierdzonych w ten sposób odmian rop w rzucie poziomym na obszarze Polskich Karpat. Jako charakterystyczny rys bierze autor ciężar właściwy rop. Tą drogą daje się osiągnąć określenie pojęcia polskiej prowincji naftowej i jej dalsze podziały. Tu autor wydziela dwa okręgi, zewnętrzny i wewnętrzny. W obrębie każdego z nich grupuje się ropa w strefy maksimów i minimów gęstości, przy czym strefy maksimów uważa autor za podokręgi, obejmujące jedno lub kilka siodeł naftowych. Takich podokręgów wydziela autor w całej prowincji ośm (A do H).

Maksima i minima gęstości dają się również zauważyć na każdej roponośnej strefie siodłowej. Pierwsze z nich pokrywają zwykle w przekroju poprzecznym średnią część skrzydła siodła, szczególnie podrzędne zagłębienia w ich powierzchni. Drugie otaczają je zewsząd w ten sposób, iż znajdują się one w przekroju poprzecznym wyżej i niżej pasa maksimów, jako też po obu końcach strefy naftowej wzdłuż osi siodła. Prawo to obowiązuje na całym obszarze naftowej prowincji polsko-karpackiej. Powinno ono posiadać znaczenie praktyczne wszędzie tam, gdzie za pomocą gęstości rop można określić, czy dana strefa siodłowa lub podokręg doszedł już terytorialnie do zamknięcia przez strefę minimów czy nie.

Stefan Kreutz.

Czy badania nad luminiscencją kalcytów mogą mieć znaczenie dla badań geologicznych?

(Können die Luminiszenz-Untersuchungen an Kalziten geologische Bedeutung haben?

Od prof. Świderskiego otrzymałem zbiór kalcytów z okolic Mszany Dolnej. Szczególna wartość tego zbioru polega na tym, że prof. Świderski zebrał materiał celowo, oznaczając nie tylko miejsca występowania, ale i wiek i stosunki geologiczne. Korzystając z tej okazji poddałem t. zw. strzałki z różnych punktów omawianego terenu badaniu nad luminiscencją. Wynik badań jest podany w załączonej tabeli na str. 803.

Zestawienie luminiscencji szeregu kalcytów z omawianego obszaru wskazuje, że fiołkowe barwy luminiscencji strzałek są na omawianym obszarze najczęstsze. Jeśli wzięlibyśmy po jednym z każdego kalcytu danego gatunku, to możnaby ocenić stosunek ich jak 7 : 3. Strzałki warstw krośnieńskich dają charakterystyczną fluorescencję fiołkową, tę samą jednak, albo prawie tę samą luminiscencję strzałek napotykamy w łupkach eoceńskich, w warstwach ciężkowickich, w warstwach leżących powyżej dolnych łupków czerwonych. Możnaby stąd wyciągnąć wniosek, że efekt strzałki powstał po każdorazowym nasunięciu. Strzałki cynobrowo-czerwone, biało-niebieskie (pc. magurski), biało-kremowe należą prawdopodobnie do innych ruchów skorupy ziemskiej.

Miejscowość	Barwa luminiscencji badanego kalcytu
1. Warstwy krośnieńskie Poręba, S. od dworca, potok i bór, Niedźwiedź	różowo-fiołkowa i biało-fiołkowa, dość jednolita pod względem luminiscencji
2. Seria nasunięta płaszczowiny Magurskiej olig. eoc. Konina	cynobrowo-czerwona
3. Spąg łupków płaszczowiny magurskiej Konina	biało-kremowa
4. Poniżej górnych pstrych łupków eocenu — dolina Poręby Górnej	ciemno-fiołkowa
5. Warstwy ciężkowickie — dolina Poręby Górnej — na N. N. W. od p. 791	czerwono-fiołkowa
6. Powyżej dolnych łupków czerwonych eoc. Lubomierz stok N. E.	fiołkowo-niebiesko-różowa
7. Warstwy kredowe w kontakcie z warstwami krośnieńskimi. Okno tektoniczne pod Koniną	ciemno-fiołkowa, w cienkich partiach niebieska
8. Warstwy kredowe na N. od Grzebienia z potoku	czerwona
9. Warstwy kredowe na W. od Mszany Dolnej; potok między dolinami Gęsiej Szyi i Szakowa	biało-niebieska
10. Czarna Woda	różowo-fiołkowa

ZUSAMMENFASSUNG.

Der Verfasser hat eine ihm von Prof. B. Świderski freundlichst zur Untersuchung gestellten Sammlung von Ader-Kalziten (Strzałka) aus bestimmten geologischen Formationen, aus der Umgebung von Mszana Dolna, auf ihre Lumineszenz untersucht.

Das Ergebnis ist aus der folgender Zusammenstellung ersichtlich:

Luminiszenz:

1. Krosnoschichten: rötlich oder weisslich violett.
2. Magura: überschobene Schichten: zinnoberroth.
3. Das Liegende der Magura Schiefer: gelblich weiss.
4. Unterhalb der bunten Eozänschiefer: violett. (dunkel).
5. Ciężkowice Schiefer-Poręba: rötlich violett.
6. Oberhalb der roten Eozän Schiefer: violett, blau.
7. Kreide im Kontakt mit Krosno-Schichten: dunkel violett, teilweise blau.
8. Kreideschiefer bei Grzebień: rot.
9. Kreideschiefer W. von Mszana Dolna: weisslich blau.
10. Czarna Woda: violett.

Es ist daher ersichtlich, dass im Bezug auf die Luminiszenz die verschiedenen Formationen sich unterscheiden können. Die zinnober-rote, weisslich-blaue, und crem-weisse Kalzit-Adern sind wahrscheinlich durch andere Bewegungen der Erdkruste hervorgerufen.

†

Ś. p. Prof. Dr. Zygmunt Rozen

W dniu 29 maja b. r. zmarł nagle profesor dr Zygmunt R o z e n. Urodzony w Zbarażu ukończył tamże szkołę powszechną, a po ukończeniu gimnazjum w Tarnopolu zapisał się w r. 1901 na Uniwersytet Jagielloński na Wydział Filozoficzny. Studiuje mineralogię, geologię i chemię nieorganiczną. W r. 1904 zostaje asystentem prof. M o r o z e w i c z a i odtąd losy Jego wiązały się przez czas dłuższy z kierunkiem tegoż pracy i z pracownią Zakładu Mineralogicznego Uniw. Jag. [1]).

[1]) W pracowni tej skupił się wówczas cały szereg wybitnie zdolnych młodych ludzi, pracujących naukowo. Oprócz Z. R o z e n a, później-

W roku 1909 uzyskał stopień doktora filozofii. Pracą Jego doktorską była rozprawa p. t. „Dawne lawy krakowskie". W tymże w przybliżeniu okresie czasu wykładał i miał ćwiczenia na Studium Rolniczym z zakresu mineralogii i petrografii. Już poprzednio odbył szereg wycieczek z profesorem J. Morozewiczem nad Morze Czarne, w okolice Mariupola oraz na Śląsk Cieszyński i Opawski, gdzie zbierał materiały do opracowania cieszynitów i innych skał.

W r. 1913 wyjechał za granicę jako stypendysta Komitetu Organizacyjnego mającej się utworzyć Akademii Górniczej w Krakowie i studiował solnictwo potasowe u profesora Stillego w Lipsku i Boekego w Halli n/S. Wybuch wielkiej wojny przerywa pracę. Dr Rozen przez szereg lat nie może zajmować się nauką, mając różne przydziały od władz wojskowych. Dopiero przez ostatnie dwa lata był referentem spraw górniczo-geologicznych w austriackim ministerstwie wojny, następnie zaś pracował w Polskiej Komisji Likwidacyjnej we Wiedniu. Po ukończeniu wojny wraca do kraju i od 1920 do 1928 wykłada mineralogię na Studium Rolniczym U. J. oraz wybrane rozdziały z mineralogii i petrografii od r. 1926—1930.

Na Akademii Górniczej wykłada w r. 1920/21, jako płatny docent, od r. 1921/23 jako zastępca profesora, a od r. 1923 do 1929 jako profesor nadzwyczajny i wreszcie zwyczajny.

Prof. Rozen zorganizował w czasie pracy w Akademii Górniczej Zakład Mineralogii oraz samowystarczalną finansowo „Stację Doświadczalną przy Zakładzie Mineralogii i Petrografii Ak. Górniczej". W stacji tej prowadzi się badania petrograficzne oraz próby nad wytrzymałością materiałów, a zwłaszcza materiałów budowlanych. Z Zakładu i Stacji Doświadczalnej Ak. G. wyszło 65 prac i obszerniejszych krótszych oraz notatek, oprócz prac samego Profesora, których spis znajduje się na końcu artykułu. W pełni sił i podczas wy-

szego profesora Ak. G., pracowali wówczas mniej lub więcej równocześnie: ś. p. Wł. Pawlica, najlepszy znawca mineralogii i petrografii Tatr, ś. p. J. Stachiewicz, późniejszy jenerał W. P., ś. p. Dłuska, ś. p. prof. P. Radziszewski, ś. p. W. Kuźniar, ś. p. prof. Starzyński, p. Zygmuntowska, prof. Małkowski, L. Kowalski i Czesław Kuźniar.

Wszyscy z wymienionych pozostawili trwałe ślady w piśmiennictwie naukowym w zakresie mineralogii i geologii.

tężonej pracy Profesor R o z e n zmarł nagle 29 maja 1936 r., osierocając żonę i dwóch nieletnich synów.

Charakteru łagodnego, uczynny dla wszystkich, otaczał się najchętniej swymi uczniami, zwłaszcza tymi, którzy pracowali u niego w Zakładzie lub w „Stacji doświadczalnej" naukowo i całe dnie spędzał z nimi przy pracy. Miał rzetelne zamiłowanie do pracy naukowej. Jako trwała po Nim pamiątka pozostaje wzorowo urządzony Zakład i Stacja Doświadczalna i znaczna liczba młodzieży wspólnie z Nim pracującej. Pod wpływem Profesora siedmiu pracowników potrafiło napisać w ciągu sześciu lat 65 prac i notatek naukowych i to było Jego największą radością.

Dorobek ściśle naukowy dr R o z e n a zaczyna się krótką notatką p. t. „O w i e k u g e o l o g i c z n y m k r a k o w s k i c h m e l a f i r ó w (d i a b a z ó w)".

Autor wykazuje, na podstawie nowych odsłonięć, zjawiska „kontaktu" (zetknięcia się) skał intrudujących z piaskowcami kwaczalskimi z okolic Alwerni. Tym samym kwestia wieku była rozstrzygnięta: melafir (diabaz) jest młodszy od piaskowca.

Po tych wstępnych badaniach zajął się autor szczegółowym studium law krakowskich, których wynikiem jest obszerna praca pod tytułem „Dawne lawy W. Ks. Krakowskiego". Studium petrograficzno-chemiczne, z trzema tablicami. Kraków, 1909.

Jest to najobszerniejsza praca dr R o z e n a. Daje on we wstępie opis obnażeń skał magmowych i zajmuje się kwestią wieku tych skał, dalej podaje systematycznie wyniki badań chemicznych i optycznych skał badanych. Ogrom pracy charakteryzuje dołączonych do tekstu dwadzieścia kilka analiz podwójnych. Dodać należy liczne przeliczenia analiz skał, by uzyskać liczby procentowe, odnoszące się do stosunków procentów, w jakich występują składniki mineralne. Jakkolwiek samo opracowanie, niezmiernie gruntowne, przedstawia dużą zdobycz naukową, to jednak, za najważniejszy w tej pracy należy uważać osobny, szczegółowo opracowany przez dr R o z e n a ustęp o wietrzeniu porfiru z Miękini i Zalasu.

Autor wykazuje, na podstawie analiz chemicznych, że wraz z wietrzeniem tych skał następuje wiązanie się p o t a s u, pochodzącego z cząstek skaleniowych. Następuje tu,

jak się zdaje, rozpuszczanie cząstek albitowych, zastępowanych cząsteczkami ortoklazowymi.

Proces ten jest, o ile można sądzić, zjawiskiem pospolitym w naszej strefie. Zwiększenie się ilości tlenku potasu wynosi w przypadku zwietrzałego porfiru miękińskiego 3,14% (w świeżej skale 3,67%, w zwietrzałej 6,82%) (kalifikacja). Równocześnie następuje wyługowanie sodu i wapnia oraz magnezu. Krzemionka i glinka pozostają nie zmienione. Analogicznie zachowuje się zwietrzały porfir zalaski. Tuf filipowicki zawiera 9,4% K_2O. Zbadanie opisanego procesu było wielką naukową zasługą prof. R o z e n a. Proces ten, być może uda się wykorzystać także w praktyce. Uzyskanie nowych źródeł potasu byłoby rzeczą bardzo pożądaną, zwłaszcza dla rolnictwa.

Z pracą omawianą łączy się krótka rozprawa „O Pilolicie z Miękini". Szczelinowy ten minerał znany był z Chin; podobny utwór znalazł się w krakowskich skałach magmowych.

Autor pracy wyznacza wzór chemiczny jako:

$$H_2Al_2Si_6O_{16} . 2\ Mg(OH)_2 . 4\ H_2O.$$

Poza bardzo ożywioną działalnością naukową rozwinął dr R o z e n żywą działalność organizacyjną. Zwykle skromny, nie wahał się wystąpić mocniej, gdy szło o dobro spraw. Widząc brak przyrządów do demonstracji oraz objektów służących do nauczania nauk przyrodniczych proponuje stworzenie centrali, do której wpływałyby okazy ofiarowane przez Polaków z zagranicy, i istotnie, uzyskał zapowiedzi znacznych darów. Nie przesądzając, czy projekt dr R o z e n a był realnym, trzeba przyznać, że zwrócił uwagę na wielkie zaniedbania w dziedzinie nauk przyrodniczych w szkołach średnich. Słusznie zapytuje, ile szkół posiada w zbiorach granit tatrzański, porfir miękiński lub śląski cieszynit? To samo pytanie zwraca do nauczycieli, którzy sprowadzają okazy obce, a nie mają polskich okazów, motyli, chrząszczy itd. Dlaczego młodzież nie zna najważniejszych płodów mineralnych, zwłaszcza polskich? Pytania te były wówczas zupełnie na miejscu, dziś jednak już stosunki te się poprawiły. Drugą instytucją proponowaną przez dr R o z e n a była instytucja instruktorów lotnych. Napisał w tej sprawie osobną broszurę p. t.

„W sprawie nauk przyrodniczych“, wyd. w Krakowie, str. 44, r. 1913.

Myśli te były może zbyt śmiałe, ale świadczą o Jego nastawieniu społecznym.

Zbliżała się już wielka wojna i praca pokojowa wnet miała ustąpić. W tym czasie dr R o z e n wstąpił do Strzelca i odbywał ćwiczenia wojskowe. Ostatnią pracą naukową z tego okresu była krótka praca „O kryształach heptacyklenu $C_{24}H_{16}$“. Autor opisuje formy dwu nowych węglowodorów: β i α. Heptacyklen β jest jednoskośny, α rombowy. Jest rzeczą interesującą, że można sztucznie uzyskać krystalizację bliźniaków przez dodanie kropli oliwy do roztworu benzolowego. W ten sposób powstają także bliźniaki wielokrotne.

W tymże mniej więcej czasie ukazał się „Klucz do oznaczania minerałów“ na podstawie cech zewnętrznych i reakcyj chemicznych, opracowany podług A. W e i s b a c h a, C. F. P l a t t n e r a i innych. Opracowali Zygmunt R o z e n i Stefan K a m e c k i, 1 wyd. 1908, 2 wyd. 1925. Klucz ten jest do dziś dnia w użyciu na ćwiczeniach.

Na tym kończy się pierwszy okres działalności naukowej ś. p. Z. R o z e n a. Z chwilą przeniesienia się na nowe samodzielne stanowisko, naprzód jako zastępca, następnie jako profesor, organizuje nowy Zakład Mineralogii i Petrografii w Akademii Górniczej celowo i umiejętnie. Powstaje pracownia naukowa chemiczna, muzeum mineralogiczne i petrograficzne, tworzy się wreszcie stacja doświadczalna, operująca przyrządami technicznymi. Stacja ta utrzymuje się własnym wysiłkiem, jest samowystarczalna.

Nowe środowisko oddziaływuje pobudzająco w kierunku praktycznym. Nie wraca już do skał krzemianowych, lecz zajmuje się petrografią solną.

Wielkim kosztem pracy zapoznaje się gruntownie z teorią i praktyką tego tak zaniedbanego do niedawna działu minerologii i chemii fizycznej. Tu należą prace Zmarłego zaznaczone przez numera 9, 10 i 13 w załączonym spisie Jego prac oraz patenty, odnoszące się do przeróbki soli twardej langbainitowej, dalej patent odnoszący się do wytwarzania siarczanu potasu i chlorku amonu z siarczanu amonu i chlorku potasu.

Oprócz tych prac zajmował się prof. R o z e n uszla-

chetnianiem niektórych kaolinów polesko-wołyńskich przez dodanie rozcieńczonego roztworu szkła wodnego: minerały barwne opadają w tych warunkach. Ponadto zajmował się w swych pracach petrografią węgla, wartością fosforytów podolskich dla rolnictwa — na podstawie szczegółowych badań, wykonywanych w pracowni prof. Vorbrodta[1]).

Śledził też uważnie rozwój eksploatacji polskich złóż mineralnych, a o postępach w ich wykorzystaniu informował w pracach wykonywanych z zakresu mineralogii i petrografii górnictwa.

Oprócz prac wykonanych pozostawił Zmarły po sobie szereg prac niedokończonych. Najbardziej cieszył się szybkim postępem rozpoczętej pracy o ozokierytach i bursztynach, która mu dała nowe wyniki. Na jednym z ostatnich posiedzeń Polsk. Tow. im. Kopernika przed feriami słyszeliśmy Jego referat bardzo interesujący o rezultatach tej pracy; był on, niestety, ostatnim.

Prof. Rozen odszedł od nas, pozostawił jednak spuściznę: nie tylko bogaty dorobek naukowy, ale także szereg młodych pracowników naukowych, których wprowadził w wiedzę o ziemi, którzy prace swego Nauczyciela kontynuować będą. Myśli i tematy poddane młodzieży na pewno długo żyć będą w jej umysłach i sercach.

Stefan Kreutz.

Spis prac naukowych.

1. O wieku geologicznym krakowskich melafirów (diabazów). Kosmos, Lwów, 1909. 2. Dawne lawy W. Ks. Krakowskiego. Rozprawy Akademii Umiejętności. Kraków, 1909. 3. Die alten Laven im Gebiete von Krakau. Biulet. Ak. Um. Kraków, 1909. 4. W sprawie nauk przyrodniczych w polskich szkołach średnich. Warszawa, 1913. 5. O kryształach heptacyklenu. Rozprawy Akad. Um. Kraków, 1913. 6. O barycie tatrzańskim. Pamiętnik Zjazdu Przyrodników i Lekarzy. Kraków, 1911. 7. Über die Kristalle des Heptacyklens. Biul. Ak. Um. 1913, Kraków. 8. Pilolit z Miękini. Rozprawy Akademii Umiejętności. Kraków, 1914. 9. Fabryczna przeróbka karnalitu w świetle nauki. Czasopismo Górniczo-Hutnicze. Kraków, 1920. 10. Paragenezy solne w Wapnie. Księga Pamiątkowa Zjazdu

[1]) Badania te były wynikiem pracy prof. Tokarskiego p. t.: „Über cenomane Phosphatlagerstätten im Dniestrgebiet des pol. Podoliens". Tschermaks Mitteilungen. T. 38, 1925, 600.

Lekarzy i Przyrodników. Warszawa, 1925. 11. Klucz do oznaczania minerałów na podstawie cech zewnętrznych. I. wydanie 1908, II. wydanie 1925. 12. Dodatek do „Klucza" 1925. 13. O zroście soli kamiennej z sylwinem. Kosmos, Lwów, 1926. 14. Próba uszlachetniania niektórych kaolinów polesko-wołyńskich. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 1926. 15. Uszlachetnianie polskich materiałów ogniotrwałych za pomocą kataforezy. XII. Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich, Warszawa, 1925. 16. La valeur agricole des phosphorites Podoliens (Pologne). Extrait du C.-R. XII Congrès Géol. Intern. Madryt, 1927. 17. Wrażenia z podróży do Lotaryngji i Alzacji. Pos. Nauk. P. I. G. 19/20, Warszawa, 1928. 18. Kilka słów o petrografii węgla. Przegląd Górniczo-Hutniczy. Sosnowiec, 1930. 19. Notes on the geological activities in Poland. Economic Geology. Lancaster U. S. A. 1930. 20. Zagadnienie potasu w Polsce. W. S. H. Kraków, 1932. 21. Quelques informations sur la mine de Wieliczka pour le VII Congrès International de Sciences Historiques. Kraków, 1933. 22. O konieczności badania mechanicznych własności skał i węgla Polskiego Zagłębia Węglowego. Przegląd Górniczo-Hutniczy, Sosnowiec, 1934.

Zgłoszenia patentowe.

I. Sposób przeróbki soli twardej langbainitowej czyli t. zw. kainitu stebnickiego. P. P. 8233. — II. Sposób przeróbki pyłu wielkopiecowego i pyłu cementowego (komorowego i kominowego) na sole potasowe. U. P. P. 3378/up./1876. — III. Sposób wytwarzania siarczanu potasu z wielkopiecowego pyłu cynkowego gromadzącego się w aparatach Cowpera. U. P. P. 34221/up./9432. — IV. Sposób otrzymania siarczanu potasu i chlorku amonu (salmiaku) z siarczanu amonu i chlorku potasu. U. P. P. 34441/up./3443. — V. Procédé de fabrication de sulfate de pottasium et de chlorure d'ammonium en partant de chlorure de pottasium au moyen de sulfate d'ammonium. Brevet d'invent. Rép. Franc. nr. 317.213.

Prace rozpoczęte:

1. O ozokierytach i bursztynach. 2. Apatyt z cieszynitu (Pasków). 3. Złoże rud w Czernej k/Krzeszowic. 4. Straty potasu w pyle cementowym. 5. Blok wapienny z kop. soli w Wapnie.

Liczne odczyty:

1. Polskie Towarzystwo Geologiczne. 2. Towarzystwo Techniczne Kraków. 3. Stowarzyszenie Polskich Inżynierów Górniczych i Hutniczych. 4. Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika. 5. Państwowy Instytut Geologiczny Warszawa.

Współpraca: 1) z Komisją Fizjograficzną P. Ak. Um.; 2) z Wydziałem Wojskowym Ministerstwa Przemysłu i Handlu nad zagadnieniem kwarcytów i innych materiałów ceramicznych; 3) z Polskim Komitetem Normalizacyjnym.

†

Ś. p. Inż. Jan Naturski

Spośród członków Polskiego Towarzystwa Geologicznego ubył w roku bieżącym ś. p. inż. górn. Jan Naturski w sposób niezwykle tragiczny. W dniu 28 listopada 1936, na kopalni ropy „Jutrzenka" w Lipinkach został Jan Naturski rozerwany wybuchem naboju dynamitowego, który sporządzał celem t. zw. „torpedowania" otworu wiertniczego.

Ś. p. Jan Naturski był jednym z najwybitniejszych przedstawicieli górnictwa polskiego. Urodzony w roku 1887 koło Chrzanowa, po ukończeniu studiów w Akademii Górniczej w Leoben i latach asystentury w Szkole górniczej w Dąbrowie na Śląsku Cieszyńskim, pracował w tow. przedsiębiorstw górniczych „Tepege".

Już w tym młodzieńczym okresie ujawnił się znamienny rys charakteru Jana Naturskiego: podejmowanie się najtrudniejszych i samodzielnych robót górniczych, które przeprowadzał z wielkim talentem i umiejętnością. Wykonał więc głębienie szybu „Campi" w Bochni, bardzo trudne z powodu największego, jaki był wówczas w Europie, przypływu wody, oraz szyby w kopalniach węgla w Pięciokościołach na Węgrzech w tak znakomity sposób, że Węgrzy w dowód uznania nazwali te szyby jego nazwiskiem.

W latach ostatnich wyspecjalizował się w torpedowaniu otworów wiertniczych i przeprowadzał dla ożywienia produkcji liczne torpedowania w wyczerpujących się kopalniach ropy w całych Karpatach z pozytywnymi rezultatami. W dziale tym pracował naukowo, przeprowadzając doświadczenia, wykładając przez szereg lat „torpedowanie otworów wiertniczych" w Akademii Górniczej w Krakowie i ogłaszając prace z tego zakresu.

Ś. p. Jan Naturski miał żywe zainteresowania geologiczne. Należał do Polskiego Towarzystwa Geologicznego od początku jego istnienia, brał udział w zjazdach i wycieczkach Towarzystwa, współdziałał w rozmaitych zamierzeniach i pracach naszych. Wśród świata górniczego szerzył z gorącym przekonaniem potrzebę pogłębiania wykształcenia geo-

logicznego, uważając geologię za jeden z fundamentów górnictwa; był jednym z najczynniejszych łączników geologii z górnictwem.

To też wśród geologów polskich był ś. p. Jan Natur s k i człowiekiem popularnym i bardzo lubianym. Przyczyniały się do tego niezwykłe zalety osobiste. Zawsze wesoły, równy, pogodny, z uśmiechem szedł przez życie, przebijając się przez nie o własnych siłach niemal od dzieciństwa, pracując pilnie i wytrwale, bez rozgłosu osiągając doskonałe wyniki. Był wielkim przyjacielem młodzieży, spieszył jej z cichą, a wydatną pomocą; jednym z dzieł, w których wybitnie współpracował, była budowa obecnego domu studentów Akademii Górniczej w Krakowie.

Pogrzeb ś. p. Jana Naturskiego na cmentarzu krakowskim zgromadził tłumy ludzi, którzy dali wyraz serdecznego przywiązania i uznania dla pięknej postaci Zmarłego.

Polskie Towarzystwo Geologiczne wzięło udział w pośmiertnym hołdzie dla swego długoletniego członka i przyjaciela, który padł w pełni sił na posterunku swego umiłowanego zawodu, delegując na pogrzeb wszystkich członków swego prezydium i wydziału.

W. Goetel.

Spis prac inż. Jana Naturskiego.

1. W sprawie wykupna terenów węglowych Schlutiusa w zagłębiu krakowskim. (Czasopismo Górniczo-Hutnicze r. 1917, zeszyt 7).
2. Obliczenie grubości muru tam kopalnianych. (Czasopismo Górniczo-Hutnicze r. 1917, zeszyt 9).
3. Cementowanie górotworu wodonośnego. (Czasopismo Górniczo-Hutnicze r. 1918, zeszyt 3).
4. Czy istnieje możliwość wydatnego podniesienia produkcji ropy w istniejących już otworach wiertniczych. (Przegląd Górniczo-Hutniczy r. 1926, zeszyt 18).
5. O torpedowaniu szybów naftowych w zagłębiu Krośnieńskim). Przegląd Górniczo-Hutniczy r. 1928, zeszyt 5).
6. Torpedowanie otworów świdrowych. (Przegląd Górniczo-Hutniczy r. 1929, zeszyt 1—2).
7. Szkodliwy uniwersalizm. (Przegląd Górniczo-Hutniczy r. 1929, zeszyt 11—12).

8. Zapobieganie uszkodzeniu rur wiertniczych przy torpedowaniu. (Przegląd Górniczo-Hutniczy r. 1930, zeszyt 12).
9. Torpedowanie złóż ropy, produkujących w warunkach gazowych (kapilarnych) ze szczególnem uwzględnieniem praw Jamina. (Przegląd Górniczo-Hutniczy r. 1933, zeszyt 7).
10. Ożywienie produkcji szybów naftowych przy pomocy torpedowania. (Przegląd Górniczo-Hutniczy r. 1935, zeszyt 10).

Sprawozdanie

z działalności Polskiego Towarzystwa Geologicznego

w roku administracyjnym 1935/36.

W roku sprawozdawczym Pol. Tow. Geologiczne wydało XI tom Rocznika oraz 2-gi zeszyt II-ego tomu dzieła prof. W. Friedberga „*Mollusca Miocenica Poloniae*", co zostało uskutecznione dzięki przyznaniu Towarzystwu zasiłku z Funduszu Kultury Narodowej.

Krakowski ośrodek Towarzystwa odbył następujące posiedzenia naukowe:

1) 22. XI. 1935. Dr J. Burtanówna: Badania geologiczne w Beskidzie Śląskim.

2) 29. XI. 1935. Doc. dr M. Książkiewicz: Uwagi o stratygrafii i zmianach facjalnych płaszczowiny godulskiej.

3) 6. XII. 1935. Prof. dr J. Nowak: Geologiczna interpretacja dotychczasowych pomiarów siły ciężkości w Polsce.

4) 17. I. 1936. Dr E. Panow: Z geologii okolic Wolbromia.

5) 31. I. 1936. Dr J. Kuhl: O zeolitowej naturze tufów krakowskich.

6) 21. II. 1936. Mgr K. Guzik: Serie reglowe Tatr Zachodnich i bloku Słowackiego.

7) 25. II. 1936. Prof. dr Z. Rozen: O ozokerycie borysławskim i innych substancjach mezomorficznych. (Odczyt ten urzędowy był wspólnie z Krak. Oddz. Pol. Tow. Przyrodników).

8) 28. II. 1936. Prof. dr J. Tokarski: Fizjografia lessu podolskiego i próba jego stratyfikacji.

9) 5. VI. 1936. Prof. dr J. Nowak: Geologiczna interpretacja rop polskich.

Dn. 2 i 3 lutego 1936 r. odbyto „Konferencję dyluwialną"

w Poznaniu. Wygłoszono na niej 18 referatów oraz odbyto jedną wycieczkę. Konferencję zorganizował ośrodek poznański z prof. St. Pawłowskim na czele. Sprawozdanie z konferencji zamieszczone zostanie w tomie następnym.

Walny Zjazd Towarzystwa odbyto w roku sprawozdawczym we Lwowie dnia 27 czerwca 1936. Po otwarciu Walnego Zgromadzenia członkowie uczcili pamięć zmarłych w r. 1935/6 członków Towarzystwa: ś. p. insp. K. Buzka, ś. p. inż. T. Gawlika, ś. p. dr W. Kuźniara, ś. p. prof. dr Z. Rozena i ś. p. dr S. Weignera.

Po sprawozdaniach prezesa, skarbnika i sekretarza, przewodniczącego Oddz. Lwowskiego i Komisji Rewizyjnej, na wniosek tej ostatniej uchwalono absolutorium ustępującemu Zarządowi i przystąpiono do wyborów nowego Zarządu. Został on wybrany w składzie następującym: Prezes: prof. dr J. Nowak; wiceprezes: prof. dr S. Kreutz; członkowie Zarządu: prof. inż. Bohdanowicz, dr K. Ciszewska, prof. dr W. Goetel, inż. dr L. Kowalski, doc. dr M. Książkiewicz, doc. dr Cz. Kuźniar, prof. dr J. Lewiński, prof. dr St. Pawłowski, prof. dr W. Rogala, prof. dr B. Świderski. Do Komisji Rewizyjnej wybrano prof. inż. St. Czarnockiego i prof. dr J. Samsonowicza.

Z ważniejszych uchwał Walnego Zebrania należy wymienić: powołanie Komisji, która ma opracować projekt ochrony zawodowej geologów; oddziały mają opracować projekty w sprawie członków honorowych; uchwalenie wyodrębnienia Sekcji nauk mineralogicznych w Towarzystwie.

W związku z Walnym Zjazdem odbyto zebranie naukowe, na którym wygłosili odczyty: prof. dr J. Samsonowicz: p. t. „Stosunek Wołynia i Podola do Wału Scytyjskiego“ i prof. dr J. Tokarski: Petrograficzny charakter elementów tufogenicznych Podkarpacia“.

Zjazd Pol. Tow. Geologicznego we Lwowie.

Tegoroczny Zjazd odbył się we Lwowie, zorganizowany przez Oddział Lwowski P. T. G. Dnia 27. VI. 1936 odbyto wycieczkę do Szczerca, gdzie zwiedzono odkrywki miocenu,

objaśnione przez prof. dr W. Friedberga. Dn. 28. VI. odbyto pod przewodnictwem doc. dr Z. Pazdry i prof. dr M. Kamieńskiego wycieczkę do Mikołajowa (miocen, bentonity). Dn. 29. VI. udano się na wycieczkę do Busowiska, gdzie prof. W. Rogala i dr B. Kokoszyńska pokazali uczestnikom Zjazdu przekroje w serii łupków spaskich i warstw je otaczających.

Sprawozdanie roczne Oddz. lwowskiego Pol. Tow. Geologicznego za rok 1935/36.

W roku 1935/36 odbyły się 2 posiedzenia Zarządu, oraz 7 posiedzeń naukowych. Wygłoszono 11 referatów, a mianowicie:

1) Dnia 14. XI. 1935 r. Prof W. Rogala: Działalność naukowa ś. p. dra Stanisława Weignera. — Dr O. Wyszyński: Sprawozdanie z VII Międzynarodowego Kongresu Górnictwa, Hutnictwa i Geologii stosowanej.

2) Dnia 5. XII. 1935 r. Prof. J. Samsonowicz: Inowłodzki grzbiet jurajski.

3) Dnia 23. I. 1936 r. Doc. Zdzisław Pazdro: Powierzchnie strukturalne na Opolu Mikołajowskim.

4) Dnia 12. III. 1936 r. Prof. M. Kamieński: O tufach wulkanicznych przedgórza Karpat.

5) Dnia 30. IV. 1936 roku. Doc. Zdzisław Pazdro: Z badań geologicznych nad budową płaszczowiny Czarnohorskiej. — Mgr St. Wdowiarz: Z badań geologicznych na NE ćwiartce arkusza Tyczyn—Dynów.

6) Dnia 28. V. 1936 r. Dr Wł. Zych: Czaszkowce paleozoikum Podola. — Mgr K. Głażewski: Stan badań nad jurą Podola.

7) Dnia 18 czerwca 1936 r. Prof. W. Rogala: Kilka uwag ze stratygrafii Karpat. — Dr Br. Kokoszyńska: Wiadomość o znalezieniu czaszki niedźwiedzia w okolicy Jaremcza.

Dnia 12 marca 1936 roku odbyło się Nadzwyczajne Walne Zgromadzenie Oddziału celem uzupełnienia wybo-

rów do Zarządu Oddziału. Jednogłośnie wiceprezesem Oddziału Lwowskiego P. T. G. został obrany p. prof. Jan Samsonowicz, Członkiem Zarządu p. prof. Marian Kamieński. Do Komisji Rewizyjnej na miejsce p. prof. Mariana Kamieńskiego wszedł dr Władysław Zych.

Następnie uchwalono jednogłośnie przekazać dezyderat na Walne Zgromadzenie Towarzystwa w sprawie uzyskiwania posad dla młodych geologów, którzy wychodzą ze szkół akademickich, oraz sprawę wypracowania przez P. T. G. pewnego programu ze ścisłym zaznaczeniem praw i kompetencji geologa zawodowego w przemyśle.

Sprawozdanie kasowe Oddziału Lwowskiego za rok 1935/36.

Saldo z dnia 6 czerwca 1935 r.	254,75 zł.
Wkładki Członków za 1935 r.	242,50 „
Razem przychodu .	497,25 zł.
Wpłacono do Zarządu na r-k wkładek na 1934 r.	178,10 zł.
Koszty administracyjne	64,35 „
Razem rozchodu . .	242,45 zł.

Przychód	497,25 zł.
Rozchód	242,45 „
Saldo .	254,80 zł.

SPRAWOZDANIE KASOWE
za rok administracyjny 1935/36.

Dochody:

Pozostałość z roku admin. 1934/35	184,35 zł.
Pozostałość ze składek przesłanych na zjazd P. T. G. w r. 1935	56,75 „
Wkładki Oddziału Lwowskiego	178,10 „
Wkładki, które wpłynęły wprost do Zarządu Gł.	862,50 „
Ze sprzedaży wydawnictw P. T. G.	149,10 „
Dar członków Zarządu P. T. G.	19,— „
Razem	1.449,80 zł.

Rozchody:

Drukarni Wł. Anczyca (reszta długu) . . .	262,— zł.
Drukarni „Orbis“	800,— „
Na koszta Zjazdu Konferencji Dyluwialnej . .	20,— „
Wkładka do Assocjacji Dyluwialnej	10,— „
Wydatki sekretarza	195,75 „
Opłata kursora	45,— „
Opłaty manipulacyjne P. K. O.	1,90 „
Razem	1.334,65 zł.

Zestawienie:

Dochód	1.449,80 zł.
Rozchód	1.334,65 „
Pozostałość . . .	115,15 zł.

Długi P. T. G.:

Dług w drukarni „Orbis“ z lat poprzednich .	648,66 zł.
Za wydrukowanie Roczn. t. XI.	1,940,75 „
Za wydrukowanie Mięczaków Mioc. zesz. II.[1]) .	1.974,— „
Całkowity dług w drukarni „Orbis“ . . .	4.563,41 zł.

(—) Dr K. Skoczylas-Ciszewska m. p.

Komisja Rewizyjna przeglądnęła powyższe zestawienie i stwierdziła zupełną zgodność z przedłożonymi kwitami oraz prawidłowe prowadzenie rachunków.

(—) Dr Józef Premik m. p.

(—) Doc. dr Edward Passendorfer m. p.

Krakόw, 22 czerwca 1936 r.

[1]) Po zamknięciu ksiąg wpłynęła z Funduszu Kultury Narodowej przyznana na druk „Mięczaków Mioceńskich“ zesz. II. subwencja z której 2.370,— zł. wpłacono Drukarni „Orbis“. Zatem dług w tejże drukarni na r. 1936/37 wynosi 2.193,41 zł.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA Gliwice

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej
P 167/36

Prof. Dr. WI

MIĘCZAKI MIOCEŃSKIE ZIEM POLSKICH

Cz. I. (w pięciu zeszytach): **Ślimaki**

Wydane przez Muzeum im. Dzieduszyckich we Lwowie (Rutowskiego 18).

Cz. II. (w dwóch zeszytach). **Małże**

Wydane przez Polskie Towarzystwo Geologiczne w Krakowie (św. Anny 6).

MOLLUSCA MIOCAENICA POLONIAE

Vol. I. (en 5 fascicules): **Gasteropoda**

Vol. I. a été édité par Musée de Dzieduszyccy à Léopol (18 rue de Rutowski).

Vol. II. (en 2 fascicules): **Lamellibranchiata**

Vol. II. a été édité par Société Géologique de Pologne Cracovie (6 rue St. Anna).

Pour l'Allemagne aussi chez MAX WEG, Leipzig.