10683
II, c2 58
10683
POLITECHNIKA ŚLĄSKA
KATEDRA MINERALOGII i GEOLOGII

ROCZNIK

POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

TOM VII.

ZA ROK 1930—1931

ANNALES

DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

TOME VII.

ANNÉE 1930—1931

Wydano z zasiłku Ministerstwa Wyznań Religijnych i Oświecenia Publicznego

KRAKÓW 1931

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE (GABINET GEOLOGICZNY U. J.) UL. ŚW. ANNY 6
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE, CRACOVIE, 6, RUE ST. ANNA

ROCZNIK
POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

TOM VII.

ZA ROK 1930—1931

ANNALES
DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

TOME VII.

ANNÉE 1930—1931

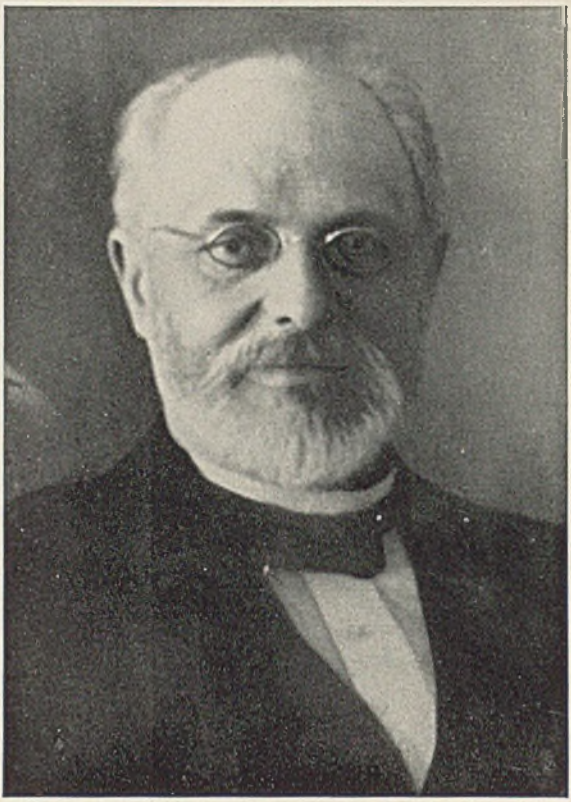
Wydano z zasiłku Ministerstwa Wyznań Religijnych i Oświecenia Publicznego

KRAKÓW 1931

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE (GABINET GEOLOGICZNY U. J.) UL. ŚW. ANNY 6
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE, CRACOVIE, 6, RUE ST. ANNA

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach
P.167/30-31

ODBITO W TŁOCZNI GEOGRAFICZNEJ „ORBIS" W KRAKOWIE, UL. BARSKA 41.



JÓZEF ŁUKASZEWICZ
R. 1927.

Karol Bohdanowicz.

Józef Łukaszewicz

1/XII 1863 — 20/X 1928.

Józef Łukaszewicz urodził się 1 grudnia (st. stylu) 1863 r. w majątku Bykówka w powiecie wileńsko-trockim, województwa Wileńskiego. W tym pod każdym względem wyjątkowym człowieku jakby skoncentrowały się dziedziczne zdolności i dodatnie cechy kulturalnej i uzdolnionej rodziny. Dziadek jego, po matce Adam Bielkiewicz, był wybitnym i wielce zasłużonym profesorem Uniwersytetu Wileńskiego na katedrze anatomji i chirurgji od roku 1827—1840. Swemi pracami i rzadkiemi preparatami postawił gabinet anatomiczny Uniwersytetu na równi z najlepszemi gabinetami ówczesnej Europy (wyciąg z aktu urzędowego).

Po ojcu odziedziczył zamiłowanie do przyrodoznawstwa i zdolności do rysunku i malarstwa. Szczególne miał zamiłowanie do kwiatów, które lubił sam pielęgnować. Od dzieciństwa cechowały go wielka dobroć i prawość. Od wczesnego też dzieciństwa odznaczał się wprost fenomenalną pamięcią i wielkiemi zdolnościami. Uczył się wszystkiego z łatwością; przed wstąpieniem do gimnazjum znał wszystkie zwierzęta i ptaki, jakie były w naszych lasach i puszczach. Ptaki doskonale rozróżniał po głosie i locie, znał dużo roślin i ich nazwy nietylko polskie lecz i łacińskie, znał w ogólnych zarysach historję powszechną i szczegółowo historję Polski, gdyż od kolebki prawie słyszał z ust matki o dziejach narodu swego, jak również o losach najbliższej rodziny. Dwóch stryjów jego zginęło w ostatniem powstaniu, wuj za udział w temże powstaniu został zesłany na Sybir — tam też życie skończył, a majątek jego skonfiskowano i ojciec zrujnowany kontrybucją.

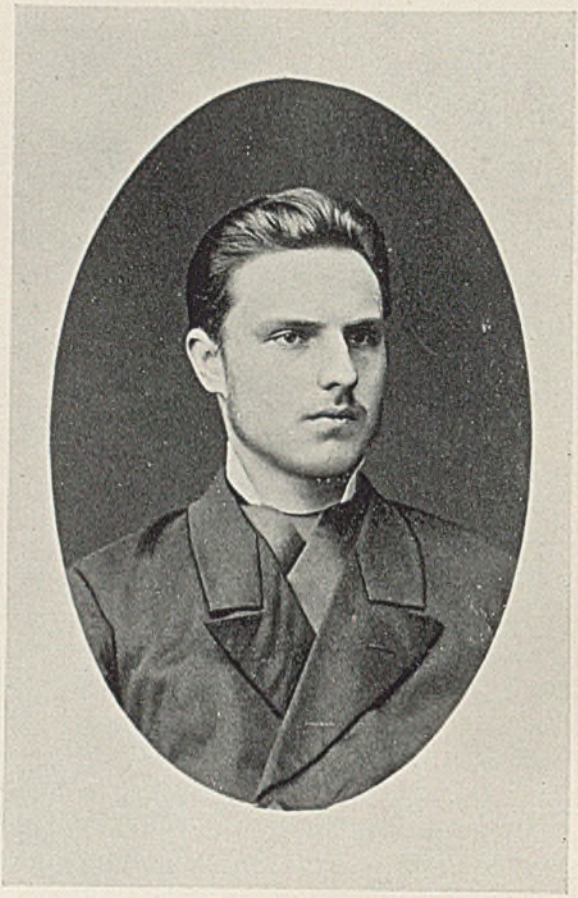
Z takim zapasem wiedzy i uczuć patrjotycznych wstąpił Józef w 1875 r. do pierwszej klasy klasycznego gimnazjum w Wil-

nie. Uczył się świetnie; był bardzo lubianym przez kolegów za uczynność i koleżeńskość, gdyż akuratnie codzień przychodził wcześniej do klasy, żeby pomóc kolegom w lekcjach. Poza lekcjami miał dużo wolnego czasu, który używał na czytanie i samokształcenie. Będąc w III klasie dostał w bibljotece starą technologję, która go bardzo zainteresowała i wzbudziła wiele pytań z dziedziny chemji, a w IV klasie nabył podręcznik chemji Roscoe. Ta książka wywarła ogromne wrażenie, odsłaniając mu nowy świat w stosunku do ciał prostych i złożonych. Czytał i studjował ten podręcznik z zachwytem. Sam powiadał, że „żadna książka w życiu nie sprawiła mu tyle radości, ile ten podręcznik chemji". Odtąd chemja staje się jedną z jego najulubieńszych nauk. Zajęcie się chemją wymagało założenia choć niedużego laboratorjum dla prac doświadczalnych; w tych pracach zdobywa umiejętność obchodzenia się z przyrządami i samodzielnego radzenia sobie w nieuniknionych trudnościach przy tej pracy. Specjalnie interesuje się też pirotechniką.

Od V klasy Józef Łukaszewicz szedł o własnych siłach i więcej już nie potrzebował pomocy rodziców. Pieniądze zapracowane korepetycją używał też na powiększenie laboratorjum, nabywanie pożytecznych książek, których dużo przeczytał z przyrodoznawstwa, jak również z dziedziny nauk ogólnokształcących (Vogt, Büchner, Lubbock, Jevons, J. S. Mill i inni). Po ukończeniu w 1883 r. gimnazjum, wstępuje do Petersburskiego Uniwersytetu na wydział matematyczno-przyrodniczy, mając już spory zasób wiedzy potrzebnej do poważnych studjów; w uniwersytecie nie zadawalnia się samemi tylko wykładami, lecz każdy przedmiot studjuje wszechstronnie, zdobywając metody badań naukowych.

Uczy się świetnie i wybitnemi zdolnościami zwraca na siebie uwagę profesorów. Na egzaminie fizyki profesor Van-der-Flit powiedział: jeżeli ja pańskim kolegom stawię 5, to panu muszę postawić 5^2, co też uczynił za doskonałe opanowanie przedmiotu. Inny znowu profesor mówi: pański egzamin to prawdziwy triumf. Projektowano zostawić go przy katedrze botaniki i wróżono mu świetną przyszłość naukową. Kiedy do skończenia uniwersytetu zostawało zaledwie kilka miesięcy, został on w marcu 1887 r. aresztowany, potem sądzony, a 5 maja tegoż roku skazany na dożywotnie więzienie w Szlisselburskiej twierdzy za udział w nieudanym zamachu 1 marca 1887 r. na życie Aleksandra III.

Będąc w VIII klasie gimnazjum, Józef Łukaszewicz zaznajo-



JÓZEF ŁUKASZEWICZ
R. 1887.

mił się z nielegalną literaturą rosyjską i polską, która wywarła na nim niezatarte wrażenie. Odtąd nie przestaje myśleć nad sposobami zerwania pęt bezgranicznego samowładztwa caratu. Studjuje polityczną ekonomję, również konstytucje państw zachodnio-europejskich i północnej Ameryki St. Z., dla poznania czynników, które dały ten lub ów ustrój państwowy. Pracując bardzo poważnie, jednocześnie bierze żywy udział we wszystkich przejawach życia akademickiego — jest skarbnikiem polskiej kasy studenckiej, urządza wieczorki i odczyty dla powiększenia jej zasobów pieniężnych. W taki sposób nawiązuje stosunki z wielką ilością młodzieży, w której nurtują prądy niezadowolenia z ustroju społecznego. Do garstki najszlachetniejszych należy Józef Łukaszewicz. W tym właśnie czasie, t. j. w ostatnich latach życia akademickiego, kiedy widnokrąg naukowy szybko rozszerzał się — powstawały już w umyśle jego nowe własne myśli i ideje naukowe. O tem sam mówi, a takoż o tem, „że rozstawać się i żegnać się z niemi było nad wszelki wyraz boleśnie, ale zmuszało mię do tego również i położenie ojczyzny mojej obalonej i przygniecionej". I stanął w szeregu ofiar. Karę śmierci zamieniono mu na dożywotnie więzienie.

Siedząc w celi Szlisselburskiej, z początku bez żadnego absolutnie zajęcia, zajął się pytaniem co do kubatury ciał. „Wiedziałem, jak powiada, że istnieje zależność między powierzchnią a objętością z jednej strony, i położeniem środka ciężkości obracających się linij i powierzchni z drugiej strony, ale dlaczego, na jakiej zasadzie istnieje taka zależność — nie wiedziałem, więc podjąłem się dowieść jej dla rozmaitych figur i linij, a także znaleźć środek ciężkości dla wszelkich linij, naprzykład łuku koła, co też zrobiłem przy pomocy elementarnej matematyki. W późniejszym czasie robiłem dochodzenia w dziedzinie molekularnej energji. Nie wiedziałem, o ile tu można zastosować teorję potencjału, jak również nie wiedziałem, jakie muszę otrzymać rezultaty, sam musiałem wyprowadzać tezy i formuły co do potencjału i kiedy udało mi się dostać „Teorję potencjalnych funkcyj Schyllera", to zobaczyłem, że są one z mojemi identyczne, co podniosło zaufanie we własne siły".

Taki był początek prac naukowych w samotni więziennej. Potem — kiedy od czasu do czasu z rozmaitych źródeł, bez systemu, przybywały do Szlisselburga naukowe książki — widnokrąg naukowy rozszerzał się i zaczęła wyczuwać się potrzeba

usystematyzowania tej wiedzy. Gdyż, jak powiada, „między posiadaną przezemnie wiedzą i istniejącemi hipotezami były sprzeczności, pobudzające mój umysł do pracy nad usunięciem takowych w światopoglądzie moim. W miarę jak mój widnokrąg naukowy coraz bardziej rozszerzał się, tem jaśniej widziałem, że światopoglądu mego nie mogę zmieścić w ramy istniejących systematów filozoficznych". Stopniowo dojrzewała myśl syntetyczna, która objęła całokształt zagadnień filozoficzno-naukowych i wykrystalizowała się w dzieło: Filozofja naukowa w 7 tomach, która duchowo zbliża się do systematów Spencer'a i Augusta Comte'a. Szeroko była pomyślana ta praca i tylko wielka potęga umysłowa mogła dociec i wykonać ją w tak ciężkich warunkach. Tom I zawierał — Ogólny przegląd filozofji. Tom II — Ogólny przegląd ścisłych nauk (matematyka, geometrja, mechanika, fizyka, chemja, astronomja). Tom III — Nieorganiczne życie ziemi. Tom IV. — Organiczne życie ziemi (biologja). Tom V — Funkcje układu nerwowego (część 1-sza powstanie, budowa i fizjologja układu nerwowego, część II-ga psychologja). Tom VI — O działalności niezorganizowanej i zorganizowanej (czyli działalność bezporządkowa i działalność podporządkowana pewnym prawom, czyli zorganizowana: dziedziczna, tradycyjna, obyczajowa, instynktywna i t. d., walka, parazytyzm, symbiozy etc.) Tom VII — socjologja. Niektóre tomy były wykończone, do innych napisane większe lub mniejsze rozdziały, zależnie od materjału, którym rozporządzał. W przedmowie mówi: „Jeżeli przez wszystkie tomy tej pracy przechodzi jednolity punkt widzenia, tem niemniej każdy tom jest samodzielną całością, mogącą być wstępem w odrębną dziedzinę wiedzy. Przytem nie jest to tylko mechaniczne powiązanie gotowych zdobyczy naukowych — owszem, w każdym tomie są rzeczy nowe, zdobyte samodzielnie, ponieważ takie powiązanie w harmonijną całość wymagało nowych tez i nowych hipotez naukowych".

W 1905 roku, po ośmnastu i pół latach więzienia, wychodzi Józef Łukaszewicz na wolność. Wstąpił do więzienia pełnym życia młodzieńcem, o budowie atletycznej, z piękną, szlachetną głową, o prawidłowych rysach i dobrych, łagodnych oczach, wyszedł z więzienia mąż siwowłosy, lecz w pełni swoich duchowych sił; 18-letnie surowe więzienie nie złamało tego potężnego organizmu, lecz nie mogło nie osłabić jego odporności na dalsze ciosy, których życie mu nie oszczędziło jednak i w przyszłości.

JÓZEF ŁUKASZEWICZ
R. 1905.

Po roku spędzonym znowu w rodzinnym domu w Bykówce wraca na skutek starań Petersburskiej Akademji Nauk do Petersburga i zaraz przystępuje do formalnego ukończenia przerwanych studjów, t. j. składa egzamina i otrzymuje dyplom pierwszego stopnia. Potem otrzymuje zaproszenie do prowadzenia wykładów i ćwiczeń o bezkręgowcach na wyższych kursach Leshafta. Jednocześnie przystępuje do ogłoszenia drukiem prac swoich. Zaczyna od III tomu (w przedmowie swojej z właściwą sobie skromnością i prostotą tłumaczy się przed czytelnikiem dlaczego zaczyna drukowanie od III tomu) „Nieorganiczne życie ziemi“ w 3 częściach. I część: „Fizyczno-chemiczne procesy ziemi“; za tę pracę otrzymuje nagrodę Petersburskiej Akademji Nauk, a od Geograficznego Towarzystwa medal imienia Siemionowa Tian-Szańskiego. II część: Życie skał“. III część: „Budowa ziemi w związku z jej historją“. Nieduża część tych prac została przełożona na język francuski: „Sur le mécanisme de l'écorce terrestre et l'origine des continents“, i w Buenos-Aires po hiszpańsku, co wyrobiło mu imię w świecie naukowym i zagranicą.

Te prace są wynikiem głębokiego krytycznego ujęcia w jedną całość geologicznych materjałów, które mu były dostępne do roku 1907. Różnostronna przyrodnicza wiedza przyprowadza go do wniosków owocnych i o takiej skali, które świadczą o nadzwyczajnej przenikliwości, uprzedzającej powolny czasem ruch specjalnych badań. Dla rozwiązania niektórych specjalnych zagadnień geologicznych podróżuje w latach 1909—1913 po Rosji, dokładnie studjuje Kaukaz; potem odbywa podróż do Egiptu, Turcji, zwiedza Grecję. W 1912 r. choroba przerywa podróż przez Ural do Chin i Japonji. W 1914 r. podróżuje po Polsce, ze szczególnem zamiłowaniem w Tatrach i Karpatach, mając na celu zagadnienia ich budowy geologicznej. Zbiera tam sporo materjałów, które mu utrudniają wydostanie się z zagranicy, gdyż wybuch wojny zastaje go w drodze powrotnej na Górnym Śląsku. Po wielu zabiegach udaje się mu przejść na rosyjskie terytorjum, dźwigając swe zbiory na własnych barkach. Z wielkim wysiłkiem przeniesione okazy przewozi do Warszawy, skąd w 1924 r. sprowadza je do Uniwersytetu Wileńskiego.

Od 1911 r. aż do wyjazdu z Rosji pracuje stale w Geologicznym Komitecie, biorąc udział w wydawnictwach „Rosyjskiej Bibljoteki Geologicznej“. W 1915 r. został powołany na geologa i członka Komitetu do badań hydrologicznych i meteorologicznych

w oddziale portów handlowych Ministerstwa Przemysłu i Handlu, gdzie pracuje aż do wyjazdu do kraju. W 1916 r. został powołany na katedrę Geomorfologji na wyższych kursach Geograficznych, później przekształconych na Instytut Geograficzny. Z całym zapałem, jemu właściwym, oddaje się organizowaniu szkoły wyższej. Jednocześnie jest też profesorem gleboznawstwa obok uprzednio objętej katedry geomorfologji. Obok wykładów dużo czasu poświęca pracom w polu. Na życzenie słuchaczy odbywa też wycieczki botaniczne. Niektórzy słuchacze mieli niedostateczną wiedzę z chemji; J. Łukaszewicz organizuje i kieruje praktycznemi zajęciami z chemji analitycznej. W 1918/19 roku został pierwszym rektorem Instytutu. Na 1919/20 został ponownie obrany, ale siły były już mocno wyczerpane, a możności należytego wypoczynku nie było. Decyduje się więc powrócić w strony rodzinne — do Wilna. Tutaj swe gniazdo rodzinne zastaje mocno zrujnowanem, na dłuższy wypoczynek pozwolić sobie nie może, więc w listopadzie 1919 r. obejmuje stanowisko radcy ministerjalnego i wizytatora szkół średnich w sekcji Oświecenia Publicznego w Komisarjacie generalnym Ziem Wschodnich. Od 1-go stycznia 1920 r. zostaje powołany na zastępcę profesora do wykładów geologji na Uniwersytecie Stefana Batorego w Wilnie, a 1-go lipca tegoż roku zostaje mianowany profesorem nadzwyczajnym geologji fizycznej, na którem to stanowisku przetrwał aż do śmierci.

Tutaj w Wilnie oczekuje go znowu praca organizacyjna przy nader ciężkich warunkach, gdyż warsztatu pracy do nauczania wcale nie było. Bardzo też męczącym i utrudniającym pracę był brak własnego lokalu aż do 1924 r. Z wielkim wysiłkiem i nakładem pracy własnoręcznej organizuje zakład geologji fizycznej. Jednocześnie z powołaniem na zastępcę prof. na katedrze geologji otrzymuje od szefa Sekcji Szkół Wyższych propozycję objęcia katedry mineralogji i krystalografji, jeżeli nie na stałe, to chociażby czasowo. Propozycji tej jednak nie przyjmuje; dopiero na prośbę ówczesnego rektora podejmuje się prowadzić wykłady i ćwiczenia z mineralogji i krystalografji, gdyż w pierwszych latach nie było profesora tego przedmiotu. Wobec tego zobowiązania zmuszony jest organizować i ten zakład. Od rana do nocy pracuje robiąc własnoręcznie modele krystalograficzne (bardziej skomplikowanych nie można było dostać zagranicą), tablice, mapy i inne pomoce naukowe. Profesorem mineralogji i krystalografji pozostaje do połowy 1926 r. Od 1927 r. znowu zaszła potrzeba pro-

wadzenia wykładów i ćwiczeń z mineralogji i krystalografji dla farmaceutów; pracy tej podjął się bezinteresownie. Ponieważ wszystkie pomoce naukowe zostały przy zakładzie mineralogji, a zakład farmaceutyczny nie posiadał sum na taki nieprzewidziany wydatek, jak pomoce naukowe do wykładów mineralogji i krystalografji, więc J. Łukaszewicz powtórnie robi własnoręcznie serję modeli krystalograficznych.

Pracował J. Łukaszewicz dla nauki i ludzi z oddaniem się i zapomnieniem o sobie, nie szczędząc ani pracy ani sił swoich, troszcząc się jedynie o jaknajwiększy pożytek naukowy młodzieży, zawsze gotów na jej usługi, zawsze ofiarny i chętny. Takim był on w twierdzy Szlisselburskiej, gdzie wykładał swoim współtowarzyszom niedoli wszystkie nauki przyrodnicze, psychologję i filozofję; takim pozostał do końca swoich dni. Ten uduchowiony i przyrodzony badacz i eksperymentor zamiast aby urzeczywistniać swoje ideje w odpowiedniej pracowni, był zmuszony do końca tracić swoje siły i czas na wykonanie modeli i map. Wojna, zatem zwłaszcza warunki powojenne, nawał pracy bieżacej, przytem nadszarpane zdrowie nie pozwoliły mu ogłosić drukiem wszystkich swych prac. Twierdzenia, wypowiedziane w ostatnich referatach, miał należycie poprzeć i uzasadnić w swej pracy, do której cały malerjał miał już opracowany, ale na surowo, kiedy zmogła go ciężka choroba i wreszcie śmierć. Olbrzymia wszechstronna wiedza jego w dziedzinie nauk przyrodniczych i nauk ścisłych zdumiewała niejednego uczonego. Przy takiem bogactwie wiedzy był on wyjątkowo skromnym. Wybitnie cechowały go jeszcze wielka prawość i nadzwyczajna dobroć i łagodność. Przy całym tragiźmie życia jego nie było w nim ani kropli żółci, zniecierpliwienia, rozgoryczenia; zawsze niezmiennie równy, łagodny charakter, zawsze miły i uprzejmy sposób obcowania z ludźmi, pełen życzliwości i prawości. Jedynie jasny duch jego zasmucał się (nie gniewał się), kiedy mu przeszkadzano w umiłowanej pracy. Nie oszczędził mu los i tego.

Ludzkość od czasu do czasu wydaje na świat najpiękniejsze swe twory — potęgę myśli i ducha, i jednym z tych bezcennych klejnotów ludzkości był Józef Łukaszewicz; przemoc i gwałty dziejowe nie mogły zniszczyć tego ofiarnego klejnotu, lecz obojętność ludzka nie dała mu zabłysnąć z całą siłą, jaką w sobie zawierał.

Spis prac naukowych Józefa Łukaszewicza

wydanych w języku rosyjskim.

1. Krążenie skał w życiu naszej planety. Uwagi objaśniające do zbioru okazów geologicznych. Wilno, 1907 (14 str.).
2. Mechanika skorupy ziemskiej. Zapiski mineralog. Ob-wa. cz. XLV. SPb. 1908 (521—563).
3. Czem jest życie? (Studjum biologiczne). SPb. 1909 (32 str.).
4. Życie nieorganiczne ziemi:
   Część I. Procesy fizyczno-chemiczne w kuli ziemskiej. SPb. 1908 (233 str.)
   „ II. Życie skał. SPb. 1909 (311 str.)
   „ III. Budowa ziemi w związku z jej historją. SPb. 1911 (629 str.).
5. Sur le mécanisme de l'écorce terrestre et l'origine des continents. SPb. 1911. (60 str.).
6. Eter wszechświatowy i światopogląd mechaniczny. Sowremennik, 1911, XII. (280—292 str.).
7. Klimaty ziemi okresów minionych. Sowremennik, 1911, VII (236—255).
8. Neowitaliści i ich przeciwnicy. Sowremennik. 1911 IV (280—295).
9. Postępy ziemioznawstwa. (Pochodzenie lądów). Sowremennik, 1911, I (261—281).
10. Trzęsienie ziemi w Wiernym. Bliski koniec żelaznego wieku. Regeneracja u zwierząt. Sowremennik, 1911, II (348—361 str.).
11. Przegląd naukowy. Sowremennyj mir, 1912, XI (270—284 str.).
12. Dzisiejszy stan darwinizmu. Kryzys. Ruskaja mysl, 1913, VIII (31—54 str.).
13. Znalezisko w Staruni: Mamut i nosorożec włochaty ze współczesną im florą i fauną. Priroda, 1914 (869—886 str.).
14. O przyczynach okresu lodowcowego. Priroda, 1915, VII i VIII. (959—979 str.).
15. Program wykładów z Geomorfologji, wygłoszonych 1916 r. (semestr wiosenny). Pgr. 1916 (16 str.).
16. Wespół z P. Wittenburgiem i R. Gutmanem. Hydrometeorologiczny zarys ujścia rzeki Jenisieju i zatoki Jenisiejskiej. Trudy Otdeła Torgowych Portow. Pgr. LIV, 1917. (190 str.).
17. Rozwój naszych wiadomości o wszechświecie i stanowisko geografji w ogólnym systemie nauk. Izw. Geograf. Instituta. Wyp. I. Pgr. 1919 (37 str.).
18. Krótki zarys powstania wyższych kursów Geograficznych, ich działalności i przekształcenia ich na Instytut Geograficzny. Izw. Geograf. Instituta. Wyp. I. Pgr. 1919. (38—66 str.).

Józef Łukaszewicz.

Prace niewydane.

1. Czy nasza planeta przebyła fazę gwiazdy świecącej?

Wiedza fizyczna, w zależności od masy badanych ciał, dzieli się na: 1) fizykę kosmiczną (jeszcze nie opracowaną) 2) astrofizykę — czyli fizykę olbrzymich skupień materji, jakiemi są gwiazdy, 3) fizykę planetarną t. j. fizykę mniejszych skupień mas, jakiemi są planety (do tej grupy należy geofizyka) i wreszcie 4) fizyka zwykła t. j. fizyka drobnych ciał, gdzie siły wewnętrzne grawitacyjne przyjęte są $=0$, wówczas gdy te siły mają pierwszorzędną rolę w zjawiskach planetarnych i w astrofizyce. Wtrącanie się sił grawitacyjnych w przebieg zjawisk planetarnych częstokroć radykalnie zmienia ostateczne wyniki, tak, że ogólnikowo mówiąc, nie istnieje analogja fizyczna pomiędzy małemi, a wielkiemi ciałami, złożonemi z tej samej substancji. Nie tylko przebieg zjawisk fizycznych, ale i rozwój ciał niebieskich jest zależny od ich mas. Obecnie powszechnem uznaniem cieszy się teorja nebularna: mgławice, zgęszczając się przechodzą w gwiazdy, które ostygając, dają początek planetom. A mgławice powstają od zderzenia się ciał niebieskich (Croll, H. Spencer, Arrhenius i inni).

Ziemia niewątpliwie niegdyś była w rozpalonym stanie, o tem wymownie świadczy petrograficzny skład litosfery. Mianowicie składa się ona ze skał ogniowych i osadowych, które powstały wskutek wietrzenia skał ogniowych; a skały ogniowe powstają od zestalenia się ognisto-ciekłej magmy. I obecnie wnętrze ziemi jest w rozpalonym stanie, jak o tem świadczą: gradient geotermiczny, gorące źródła, bijące z głębi ziemi, i ognisto-ciekła lawa (posiadająca do 1500° C), wyrzucana przez wulkany, magnetyzm ziemi, stopień zmniejszenia się promienia ziemi i t. d.

Mgławica, z której powstała ziemia, musiała mieć bardzo niską temperaturę, o czem możemy wnioskować z obecności wodoru, znajdującego się w ogromnej ilości na ziemi w związku z tlenem, t. j. wody. Gdyby mgławica ziemska sięgała orbity księżyca (t. j. była o promieniu $R = 6371 \times 60$ km), to paraboliczna szybkość na jej powierzchni byłaby $= 1422$ m/s, a średnia szybkość drobin wodoru przy temperaturze fotosfery słońca $= 8850$ m/s, t. j. wodor szybko rozproszyłby się w przestworach wszechświata. Nawet przy temperaturze -100^0 C drobiny wodoru posiadają szybkość $= 1467$ m/s, t. j. wyższą od parabolicznej. A więc ziemia zawdzięcza swe ciepło nie pierwotnemu ciepłu mgławicy lecz ciepłu powstającemu od kurczenia się mgławicy. Jeżeli mgławica nieskończenie rozrzedzona ($R_1 = \infty$) zgęszcza się do jednorodnej kuli o promieniu R cm, to przytem wydziela się

W ergów czyli $\frac{W}{41{,}700.000}$ kaloryj: $W = {}^3/_5 \frac{KM^2}{R}$ ergów,

gdzie K (stała ciążenia powszechnego) $= \frac{667}{10^{10}}$, M — masa mgławicy w gramach.

Czyli potencjalna energja mgławicy przekształca się w kinetyczną, a kinetyczna w cieplną (1 kalorja $= 41{,}700.000$ ergów).

Na zasadzie tego wzoru obliczyłem (patrz tablicę), ile wywiązało się kaloryj na 1 gram masy Słońca, Jowisza, Ziemi i Księżyca, gdy ich gęstości doszły do 1,4, t. j. gęstości jaką obecnie posiada Słońce.

K o m e t y, jako drobne ciała, niezdolne są do dalszego rozwoju i rozkładają się (przy działaniu słońca i innych gwiazd) na pył kosmiczny i potoki meteorytów.

K s i ę ż y c, gdy zgęszczenie doszło do gęstości słonecznej, t. j. 1,4, otrzymał na każdy gram masy tylko 310 kaloryj. Nawet całkowita ilość ciepła, wydzielanego przy zgęszczeniu mgławicy do obecnego stanu Księżyca ($d = 3{,}4$), da 417,6 kaloryj na 1 gram masy, t. j. ilość ciepła zupełnie niedostateczną do przetopienia krzemianów, gdyż dla roztopienia 1 gr. krzemianów (od bezwzględnego 0^0) potrzeba 450—500 kaloryj (według doświadczeń Vogt'a). Księżyc z fazy mgławicy odrazu wstąpił w fazę planetarną i nigdy nie był w roztopionym stanie. Tak zwane kratery na księżycu nie mają nic wspólnego z kraterami naszych wulkanów: są to wciągnięte w głąb wskutek kurczenia się księżyca sektory.

Przechodząc do ziemi, odrazu spostrzegamy, że Z i e m i a nie przeżywała fazy świecącej się gwiazdy, gdyż na 1 gr. jej masy

wydzieliło się tylko 5693 kal., t. j. 45 razy mniej ciepła w porównaniu z Jowiszem, a ciepło Jowisza nie jest w stanie rozproszyć chłodnych obłoków, otaczających tą planetę. A więc ziemia z fazy mgławicy odrazu przeszła w fazę ciemnej gwiazdy. W tej fazie w układzie słonecznym znajdują się Jowisz, Saturn, Uran i Neptun. Później ziemia wkroczyła w fazę planety, gdy jej gęstość doszła do 3. Faza planety zawiera dwa stadja: magmowe i geologiczne. W stadjum magmowem ziemia składa się *a)* z jądra gazowego, *b)* ognisto ciekłej powłoki magmowej otaczającej to jądro i *c)* grubej warstwy obłoków okrywających planetę. W stadjum geologicznem na powierzchni magmy, wskutek jej ostygania, powstała litosfera.

Słońce otrzymało olbrzymią ilość ciepła: 27 miljonów kaloryj na każdy gram masy. To ciepło doprowadziło słońce do stanu jasno świecącej gwiazdy i wywołało rozkład atomów. Życie gwiazd odznacza się bogactwem form i wielką rozmaitością fizycznych i chemicznych przekształceń. Ewolucja ciał niebieskich jest zależna od ich masy.

Obliczając ciepło ziemi, zupełnie nie brałem pod rozwagę ciepła, wytwarzającego się przez rozkład ciał promieniotwórczych, ponieważ tych ciał na naszej planecie jest zbyt mało. Obliczenie Strutta, jakoby przeciętnie każdy gram skał zawierał 5.10^{-12} gram Ra, jest zupełnie błędnem.

	Masa w gramach	Gęstość	Ilość kaloryj wydzielonych na 1 gram masy wskutek skupienia cząsteczek mgławicy do gęstości 1,4	Ewolucja ciał niebieskich
Słońce	1967.10^{30}	1,4	27,367.000	Mgławica → Gwiazda → Wielka planeta
Jowisz	1878.10^{27}	1,36	256.700	Mgławica → ciemna gwiazda[1]) → planeta
Ziemia	6.10^{27}	1,4	5.693	Mgławica → ciemna gwiazda → planeta
Księżyc	$0,758.10^{24}$	1,4	310.6	Mgławica → planeta
Komety	mała	—	—	Niezdolne do rozwoju. Rozkładają się na pył kosmiczny i potoki meteorytów.

[1]) Być może, Jowisz przejdzie fazę czerwonej gwiazdy, gdy osiągnie gęstość 1,4 — 1,5.

2. Obrachunek wieku lądów i mórz.

Badanie wieku minerałów, oparte na szybkości rozkładu ciał promieniotwórczych, pozwoliło nawiązać stosunek pomiędzy czasem geologicznym, a czasem bezwzględnym. Ta metoda, oparta na rozkładzie ciał promieniotwórczych, w gruncie rzeczy jest bez zarzutu (rozkład odbywa się równomiernie jak ruch strzałki zegara, niezależnie od fizycznych i chemicznych warunków, w jakich znajduje się minerał). Trudności stanowi jedynie ścisłe określenie drobnych ilości uranu, helu i ołowiu, a więc otrzymane wyniki zasługują na baczną uwagę geologów.

Wiek minerału	Pochodzi ze skał
10—30 miljonów lat	trzeciorzędowych
100—150 „ „	mezozoicznych
300—600 „ „	paleozoicznych
miljard i więcej lat	archaicznych

Podane liczby dziesięciokrotnie przewyższają bezwzględny czas, przyjmowany dotychczas hipotetycznie przez geologów. Wobec tego przeprowadziłem ogólną rewizję czasów geologicznych, wysuwając z jednej strony nowe metody określenia tego czasu, z drugiej wnosząc gruntowne poprawki do znanych już sposobów. Przytoczę dwie metody określenia czasu geologicznego za pomocą 1) erozji i 2) tworzenie się lądów.

1) Erozja. Rzeki rocznie znoszą ze swego dorzecza cienką warstewkę gruntu miąższości kilku setnych milimetra. Jako średni spółczynnik erozji rocznej przyjąłem 0,05 mm, t. j. ten stopień erozji, jaki posiadają rzeki: Amazonka, Mississippi, Dunaj. Aby zdegradować całkowicie jaką wyniosłość h metrów nad poziomem morza, woda musi spłukać warstwę miąższości nie h metrów, ale 4,71 h m, wskutek tego, że wyniosłość h musi być zrównoważona (według prawa Archimedesa) swym korzeniem, pogrążonym do magmy na głębokość 3,71 h m. A więc dla zupełnego speneplenizowania najwyższej góry 9 kilom, czyli 9,000.000 mm będzie potrzeba

$$\frac{9{,}000.000 \cdot 4{,}71}{0{,}05} = 848{,}000.000 \text{ lat}$$

W rzeczywistości liczba lat jest jeszcze wyższa; podczas transgresji morza erozja ustaje na zalanych terenach i te regjony

otrzymują ochronną pokrywę z osadów morskich, ta pokrywa ochrania przez długi czas od dalszej degradacji. Wobec tego musimy znacznie powiększyć otrzymaną liczbę i zbliżymy się do miljarda lat. Bezpośrednia obserwacja wskazuje, że góry fałdowe archaiczne są wogóle kompletnie zdegradowane i są podścieliskiem krain płytowych (Wschodnio-europejska równina, Zachodnio-syberyjska nizina, Środkowa Syberja, środkowa część Półn. Ameryki, zachodnia połowa Australji i t. d.).

Wysokość gór paleozoicznych (sięgająca 1—2 km.) wskazuje na erozję, która trwała kilkaset miljonów lat.

		Pierwotna wysokość gór			
		8500 metr.	7000 metr.	6000 metr.	5000 metr.
Obecna wysokość gór	1 km.	706 mil. lat	565 mil. lat	471 mil. lat	376 mil. lat
	2 „	612 „ „	471 „ „	377 „ „	283 „ „

Wysokość gór mezozoicznych dochodzi do 3—4 km i nawet trochę wyżej, a wysokość gór kenozoicznych sięga 7—8—9 km.

Stąd widzimy, że zjawiska erozji są w dobrej zgodzie z „zegarem geologicznym“ (czasem podawanym przez rozkład ciał promieniotwórczych).

2) Powstanie lądów. Średnia miąższość litosfery pod oceanami = 52,5 km, a pod lądami 67,79 km[1]). Na to zgrubienie lądowej litosfery składają się dwa garby: górny i dolny. Górny garb ma miąższosc 4,5 km (0,7 km lądy wystają nad poziomem morza, a ich cokóły podwodne, czyli średnia głębokość oceanów = 3,8 km). Dolny garb, wtłoczony do magmy wynosi 11,29 km (mianowicie 8,69 km — korzeń cokółu $+0{,}7\times3{,}71$ — korzeń części wznoszącej się nad poziomem morza). Razem górny i dolny garb = 15,79 km.

Wskutek ogromnej przewagi sił grawitacyjnych nad spójnością skał, nie ognisto ciekła magma przystosowuje się do kształtu litosfery, lecz odwrotnie litosfera przystosowuje się do powierzchni magmy. A ta powierzchnia określa się prawem Clairaut'a.

Kiedy jądro ziemi kurczy się wskutek ostygania, to litosfera staje się zbyt obszerną dla zmniejszonej powierzchni jądra. W li-

[1]) Patrz: J. Loukachewitsch. Sur le mécanisme de l'écorce terrestre et l'origine des continents, 1911.

tosferze rozwija się silne boczne ciśnienie, które prowadzi do ukośnych spękań w słabszych miejscach i nasuwania się jednej części spękniętej litosfery na drugą. Tak powstają zgrubienia w litosferze (góry fałdowe, lądy). Jeżeli zdruzgotaną oceaniczna litosfera miała miąższość H km, a zmniejszenie powierzchni ziemi wynosiło S km, to objętość wytłoczonych mas = HS km^3. Dla powstania 1 km^2 lądu z oceanicznej litosfery potrzeba dodać 15,79 km^3 mas skalnych, a więc

$$X \cdot 15{,}79 = HS, \text{ stąd } X = \frac{HS}{15{,}79}$$

Naprzykład, jeżeli promień ziemi zmniejszy się o 1 metr, to powierzchnia ziemi zmniejszy się o 160 km^2. Objętość wytłoczonych mas $HS = 52{,}5 \cdot 160$ km^3, a obszar nowopowstałego lądu $X = \frac{52{,}5 \cdot 160}{15{,}79} = 532$ km^2.

Tym sposobem ustala się bardzo ważna zależność pomiędzy zmniejszeniem promienia ziemi, zmniejszeniem powierzchni ziemi i obszarem nowopowstałego lądu. Od zmniejszenia się promienia ziemi o 1 metr wydziela się 86.10^{23} kaloryj. Ponieważ ziemia jest ciałem ostygającem, więc wyprodukowane ciepło musi wypromieniować. Rocznie ziemia traci 57.10^{19} kaloryj, a więc na wypromieniowanie wytworzonego ciepła potrzeba

$$\frac{86.10^{23}}{57.10^{19}} = 15.100 \text{ lat.}$$

W rzeczywistości ziemia traci nieco ciepła i ze swych wewnętrznych zapasów tak, że całkowita ilość lat w danym wypadku $= 15.100 + \alpha = 16.140$ lat.

Stąd widzimy, że istnieje zależność pomiędzy zmniejszeniem się promienia ziemi, obszarem nowopowstałego lądu i czasem geologicznym.

Naprzykład pod Andami obecnie znajduje się trzy miljony km^2, a średnia ich wysokość = 1897 metrów nad poziomem morza. Dla powstania tego systemu górskiego powierzchnia ziemi zmniejszyła się o 1,200.000 km^2, promień ziemi zmniejszył się o 7 km, a czas potrzebny na wypromieniowanie ciepła od kurczenia się ziemi = 111 miljonów lat. A więc Andy nie mogą być trzeciorzędowym systemem górskim, lecz daleko sięgają w mezozoicum (tylko niektóre łańcuchy Andów mają wiek trzeciorzędowy).

Ile upłynęło lat od początku kambru do naszych dni? Obszar zajęty pod fałdami poleozoicznemi, mezozoicznemi i kenozoicznemi, mniej więcej = 34,000.000 km². Dla powstania tego lądowego obszaru promień ziemi zmniejszył się o 63 km. To musiało wywiązać:

$$346.10^{38} \cdot \frac{6,300.000}{6371.6434.10^{10}} = 53,18.10^{28} \text{ kaloryj}$$

Dla ich wypromieniowania potrzeba

$$\frac{53,18.10^{28}}{57.10^{19}} = 933,000.000 \text{ lat.}$$

W rzeczywistości, jak już mówiłem, będzie nieco więcej lat. Znowu zbliżamy się do 1 miljarda lat.

A zatem trzy zupełnie różne metody: 1) „zegar geologiczny“ (szybkość rozkładu ciał promieniotwórczych), 2) erozja i 3) tworzenie się lądów zgodnie określają, że „czasy historyczne“ (od kambru do naszych dni) trwały około 1 miljarda lat.

„Czasy archaiczne“ (od powstania litosfery do kambru) są o wiele dłuższe od „czasów historycznych“ (paleozoicum + mezozoicum + kenozoicum). Do wyświetlenia tej sprawy posiadamy kilka sposobów:

1) „Zegar geologiczny“ (Hönigschmid określa wiek jednego minerału, pochodzącego z belgijskiego Konga, równym 3 miljardom lat).

2) Powstanie lądów (patrz tablicę).

3) Zjawiska wulkaniczne.

4) Powstanie stratosfery.

5) Zasolenie wód oceanicznych.

6) Zjawiska biologiczne.

7) Wiekowe przyspieszenie księżyca.

Ogólne wyniki, otrzymane przy zestawieniu tych sposobów, podane są w tablicy.

R promień ziemi w kilometr.	Gęstość	Powierzchnia ziemi w miljonach km²	Zmniejszenie R w kilometr.	Zmniejszenie powierzchni ziemi w miljonach km²	Obszar lądów powstałych w miljonach km²	Czas w miljonach lat od obecnej chwili	Fazy i stadja rozwoju ziemi	Uwagi
∞							I. Faza: Mgławica	
10113	1,4	1285	3742			(ok. 40000?)	II. Faza: Ciemna gwiazda	
7844	3	771	1473			(ok. 18000?)	III. Faza: Planeta — A. Stadjum magmowe	Zróżnicowanie magmy, otaczającej jądro gazowe, na 2 warstwy: górną z lekkiej kwaśnej magmy i dolnej z magmy ciężkiej zasadowej
7000	4,18	615,75	629	105,75	351,3	10000 + α ok. 10000	B. Stadjum geologiczne — Czasy archaiczne — 1) Era dooceaniczna; 2) Era panoceaniczna	Z 351,3 mil. km³ lądów zaginęło do obecnej chwili 181 mil. km²
6683	4,8	561,26	312	51,26	170,3	ok. 5000		Obecne lądy z cokołami
6643	4,89	554,52	272	44,52	148	ok. 4320	3) Era archaiczna	Obecne lądy (VI)
6622	4,9	551	251	41	136	ok. 4000		Obecne lądy (VI), oprócz Antarktydy
							4) Era algońkijska	
6434	5,37	520,2	63	10,2	34	ok. 1000	Czasy historyczne — Początek kambru; 5) Era paleozoiczna; 6) Era mezozoiczna	Obszar lądów (VI), powstałych od fałdowań paleozoicznych, mezozoicznych i kenozoicznych
6371	5,6	510	0	0	0	0	7) Era kenozoiczna	Stan obecny
I	II	III	IV	V	VI	VII		

3. Promieniotwórczość i magnetyzm ziemi [1]).

Odkrycie radu w 1898 r. wstrząsnęło naszą wiedzą i wiele teorji, które, zdawało się, są ostatecznie ustalone, zostały zakwestjonowane wskutek dziwnych, nieoczekiwanych własności radu. Do takich zakwestjonowanych teorji należy teorja powstawania gór fałdowych wskutek kurczenia się skorupy ziemskiej przez stopniowe stygnięcie rozpalonego wnętrza ziemi. Z badań nad promieniotwórczością skał wywnioskowano, że rad jest nadzwyczaj rozpowszechnionym pierwiastkiem i chociaż spotyka się w bardzo małych ilościach, to jednak ogólna masa radu na naszej planecie jest tak wielka, że wywiązywane z niego ciepło nie tylko pokrywa całkowicie rozchód ciepła uchodzącego z ziemi przez prąd geotermiczny, lecz pozostaje nadmiar ciepła, wskutek czego ziemia nie ostyga, a odwrotnie, rozgrzewa się. Ten zdumiewający wniosek znajduje się w jaskrawej sprzeczności z wielu ustalonemi faktami.

Przystąpmy do zbadania tej kwestji szczegółowiej. Określono, że rad znajduje się zarówno jak w skałach osadowych, tak i ogniowych przeciętnie około 5.10^{-12} gramów na każdy gram skały. Mianowicie:

Skała	Ilość gr radu na gr skały
Granit	$4{,}1 \cdot 10^{-12}$
Gneis	$5{,}7 \cdot 10^{-12}$
Sjenit	$6{,}8 \cdot 10^{-12}$
Il Amazonki	$3{,}2 \cdot 10^{-12}$
Il globigerynowy	$7{,}2 \cdot 10^{-12}$
Il radjolarjowy	$36{,}7 \cdot 10^{-12}$
Glina czerwona głębinowa	$33{,}3 \cdot 10^{-12}$
Bazalt	$5, \cdot 10^{-12}$ i t. d.

To rozpowszechnienie radu w przyrodzie nie jest zrozumiałem z punktu widzenia mineralogicznego. Perjod istnienia radu jest 1780—2000 lat, a więc rad nie może być samoistnie rozproszony w skałach, lecz musi znajdować się jednocześnie ze swą macierzystą substancją, z której powstaje, t. j. z uranem. 1 gram uranu stale zawiera $3{,}4 \cdot 10^{-7}$ gr radu a więc macierzystej substancji t. j. uranu w skałach powinno być daleko więcej niż radu, a mianowicie od $\frac{1}{100.000}$ do $\frac{1}{10.000}$ części skał. A w takich ilościach

[1]) Rękopis znaleziony po śmierci autora. Ścisła data powstania i zamierzenia autora co do rękopisu nie są wiadome.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA

już można byłoby uran odkryć za pomocą spektroskopu (np. w ile globigerynowym), a tymczasem doświadczenie widmowe nie sprawdza tego obrachowania. Do tego dodać należy, że uran jest rzadkim pierwiastkiem i w bardziej znacznych ilościach jako ruda uranowa smolista [UO_2, PbO, Th i t. d.] napotyka się tylko w Czechach (Jachimów), w Karolinie (St. Zjednoczone), w Norwegji i w rzadkich minerałach klewelicie, fergusonicie, monacycie i niektórych innych. Rzecz godna uwagi, że w byłem imperjum rosyjskiem, które obejmowało $^1/_6$ część lądów, specjalne poszukiwania rud uranowych dały nikłe rezultaty. Tak rzadki jest uran, a tymczasem według obliczeń na zasadzie radu, on powinien stanowić co najmniej $\frac{1}{100.000}$ część skorupy ziemskiej. Oto pierwsza wątpliwość co do zawartości radu w skorupie ziemskiej. Inne bardziej poważne wątpliwości nasuwają się, w sprawie radu, jeśli przyjmiemy pod uwagę skład powietrza i stan cieplny ziemi. Rad powstaje z uranu i ustawicznie wytwarza hel, mianowicie jeden gram radu daje w ciągu roku 0,14 cm^3 helu. Obliczmy, ile radu jest w kuli ziemskiej i ile ten rad musiałby wytworzyć helu. Jeżeli cała kula ziemska zawiera taki sam procent radu jak w skorupie ziemskiej (5.10^{-12} gr radu na każdy gram skały), to wówczas masa radu będzie $= 5 \times 10^{-12} \times 6 \times 10^{27} = 3.10^{16}$ gram radu. Ponieważ każdy gram radu w ciągu roku wytwarza 0,14 cm^3 helu, to cała masa radu wytworzy $0{,}14 \times 3.10^{16}$ cm^3 helu $= 4{,}2$ klm^3 helu t. j. bardzo znaczną ilość. Ponieważ nasza planeta istnieje wiele miljonów lat, to przeprowadzając rachunek tylko dla 10,000.000 lat, znajdziemy ilość radu w atmosferze $= 42{,}000.000$ km^3 helu, co stanowi $1{,}05\%$ objętości atmosfery. Nic podobnego nie znajdujemy w atmosferze, a więc przypuszczenie, że rad znajduje się w kuli ziemskiej w takiejże ilości jak w litosferze, jest błędne.

Ten wniosek jest całkowicie poparty przez stan cieplny ziemi. Przy tej okazji chciałbym zwrócić uwagę czytelnika na różnicę między faktem a domysłem. Jeżeli geolog znajduje ząb mamuta, to dla niego będzie faktem, a nie domysłem, że niegdyś istniało zwierzę, które posiadało ząb znaleziony, gdyż w naturze zęby samorzutnie nie powstają. Również gdy petrograf napotyka skały ogniowe, bazalty, granity, trachity, lub obsydjan, to dla niego jest faktem, a nie domysłem, że te masy skalne były niegdyś w ognisto-ciekłym stanie i przez ostyganie zestaliły się.

A z czego składa się skorupa ziemska? — Ze skał ognio-

wych i osadowych. Jak wiadomo, skały osadowe — piasek, gliny, wapienie, zlepieńce, piaskowce, łupki gliniaste etc. nie są pierwotnemi utworami naszej planety, lecz powstają w znany nam sposób przez rozkład skał ogniowych — granitów, sjenitów, bazaltów etc. A więc możemy twierdzić, że skorupa ziemska składa się ze skał ogniowych i produktów ich rozkładu, t. j. masy skalne skorupy ziemskiej niegdyś były w ognisto-ciekłym stanie. Jest to fakt, a nie domysł. A więc masy skalne skorupy ziemskiej niegdyś były roztopione i później zestaliły się wskutek stygnięcia. Oczywiście nasza planeta ostygała, a wskutek tego musiała się kurczyć jej skorupa. Rzeczywiście ślady tego kurczenia się znajdujemy w postaci łańcuchów gór fałdowanych od najdawniejszych czasów do obecnej chwili. O szybkości oziębiania się ziemi możemy wnioskować na mocy prądu geotermicznego, idącego od rozpalonego wnętrza ziemi na zewnątrz: Ziemia traci na godzinę 54.10^{15} małych kaloryj ciepła. Obliczmy teraz, jakie zmiany w stanie cieplnym ziemi wywołałaby masa radu $= 3.10^{16}$ gr.

Każdy gram radu na godzinę wywiązuje 113 kaloryj ciepła, a więc całkowita masa radu wytworzy $113 \times 3.10^{16} = 339.10^{16}$ kal. na godzinę. Ta liczba jest 62 razy większa niż cyfra uchodzącego ciepła z ziemi (54.10^{15} kal. na godzinę). A więc rad nie tylko pokryłby całkowity rozchód ciepła, lecz spowodowałby szybkie rozgrzewanie się ziemi: ilość ciepła wytwarzanego przez rad byłaby dostateczna, aby w ciągu 377.000 lat roztopić całą skorupę ziemi. 377.000 lat stanowi okres czasu zaledwie jednej epoki geologicznej — pleistocenu albo czwartorzędu. Nic podobnego nie spotkało ziemi. A więc przypuszczenie, że rad znajduje się w całej kuli ziemskiej w tejże proporcji co i w skorupie ziemskiej, stoi w jaskrawej sprzeczności z ustalonemi faktami, a zatem jest nie do przyjęcia.

Zastanówmy się obecnie nad sprawą radu w skorupie ziemskiej, gdzie on powinien znajdować się w ilości ok. 5.10^{-12} gr na każdy gram masy skał według określeń fizyków. Objętość skorupy ziemskiej $= 286.10^{23}$ cm^3, jej masa $= 2{,}6 \times 286.10^{23} = 743{,}6.10^{23}$, a masa radu w niej zawarta będzie $5.10^{-12} \times 743{,}6.10^{23} = 3718.10^{11}$ gram. Ta masa radu będzie wytwarzała rocznie $0{,}14 \times 3718.10^{11} = 537.10^{11}$ cm^3 helu $= 53.700.000$ m^3 helu — ilość bardzo znaczną. Już po upływie 10,000.000 lat w powietrzu będzie znajdować się $53{,}7.10^{13}$ m^3 helu. Powierzchnia ziemi $= 510{,}000.000$ km^2 $= 51.10^{13}$ m^2, a więc nad każdym metrem powierzchni ziemi będzie 1 m^3

helu, co będzie stanowiło 0,013% objętości atmosfery, co dałoby się z łatwością wykryć. W rzeczywistości zatem niema radu w takiej ilości w litosferze, jak to podają badacze ciał promieniotwórczych. Również obecność 3718.10^{11} gr radu w skorupie ziemskiej jest w sprzeczności z jej kurczeniem się, gdyż ta ilość radu wytwarzałaby na godzinę $113 \times 3718.10^{11} = 42.10^{15}$ kaloryj t. j. zrównoważyłaby stratę ciepła ziemi (54.10^{15} kal. na godz.), a zatem nie byłoby wcale kurczenia się skorupy ziemskiej, lub tylko bardzo powolne.

Cóż to ma znaczyć? Określono zawartość radu w skałach skorupy ziemskiej 5.10^{-12} gr na każdy gram skały, a bezpośrednie fakty (jak skład powietrza i cieplny stan ziemi) przeczą temu twierdzeniu. W jakiż sposób była określona zawartość radu w skałach.

Oczywiście ani metodą chemiczną, ani nawet zapomocą analizy widmowej (z powodu bardzo małych ilości radu), a tylko wywnioskowano o obecności radu z radioaktywności skał. A metoda ta nie jest pewna, bo chociaż rad posiada wybitne własności promieniotwórcze, lecz nie każdą radjoaktywność należy przypisywać temu pierwiastkowi. Kogut jest ptakiem, ale nie każdy ptak kogutem. Szczególniej należy być ostrożnym, gdy się wnioskuje o radioaktywności ciała zapomocą elektrometru, umieszczając badane ciało pomiędzy dwoma naelektryzowanemi płytkami i obserwując szybkość rozbrojenia tych płytek wskutek jonizacji powietrza przez badane ciało, gdyż jonizacja powietrza może być wywołana przez różne czynniki. Zwrócę jeszcze uwagę czytelnika na radioaktywne własności potasu, pierwiastka bardzo rozpowszechnionego w przyrodzie. Według określeń Clark'a i Vogt'a potas stanowi 2,5% wagi skorupy ziemskiej. Jego ilość zatem przewyższa ilość uranu conajmniej 25.000 razy (w rzeczywistości więcej niż 25.000 razy), a promieniotwórczość posiada 1000 razy słabszą, niż uran. Stąd wynika, że potas wywołuje 2,5 — 25 razy większą promieniotwórczość, niż uran, a zatem uran z jego pochodnemi pierwiastkami odgrywa tylko podrzędną rolę w sprawie promieniotwórczości ziemi.

Nic dziwnego, że wobec niezwykłych zdumiewających własności radu czyniono próby rozszerzenia zakresu jego działalności i na zjawiska kosmiczne. Jeżeli znajdujemy na słońcu hel, to stąd nie wynika, że tam musi być rad i uran. Niektóre gwiazdy zawierają olbrzymie masy helu. W widmie $\beta, \gamma, \delta, \varepsilon$ Oriona, Algola i innych

linje wodoru są zastąpione przez linje helu. Gdyby odpowiednio do helu, te gwiazdy zawierały ilość uranu i radu, to te pierwiastki niebawem byłyby wykryte przez analizę widmową. Hel jest jednym z materjałów, z których składają się atomy pierwiastków chemicznych. Przy powstaniu tych pierwiastków hel zużytkowuje się, a przy ich rozkładzie ponownie wydziela się. Rad i uran posiadają olbrzymie teoretyczne znaczenie, lecz będąc rzadkiemi pierwiastkami i spotykającemi się w małych ilościach, nie mogą być zaliczone do pierwszorzędnych czynników przyrody, w rzeczywistości nie odgrywają tej roli w przyrodzie, jaka obecnie jest im przypisywana.

Cała sprawa promieniotwórczości ziemi przedstawi się nam w innem świetle, gdy zwrócimy uwagę na magnetyzm ziemi. Magnetyzm ziemi do najbliższych czasów pozostawał zagadką. W czem tkwi magnetyczny stan ziemi, jakie są jego przyczyny? To zagadnienie mogło być rozwiązane dopiero, gdy poznano naturę promieni α, β, γ ciał promieniotwórczych, promieni katodododowych i warunki ich powstawania. Przytoczę wyniki swych dociekań w sprawie magnetyzmu ziemi, przeprowadzonych jeszcze w końcu ubiegłego stulecia i ogłoszonych drukiem w 1907 r.

1) Kula ziemska nie jest magnesem trwałym, lecz elektromagnesem, ponieważ:

a) Nawet stalowe kulki z trudnością dają się namagnesować i źle zachowują indukowany magnetyzm.

b) Skorupa naszej planety składa się ze skał, jak piaskowce, wapienie, gliny, granity, gnejsy etc., które albo nie są zdolne zagęszczać linje sił magnetycznych i zachowywać je, albo posiadają tę własność w słabym stopniu, jak np. bazalty. Wnętrze zaś ziemi począwszy od głębokości 35 klm. posiada temperaturę wyższą od 800° C, przy której nawet żelazo względem sił magnetycznych zachowuje się tak, jak próżnia lub powietrze.

c) Stan magnetyczny ziemi ulega perjodycznym oscylacjom (w ciągu doby, pór roku, 11-letniego okresu etc.).

2) Aby wywołać istniejące rozmieszczenie linij magnetycznych na powierzchni ziemi zapomocą prądu elektrycznego, prąd ten powinien otaczać ziemię w kierunku równika i równoleżników i iść ze wschodu na zachód.

3) Ponieważ ziemia wiruje dookoła swej osi, a więc najprawdopodobniej wirujące materjalne cząstki unoszą masy elek-

tryczne i tym sposobem wywołują prądy elektryczne wzdłuż równika i równoleżników.

4) Gdzie się znajdują te masy elektryczne? Nie mogą to być masy dodatniej elektryczności, znajdującej się w górnych warstwach naszej atmosfery, gdyż w tym wypadku północny biegun magnetyczny kuli ziemskiej znajdowałby się w pobliżu północnego bieguna geograficznego, wskutek wirowania ziemi z zachodu na wschód.

5) A więc musi to być ujemna elektryczność. Powierzchnia ziemi posiada nabój ujemnej elektryczności, która wskutek wirowania ziemi, powinna dać jakościowo to rozmieszczenie sił magnetycznych, jakie istnieje na powierzchni ziemi, lecz ilościowo nabój elektryczny ziemi jest zupełnie niedostateczny. Rachunek wskazuje, że ten nabój mógłby wywołać tylko drobną cząstkę tego natężenia pola magnetycznego ziemi, jakie obserwuje się w rzeczywistości.

6) A więc należy przypuścić, że na niewielkiej głębokości od powierzchni ziemi, na jakich 40 klm, znajdują się potężne masy ujemnej elektryczności, wielekroć przewyższające elektryczny nabój ziemi. Jak wiadomo do głębokości 40 klm w skorupie ziemskiej znajdują się olbrzymie masy ciał dielektrycznych, jak kwarc, mika etc., lecz nie są one bezwzględnemi izolatorami, a więc jest rzeczą zupełnie niezrozumiałą, w jaki sposób mogłyby skupić się olbrzymie masy ujemnej elektryczności i tam pozostawać. Na tem urwały się moje dociekania. Obecnie możemy je przedłużyć.

Niema najmniejszej wątpliwości, że wnętrze ziemi jest rozpalone w wysokim stopniu. O tem wymownie świadczą: geotermiczny gradient, gorące źródła, bijące z głębin, ognisto ciekłe masy law, wyrzucanych przez wulkany, posiadających temperaturę do 1500° C i t. d. Wskutek kurczenia się ziemi wywiązuje się olbrzymia ilość ciepła. Zmniejszenie promienia kuli ziemskiej tylko na 1 centymetr daje 86.10^{21} kal. małych. To ciepło rozgrzewa całą kulę ziemską, a ochładza się ziemia w swych zewnętrznych warstwach. Otóż dlatego temperatura wnętrza musi być wyższa, niż temperatura jej zewnętrznych części. Już na głębokości jakichś 60 klm temperatura magmy sięga 1500° C, a głębiej panuje temperatura jeszcze wyższa. Jednem słowem wnętrze ziemi jest silnie rozpalone. A z fizyki wiadomo, że mocno rozpalone ciała wysyłają promienie katodowe, t. j. wyrzucają ujemne elek-

trony, które lecą z olbrzymią szybkością. Słońce, składające się z rozpalonych mas, też wyrzuca katodowe promienie. A więc rozpalone wnętrze ziemi również wyrzuca katodowe promienie, które jednak nie mogą swobodnie rozchodzić się w przestrzeni, gdyż na swej drodze napotykają powłokę z magmy i skorupę ziemską. Wskutek tego ujemna elektryczność musi zbierać się i nagromadzać się w wielkich ilościach na wewnętrznej stronie skorupy ziemskiej. Ponieważ ta skorupa, posiadająca olbrzymi nabój ujemnej elektryczności, wraz z całą ziemią wiruje dookoła osi ziemskiej z zachodu na wschód, to powstają prądy elektryczne wzdłuż równika i równoleżników, wywołujące pole magnetyczne ziemi. Natężenie tego pola zależy od wielkości naboju elektrycznego. Jeżeli ilość ujemnej elektryczności znajdującej się na wewnętrznej stronie litosfery (skorupy) oznaczymy przez Q, to natężenie prądu elektrycznego idącego wzdłuż równika i równoleżników będzie $\frac{Q}{84164}$ elektromagn. jednostek, ponieważ w ciągu doby czyli 84164 sek. ta elektryczność przejdzie przez przekrój południkowy ziemi. Ten prąd wytworzy pole magnetyczne z rozmieszczeniem linij sił, które będą biegły zgodnie z istniejącemi linjami sił magnetycznych ziemi. Według natężenia pola magnetycznego ziemi H = 0,38 możemy wnioskować o naboju elektrycznym wnętrza skorupy ziemskiej, zastosowując prawo cewek

$$H = \frac{4\pi . N . I}{l}$$

gdzie H = natężenie pola, N = liczba zwojów drutu izolowanego, I = natężenie prądu, l = długość cewki (solenoidu) w centymetrach.

W pierwszem przybliżeniu zastąpimy kulę ziemską walcem mającym średnicę jednakową z kulą i długość równą średnicy kuli. Pozdzielmy oś ziemi na centymetry i przeprowadźmy w każdym punkcie płaszczyznę pionową osi. Wówczas powierzchnia kuli ziemskiej będzie podzielona na 2 R odcinków, boczne powierzchnie ich będą równe między sobą i będą wskutek tego zawierały tę samą ilość elektryczności, t. j. $\frac{Q}{R\,2}$. Ponieważ w ciągu doby każdy odcinek opisuje koło, to ilość elektryczności przechodzącej przez poprzeczny przekrój jego na sekundę będzie wynosić $\frac{Q}{2\,R\,.\,84164}$ — jest to natężenie prądu jednakowego w każdym odcinku. Ponieważ ilość odcinków N = 2 R a długość solenoidu l = 2 R więc $H = \frac{4\pi . N . I}{l} = \frac{4\pi . 2R . Q}{2R . 2R . 84164}$. Z tego wzoru możemy obliczyć R, ponieważ R i H są nam wiadome (R = 6371.10^5 i H =

$= 0{,}4$), skąd $Q = 3487.10^9$ elektromagn. jednostek $= 3487.10^{10}$ coulombów.

Gdyby grubość skorupy ziemskiej, jej skład petrograficzny i budowa były wszędzie jednakowe, to linje sił magnetycznych zlewałyby się w tych samych punktach. W rzeczywistości tak nie jest. Jak wiadomo, skorupa ziemska pod oceanami jest cieńsza o 15—16 klm. przeciętnie niż na terenach lądowych. Wskutek tego masy ujemnej elektryczności pod oceaniczną litosferą znajdują się bliżej powierzchni żemi, niż to ma miejsce dla elektryczności pod lądową litosferą. Wskutek tego indukowane pole magnetyczne ziemi wogóle będzie posiadało większe natężenie nad oceanami, niż na powierzchni lądów. Rzeczywiście natężenie pola magnetycznego w zachodniej, oceanicznej półkuli jest większe, niż we wschodniej lądowej, mianowicie pierwsze odnosi się do drugiego jak 4:3. Skład i budowa litosfery również mają wpływ na przebieg linij magnetycznych, gdyż różne skały posiadają niejednakową zdolność zgęszczenia linij magnetycznych. Wskutek tego posiadają one wybitne piętno tektoniki danego terenu.

Reasumując to wszystko możemy powiedzieć, że źródło magnetyzmu ziemskiego tkwi w katodowych promieniach, wychodzących z rozpalonego wnętrza ziemi. Lecz to źródło nie jest jedynem, gdyż i słońce posyła na ziemię promienie katodowe, a stąd wpływ jego na magnetyczny stan ziemi. Te promienie potęgują stan magnetyczny ziemi. Stąd oscylacje strzałki magnetycznej w ciągu doby, pór roku i t. p. Nawet związek między plamami na słońcu i magnetycznym stanem ziemi, wykryty przez Wolfa, i tak dziwny na pierwszy rzut oka, z tego punktu widzenia jest zrozumiałym. Plamy słoneczne obficie wyrzucają katodowe promienie i wskutek tego wzmagają natężenie pola magnetycznego ziemi. Bilans ciepła na powierzchni ziemi jest zależny od promieni słonecznych, a wpływ ciepła wnętrza ziemi odgrywa zupełnie podrzędną rolę w tym wypadku. Odwrotnie — w sprawie magnetyzmu ziemskiego, głównym czynnikiem są promienie katodowe wnętrza ziemi, a promienie katodowe słońca tylko modyfikują nieznacznie stan magnetyczny ziemi. Chciałbym zwrócić uwagę czytelnika, że, podając objaśnienie magnetyzmu ziemi, nie posługuję się żadną hipotezą. Mógłbym powtórzyć słowa Newtona „Hypotheses non fingo“, a tylko zestawiam znane nam fakty.

1) Faktem jest, że wnętrze ziemi jest mocno rozpalone.

2) Faktem jest, że rozpalone ciała wyrzucają katodowe promienie.

3) Więc jądro ziemi musi wyrzucać promienie katodowe.
4) Faktem jest, że ziemia posiada skorupę ziemską, która nie pozwala promieniom katodowym swobodnie rozchodzić się w przestrzeni, wskutek czego ujemna elektryczność musi nagromadzać się na wewnętrznej stronie skorupy ziemskiej.
5) Faktem jest, że ziemia wiruje dookoła swej osi, a zatem unosi masy ujemnej elektryczności z zachodu na wschód co wywołuje prądy elektryczne wzdłuż równika i równoleżników, a wskutek tego indukuje pole magnetyczne ziemi etc.

Olbrzymie masy ujemnej elektryczności, skupionej na wewnętrznej stronie litosfery, nie tylko wytwarzają magnetyczne pole ziemi, lecz i wywołują cały szereg zjawisk innego rodzaju.

Chociaż skorupa ziemska zawiera potężne masy dielektryków w postaci kwarcu, miki i innych minerałów, lecz ciała stałe nie są bezwzględnymi izolatorami, wskutek czego ujemna elektryczność przesącza się bardzo powoli z wewnętrznej strony litosfery na zewnętrzną. Tej okoliczności powierzchnia ziemi zawdzięcza swój nabój elektryczny (ujemny). Nie zważając na ustawiczny rozchód elektryczności podczas burz, każde uderzenie piorunu pochłania od 1 do 100 coulombów elektryczności, ziemia stale zachowuje swój nabój. Potok ujemnych elektronów, idący przez litosferę, napaja ją elektrycznością. Otóż dlatego właśnie i powietrze wydobywające się z głębi ziemi (ze świeżo wykopanych studni, lochów, piwnic etc.) jest zjonizowane. I źródła, bijące z wielkich głębin i skały ogniowe i skały osadowe ujawniają promieniotwórcze własności. Tylko te minerały, które są doskonałemi dielektrykami, jako to, czysty kwarc, beryl lub rutyl, nie wykazują promieniotwórczości. Same określenia ilości radu (ściślej mówiąc, stopnia promieniotwórczości) w skałach stają się zrozumiałemi. Porównajmy np. zawartość „radu“ w iłach. Jeżeli ilość radu (promieniotwórczość) w iłach rzecznych oznaczymy przez 1, to w ile globigerynowym jego będzie 2,3, w ile czerwonym głębinowym 9, w radjolarjowym 10. Dlaczego „rad“ wykazuje takie szczególne upodobanie do gliny czerwonej i iłu radjolarjowego? Wnet to stanie się nam zrozumiałem, gdy przyjmiemy pod uwagę, że iły rzeczne leżą o 20 klm. dalej od wnętrza lito-

sfery niż ił radjolarjowy, t. j. od źródła ujemnej elektryczności. Być może, same pierwiastki promieniotwórcze powstają na wewnętrznej stronie litosfery, gdzie panuje ogromne ciśnienie elektronów ujemnych. W tych szczególnych warunkach do niektórych materjalnych atomów mogą przyłączać się ujemne elektrony i, kiedy taki atom zostanie przeniesiony do wyższych poziomów litosfery, gdzie już niema takiego ciśnienia, to budowa atomu okaże się nietrwałą i on będzie rozkładał się, wyrzucając dołączone ujemne elektrony t. j. promienie katodowe. W każdym razie olbrzymie skupienia ujemnej elektryczności na wewnętrznej stronie litosfery musi odgrywać wybitną rolę w sprawie promieniotwórczości ziemi.

Chociaż potas posiada tysiąc razy słabszą promieniotwórczość od uranu, lecz ilość potasu w skałach jest bardzo znaczna. Obrachujmy, jaką promieniotwórczość musiałby wywołać ten pierwiastek w skałach. 1 gram uranu jest równoważnikiem pod względem promieniotwórczości $3{,}4.10^{-7}$ radu. A więc 1 gr potasu będzie równoważnikiem $\frac{3{,}4.10^{-7}}{1000} = 3{,}4.10^{-10}$ radu. Ponieważ w 1 gramie skał według Vogt'a i Clark'a, zawiera się przecięciowo $\frac{2{,}5}{100}$ gr potasu, to promieniotwórczość 1 gr skał = promieniotwórczości $\frac{3{,}4.10^{-10} . 2{,}5}{100} = 8{,}5.10^{-12}$ gr radu. W rzeczywistości zaś przeciętna promieniotwórczość 1 gr skał odpowiada zawartości w nim 5.10^{-12} gr radu. Stąd wynika, że promieniotwórczość potasu, zawierającego się w skałach, musiałaby wywołać dwa razy większą radjoaktywność skał, niż to obserwuje się bezpośrednio. Oczywista, że promieniotwórczość potasu jest oszacowana zbyt wysoko. Oprócz tego, porównywując promieniotwórczość różnych skał, np. granitu i iłu radjolarjowego, znajdujemy, że ta własność skał jest niezależną od ilości, zawierającego się w nich potasu. Wszystko to wskazuje, jak chwiejne są podstawy do wnioskowania o ilości tego lub innego pierwiastku na zasadzie jego promieniotwórczości.

Charles Bohdanowicz.

Joseph Łukaszewicz

1/XII 1863—20/X 1928.

Joseph Łukaszewicz naquit le 1-er Décembre (du vieux style) 1863 dans la proprieté de Bykówka (district de Wilno—Troki palatinat de Wilno). Dans cet homme, en tout point exceptionel, semblent s'être concentrés les talents et les qualités d'une famille cultivée et douée. Son grand père maternel Adam Bielkiewicz fut un professeur éminent de l'Université de Wilno, dont il occupa de 1827 à 1840 la chaire d'anatomie et chirurgie. Par ses travaux et ses rares préparations anatomiques il a porté la chaire de l'Université à un niveau égal à celles des plus réputées alors en Europe (extrait d'un acte officiel). Il avait hérité de son père sa passion des sciences naturelles ainsi que ses dispositions pour le dessin et la peinture. Il témoignait une prédilection pour les fleurs qu'il aimait à cultiver lui-même. Il se caractérise dès son enfance par une grande bonté et par la droiture de son caractère. Tout enfant il se distingua par une mémoire exceptionnelle et par de grandes capacités. Avant d'entrer au lycée il connaissait déjà tous les animaux et oiseaux de nos forêts. Il discernait parfaitement les oiseaux à leur chant et à leur vol; il connaissait beaucoup de plantes avec leur désignation non seulement polonaise, mais latine. Il connaissait l'histoire universelle dans ses traits généraux et en détails celle de la Pologne, ayant entendu presque dès son berceau de la bouche de sa mère raconter l'histoire de son pays et de sa plus proche famille. Deux de ses oncles avaient succombé dans la dernière insurrection, alors qu'un autre oncle maternel avait été exilé en Sibérie pour y avoir, lui aussi, participé; c'est là qu'il finit sa vie, après que sa fortune lui ait été confisquée; le père fut ruiné par les amandes. Pourvu d'un tel réservoir de science et de sentiments patriotiques, Joseph entra en 1875 dans

la première classe du lycée classique de Wilno. Il apprenait brillamment, était très aimé de ses collègues pour sa complaisance et sa collégialité. Il arrivait en effet chaque jour avant la classe pour aider ses camarades dans leurs leçons. En dehors des cours il avait beaucoup de temps de libre qu'il utilisait à lire et à compléter ses études. Etant en III-me classe il avait emprunté à la bibliothèque une technologie ancienne qui l'avait beaucoup intéressé, et dont la lecture lui avait suggéré beaucoup de problèmes dans le domaine chimique. En IV-me classe il se procura le manuel de chimie de Roscoe. Ce livre exerça sur lui une impression énorme, en lui découvrant un monde nouveau de corps simples et composés. Il lisait et étudiait ce manuel avec délices. Lui même prétendait qu'„aucun livre dans sa vie ne lui avait fait autant de plaisir que ce manuel de chimie". A partir de ce moment la chimie devint une des ses sciences préferées. Sa passion pour la chimie exigea l'établissement d'un laboratoire, qui quoique petit lui permit de faire des expériences. Il acquit dans ces travaux l'art de manipuler les appareils et à résoudre seul les difficultés qui surgissent inévitablement aux cours de ces expériences. Il s'intéressa spécialement à la pyrotéchnie.

A partir de la V-me classe Joseph Łukaszewicz vola de ses propres ailes et n'avait plus besoin de l'aide de ses parents. Il utilisa l'argent, gagné à donner des leçons, à aggrandir son laboratoire et à acheter des livres utiles: pour la plus part de sciences naturelles ou d'instruction générale (Vogt, Büchner, Lubbock, Jevons, J. S. Mill et autres).

Après avoir terminé le lycée en 1883 il entra à la faculté des sciences de l'Université de St. Pétersbourg ayant déjà un bagage considérable de connaissances scientifiques necessaires aux études sérieuses de l'Université. Là il ne se contenta pas des cours, mais il étudie chaque matière sous toutes ses formes, en s'exerçant aussi aux méthodes de la recherche scientifique.

Il apprend avec beaucoup de facilité et, par ses capacités remarquables, il attire l'attention de ses professeurs. Aux examens le professeur de physique Van-der-Flit lui dit: si je donne à vos collègues 5, je suis forcé de vous donner 5^2, ce qu'il fit d'ailleurs réellement pour témoigner de la perfection de ses connaissances. Un autre professeur s'écria: votre examen c'est un vrai triomphe! On proposait de l'adjoindre à la chaire de botanique et on lui prédit un brillant avenir scientifique. Quelques mois à peine avant

de finir l'Université il fut arrêté, en Mars 1887, et condamné le 5 mai de la même année à la détention perpétuelle dans la forteresse de Schliesselbourg, pour avoir participé en Mars 1887 à l'attentat d'ailleurs échoué contre Alexandre III.

En VIII-me classe du lycée Joseph Łukaszewicz fit connaissance avec la littérature russe et polonaise interdites, dont la lecture a laissé sur lui une trace indélébile. A partir de ce moment il ne cesse de penser aux moyens de briser les chaines du despotisme absolu du tsarisme. Il étudie l'économie politique ainsi que la constitution des Etats de l'Europe Occidentale et des Etats-Unis d'Amérique, afin de connaitre les facteurs ayant déterminé le choix de telle ou telle autre organisation de l'état. Tout en travaillant assidument, il prend une part active à toutes les manifestations de la vie universitaire, il est trésorier de la caisse des étudiants polonais; il organise soirées et conférences pour augmenter ses revenus. Il entretien aussi des relations avec une grande partie de la jeunesse studieuse gagnée, elle aussi, par la vague de mécontentement du régne social existant. Au petit nombre des plus nobles caractères appartient Joseph Łukaszewicz. Précisément à cette époque, c'est-à-dire pendant les dernières années de sa vie d'étudiant, alors que son horizon scientifique s'élargissait rapidement naissaient aussi dans son esprit de nouvelles pensées et idées scientifiques. Il en parle lui-même en ces termes: „il n'était pénible au delà de toute expression d'avoir à abandonner mes études, mais j'y étais contraint par la situation de ma patrie perdue et opprimée". Il se mit alors aux rangs des victimes. La peine capitale fut commuée en détention perpétuelle, mais cela ne suffit pas à briser cet homme doué supérieurement au point de vue intellectuel et physique. Il possédait une stature majestueuse et imposante; sa taille atteignait deux mètres $2^1/_2$ centimètres de haut. Ses traits beaux nobles, spiritualisés, pleins de bonté et de douceur exerçaient un véritable attrait. Sa force physique extraordinaire lui permit de supporter une dure captivité pendant de longues années, et de travailler durant celle-ci avec autant d'intensité.

Étant assis dans la cellule de Schliesselbourg sans la moindre occupation au début, il s'intéressa au problème du volume des corps. „Je savais — dit-il — qu'il existe une correlation entre la surface et le volume d'une part et entre la situation du centre de gravité des lignes de rotation et des surfaces de l'autre, mais j'ignorais les raisons et la base de cette correlation. J'entrepris alors

de la démontrer à l'aide de différentes figures et lignes et de trouver le centre de gravité pour toutes les lignes exécuté d'un arc de cercle, et en effet j'y suis parvenu à l'aide de mathématiques élémentaires. Plus tard j'ai cherché à pénétrer dans le domaine de l'énergie moléculaire. Je ne savais pas jusqu'à quel point on pouvait appliquer la théorie du potentiel, de même j'ignorais les résultats à obtenir et j'étais forcé d'établir les hypothèses et les formules concernant le potentiel. Quand j'ai pu me procurer „la théorie des fonctions potentielles" de Schyller, je me suis aperçu qu'elles étaient identiques aux miennes, ce qui me donna confiance en mes propres forces".

Ainsi débutèrent ses travaux scientifiques dans la solitude de la prison. Ensuite, quand de temps en temps lui arrivaient à Schliesselbourg de différentes sources et sans système des livres scientifiques, son horizon s'élargissait et il commençait à sentir la necessité de systématiser cette science, car comme il disait par suite: „entre la science que je possédais alors et les hypothèses existantes il y avait des contradictions qui excitaient mon esprit et me faisaient rechercher le moyen d'écarter ces dernières dans ma conception de l'univers. Au fur et à mesure que mon horizon scientifique s'étendait, je voyais de plus en plus clairement, que ma conception du monde ne pouvait entrer dans les cadres des systèmes philosophiques existants". La pensée synthétique qui conçoit l'ensemble des problèmes philosophiques mûrit progressivement et se cristallisa dans son oeuvre intitulée „Philosophie scientifique" en 7 volumes, dont les idées se rapprochent des systèmes de Spencer et d'Auguste Comte. Ce travail aux vastes conceptions ne pouvait être dans des conditions aussi difficiles mené à bien que grâce à un cerveau particulièrement puissant. Il se subdivisait ainsi: Volume I — Revue générale de la philosophie. Volume II — Revue générale des sciences (mathématiques, géométrie, mécanique, physique, chimie, astronomie). Volume III — Vie inorganique de la terre. Volume IV — Vie organique de la terre (biologie). Volume V — Fonctions du système nerveux (1-re partie: Origine, structure et physiologie du système nerveux; 2-me partie: Psychologie). Volume VI — Sur l'activité inorganisée et organisée (ou activité sans ordre et activité soumise à certaines lois: hérédité, moeurs, instincts etc., lutte, parasitisme, symbiose etc.). Volume VII — Sociologie. Une partie de ces volumes a été achevée, quant aux autres seuls des chapi-

tres plus ou moins grands ont été rédigés suivant les matériaux qu'il avait à sa disposition. Dans la préface il dit: „Si une unité de pensée a guidé la rédaction de ce travail, chaque volume constitue cependant un ensemble indépendant, pouvant servir d'introduction à un domaine particulier de la science. Il ne s'agit pas ici d'une simple liaison ou juxtaposition mécaniques des conquêtes scientifiques existantes, mais chaque volume traite de choses nouvelles conquises indépendamment, car la construction d'un nouvel édifice exigeait, pour rester harmonieux, des thèses et hypothèses scientifiques nouvelles".

En 1905 aprés 18 années et demie de prison Joseph Łukaszewicz fut libéré. Il entra en prison en jeune homme plein de vie, d'une constitution athlétique, ayant une tête noble, belle à traits réguliers, au yeux doux et bons, il en sortit les cheveux blancs, mais plein d'une ardeur intellectuelle. Dix-huit années de dure prison n'avaient pas brisé cet organisme puissant, mais ils ne pouvaient cependant ne pas affaiblir sa résistance aux épreuves que la vie ne lui a pas non plus épargné par la suite. Après avoir passé un an dans sa maison natale à Bykówka, il retourne à St. Pétersbourg grâce aux démarches entreprises par l'Académie des Sciences, se remet de suite au travail pour achever formellement ses études interrompues, c'est à dire passer ses examens et recevoir le diplôme du premier degré. Il est ensuite invité à faire des conférences et à diriger les travaux pratiques sur les invertebrés à l'école supérieure de Leshaft. En même temps il fait publier ses travaux. Il commence par le III-me volume. Il explique dans sa préface au lecteur, avec la modestie et la simplicité qui lui sont propres, pour quelle raison il commence la publication par le troisième volume „La vie inorganique de la terre" en trois parties. I-re partie „Les phénomènes physico-chimiques de la terre". Il obtint pour cet ouvrage le prix de l'Académie des Sciences de St. Pétersbourg et la médaille de Semenoff Tian-Chansky. II-me partie „Vie des roches". III-me partie „Structure de la terre par rapport à son histoire". Une faible partie de ces travaux a été traduite en français sous le titre de „Sur le mécanisme de l'écorce terrestre et l'origine des continents", et en espagnol à Buenos-Aires; ouvrages grâce auxquels il se fit aussi un nom dans le monde scientifique de l'étranger. Ces travaux sont le résultat d'une conception profonde et critique dans son ensemble des matériaux géologiques qui lui ont été accessibles en 1907.

Une connaissance universelle des sciences naturelles le mène à des conclusions si fécondes et si vastes qu'elles témoignent d'une perspicacité extraordinaire devançant parfois le mouvement lent des recherches spéciales.

Afin de résoudre certains problèmes particuliers il voyage en 1909—1913 en Russie et étudie en détails le Caucase. Il fait ensuite un voyage en Egypte, en Turquie et visite la Grèce. En 1912 la maladie interrompt son voyage en Chine et au Japon par l'Oural. En 1914 il voyage en Pologne en s'interessant spécialement aux Tatras et aux Karpates, pour ce qui a trait aux problèmes de leur structure géologique. Il y ramasse beaucoup de matériaux qui rendent son retour de l'étranger difficile. La déclaration de la guerre le trouve en effet en Haute Silésie. Aprés maintes difficultés il réussit cependant à rentrer en territoire russe, en portant ses collections sur son dos. Il expédie à Varsovie les collections qu'il avait sauvées avec tant de peine et de là les transporte en 1924 à l'Université de Wilno.

De 1911 jusqu'à son départ de Russie il travaille constamment au Comité Géologique en collaborant aux publications de la „Bibliothèque Géologique Russe". En 1915 il est appelé comme géologue et membre du Comité des recherches hydrologiques et météorologiques au département des ports commerciaux du Ministère de l'Industrie et du Commerce, où il travaille jusqu'à son départ en Pologne. En 1916 il est appelé à la chaire de géomorphologie comme professeur aux Cours Supérieurs de Géographie, transformés ensuite en Institut Géographique. Avec toute l'ardeur qui lui est propre il s'adonne à l'organisation de cette école supérieure. En même temps il est professeur de la pedologie concuremment à la chaire de géomorphologie qu'il occupait déjà précédement. En dehors des conférences il consacre beaucoup de temps aux travaux en plein air. Sur le désir des étudiants il organise aussi des excursions botaniques. Plusieurs de ses élèves n'ayant qu'une connaissance insnfisante de la chimie, J. Łukaszewicz organise et dirige des travaux pratiques de chimie analytique. En 1918/19 il est nommé premier recteur de l'Institut. En 1919/20 il est réélu, mais ses forces étaient déjà bien épuisées, et il ne pouvait songer à jouir du repos nécessaire. Il se décide alors à retourner dans son pays natal à Wilno. Il y trouve le berceau familial fortement endommagé. Il ne peut donc se permettre un repos de longue durée, accepte de ce fait en novembre

1919 les fonctions de conseiller ministériel et entre au Commissariat des Contrées orientales en qualité d'inspecteur de l'Instruction Publique pour les écoles moyennes (lycées). Dès le 1-er Janvier 1920 il est appelé comme remplaçant du professeur chargé du cours de géologie à l'Université de Wilno et le 1-er Juillet de la même année il est nommé professeur extraordinaire de géologie physique et reste à ce poste jusqu'à sa mort.

A Wilno l'attendait à nouveau un travail d'organisation qu'il avait à exécuter dans des conditions très difficiles ne possédant pas de moyens didactiques. L'absence jusqu'en 1924 d'un local approprié rendait son travail encore plus fatigant et plus difficile. Grâce à ses efforts et en recourant même au travail manuel il organise l'institut de géologie physique. Parallélement à sa nomination de suppléant à la chaire de géologie il reçoit du chef de la section de l'enseignement supérieur l'offre de la chaire de minéralogie et de cristallographie, si non pour toujours — du moins temporairement. Néanmoins il décline cet offre. Et ce n'est que sur la prière du recteur qu'il accepte de dirriger les cours et exercices de minéralogie et de cristallographie, matière qui au cours des premières années ne possédait pas de professeur. En présence de cet engagement il fut contraint d'organiser également le laboratoire correspondant. Du matin jusque dans la nuit il travaille en fabriquant de ses propres mains des modèles cristallographiques (on ne pouvait pas alors se procurer à l'étranger les modèles compliqués), des tableaux, des cartes et autres moyens scientifiques. Il reste professeur de minéralogie et de cristallographie jusqu'à la moitié de 1926. Dès 1927 la nécessité se fit sentir de nouveau de faire des cours et de diriger les exercices de minéralogie et de cristallographie à l'usage des pharmaciens. Il accepta ces fonctions complètement désinteressées. Tous les moyens scientifiques étant restés dans le laboratoire de minéralogie et l'institut de pharmacie ne disposant pas d'autre part des fonds nécessaires aux dépenses imprévues de cette nature, J. Łukaszewicz pour la deuxième fois confectionne de ses propres mains une série de modèles cristallographiques.

J. Łukaszewicz travailla avec abnégation et dévouement pour la science et pour les hommes, n'épargnant ni sa peine ni ses forces, prenant soin de profit scientifique de la jeunesse toujours à son service, toujours généreux et bienveillant. Tel qu'il était dans la forteresse de Schliesselbourg, où il exposait à ses cama-

rades d'infortune toutes les sciences naturelles, la psychologie et la philosophie; tel il resta jusqu'à la fin de ses jours. Cet esprit investigateur, cet expérimenteur inné au lieu de poursuivre la réalisation de ses idées dans un laboratoire approprié fut contraint jusqu'à la fin de ses jours de perdre ses forces et son temps à construire des modèles et à élaborer des cartes.

La guerre, et surtout les conditions d'après guerre, l'épuisement que lui occasionnait le travail courant, sa santé ébranlée ne lui permirent pas de publier tous ses travaux.

Il voulait justement dans le travail dont il avait déjà élaboré à grands traits le matériel, soutenir et motiver les thèses exprimées dans ses derniers articles, quand une maladie grave et enfin la mort le terrassa. Ses vastes connaissances universelles dans le domaine de sciences naturelles et mathématiques causèrent la stupéfaction de maints savants. Bien que pourvu de cette érudition il était exceptionellement modeste. Il se caractérisa également par une grande droiture, une extrême bonté et beaucoup de douceur. En dépit de sa vie mouvementée et tragique il ne montrait ni impatience ni amertume. Toujours d'un caractère égal et doux, toujours agréable et affable, plein de bienveillance et de loyauté son esprit clair s'atristait, mais ne se fachait pas, quand on l'interrompait dans son travail aimé, ce que le sort ne lui a pas épargné.

Si le monde dispense de temps à autre à l'humanité dans ses plus belles créatures la puissance de la pensée et de l'esprit on peut compter Joseph Łukaszewicz au nombre de celles-ci.

La coalition de forces supérieures, la tyrannie de l'histoire n'ont pu détruire cette âme généreuse et noble, mais l'indifférence des hommes ne permit à cet esprit de briller de toute la lumière intense qu'il contenait.

Joseph Łukaszewicz.

Oeuvres inedits.

1. Notre planète a-t-elle passé par le stade d'une étoile incandescente?

La science physique se divise par rapport aux masses des corps étudiés en: 1) physique cosmique (pas encore élaborée), 2) astro-physique ou physique des énormes conglomèrats de matière que représentent les étoiles, 3) physique planétaire, c'est à dire physique des conglomérats plus petits, ainsi que les planètes (à ce groupe appartient aussi la géophysique) et enfin 4) physique ordinaire ou physique des corps plus petits, où les forces internes de gravitation sont égales à O, alors que ces forces jouent un rôle primordial dans les phénomènes planétaires et dans l'astro-physique. L'intervention des forces de gravitation dans le processus des phénomènes planétaires change souvent radicalement les résultats finaux, de même, qu'en parlant d'une façon générale, il n'y a pas d'analogie physique entre les corps petits et les corps grands, composés de la même substance. Non seulement l'allure des phénomènes physiques, mais aussi l'évolution des corps célestes dépend de leurs masses. C'est la théorie nébulaire qui a gagné actuellement l'approbation générale: les nébuleuses en se contractant deviennent des étoiles qui en se refroidissant donnent naissance aux planètes. Les nébuleuses naissent par collision des corps célestes (Croll, H. Spencer, Arrhenius et autres).

La terre a été sans doute autrefois à l'état liquide comme en témoigne avec éloquence la composition pétrographique de la lithosphère. Elle est composée de roches ignées et de roches sédimentaires; ces dernières doivent leur origine à l'altération des roches ignées qui à leur tour se sont formées par la consolida-

tion d'un magma igné et liquide. Actuellement encore l'intérieur de la terre se trouve dans un stade incandescent: le degré géothermique, les sources thermales jaillissant de l'intérieur de la terre, la lave ignée liquide (atteignant jusqu'une température de 1500° C) vomie par les volcans, le magnétisme terrestre, le degré de décroissance de la radiation de la terre etc.

La nébuleuse qui a donné naissance à la Terre devait avoir une température très basse, comme la présence à la surface de la terre d'énormes quantités d'hydrogéne combinées à l'oxygène, c'est à dire à l'état d'eau, nous autorisent à conclure. Si la nébuleuse s'étendait jusqu'à l'orbite de la lune (c'est à dire si son rayon R égalait 6371 × 60 km) la vitesse parabolique à sa surface aurait été de 1422 m/s et la vitesse moyenne des molécules d'hydrogène, à la température de la photosphère du soleil, de 8850 m/s; cela signifie que l'hydrogène aurait été rapidement dispersé dans l'espace cosmique. Même à la température de — 100° C les molécules d'hydrogène possèdent une vitesse de 1467 m/s c'est à dire plus grande que la vitesse parabolique. La terre doit donc sa chaleur, non à la chaleur primitive de la nébuleuse, mais à la chaleur engendrée par la contraction de la nébuleuse. Si la nébuleuse infiniment raréfiée ($R_1 = \infty$) se condense en une sphére uniforme à rayon R-cm il se dégage alors:

$$W \text{ ergs ou } \frac{W}{41{,}700.000} \text{ calories; } W = {}^{3}/_{5} \cdot \frac{KM^2}{R} \text{ ergs,}$$

ou K (constante de la gravitation) $= \frac{667}{10^{10}}$, M — masse de la nébuleuse en grammes. Autrement dit l'énergie potentielle de la nébuleuse se transforme en cinétique, et celle-ci en thèrmique (1 calorie = 41,700.000 ergs). En me basant sur le principe de cette équation j'ai calculé (voir le tableau) combien de calories sont produites par 1 gramme de la masse du Soleil, de Jupiter, de la Terre et de la Lune, quand leurs densités arrivent à 1,4 c'est à dire à la densité actuelle du Soleil.

Les comètes, corps petits sont incapables d'évolution et se décomposent (sous l'influence du Soleil et des autres étoiles) en poussière cosmique et en météorites.

La Lune, lorsque sa densité est devenue égale à celle du Soleil, c'est a dire à 1,4, n'a obtenu que 310 calories par gramme de sa masse. Même la quantité totale de chaleur produite par la condensation de la nébuleuse jusqu'a l'état actuel de la lune

(d = 3,4) ne donnerait que 417,6 calories pour 1 g. de la masse, étant donné que pour la fonte de 1 g. de silicates (à partir du 0^0 absolu) il faut 450—500 calories (d'après les expériences de Vogt). La Lune passa immédiatement de la phase nébuleuse à la phase planétaire sans jamais connaitre l'état fondu. Les cratères, ainsi dénommés faussement, de la lune, n'ont rien de commun avec les cratères de nos volcans. Ce sont des entonnoirs en profondeur formés par suite de la contraction de la lune.

En passant à la Terre nous apercevons tout de suite, qu'elle n'a pas passé par le stade d'une étoile incandescente, étant donné que 1 g. de sa masse n'a pu produire que 5693 calories c'est-à-dire 45 fois moins de chaleur comparativement à Jupiter, et cependant la chaleur de cette planète est incapable de disperser les nuages froids qui l'entourent. Il faut donc admettre que la Terre passa immédiatement de la phase nébuleuse à la phase d'une étoile sombre. Dans le système solaire Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune se trouvent dans cette phase.

Lorsque la densité de la Terre atteignit 3, celle-ci entra dans la phase d'une planète. La phase de planète contient deux stades: magmatique et géologique. Dans le stade magmatique la terre se compose *a*) d'un noyau gazeux, *b*) d'une couverture ignée liquide entourant ce noyau, *c*) d'une couche épaisse de nuages couvrant la planète. La solidification au cours du stade géologique de la surface du magma provoque la formation de la lithosphère.

Le Soleil obtient une énorme quantité de chaleur: 27 millions de calories par gramme de sa masse. Cette chaleur amena le Soleil au stade d'une étoile très brillante et a provoqué la décomposition des atomes. La vie des étoiles se distingue par la richesse des formes et par la grande diversité des transformations physiques et chimiques. L'évolution des corps célestes dépend de leur masse.

En calculant la chaleur de la Terre je n'ai nullement pris en considération la chaleur produite par la désagrégation des corps radioactifs, ceux-ci étant trop peu nombreux sur notre planète. Le calcul de Strutt attribuant à chaque gramme de roche 5.10^{-12} g. de Ra est complètement faux.

	Masse en grammes	Densité	Nombre de calories produites pour 1 gr. de la masse par concentration des molécules de la nébuleuse jusqu'à la densité de 1,4	Évolution des corps célestes
Soleil	1967.10^{30}	1,4	27,367.000	Nébuleuse → Etoile → Grande planète
Jupiter	1878.10^{27}	1,36	256.700	Nébuleuse → Etoile sombre [1]) → Planète
Terre	6.10^{25}	1,4	5.693	Nébuleuse → Etoile sombre → Planète
Lune	$0{,}758.10^{24}$	1,4	310,6	Nébuleuse → Planète
Comètes	petite	—	—	Non susceptibles à l'évolution se décomposent en poussière cosmique et ruisseaux de météorites

2. Détermination de l'age des continents et des mers.

L'étude de l'àge des minéraux, basée sur la vitesse de désagrégation des corps radioactifs, nous a permis de trouver un rapport entre le temps géologique et le temps absolu. Cette méthode est au fond sans reproche (la désagrégation se produit avec une vitesse uniforme, comme un mouvement d'horloge indépendamment des conditions physiques et chimiques dans lesquelles se trouve le minéral). Ce n'est que la détermination précise des infimes quantités d'uranium, d'hélium et de plomb qui présente des difficultés; les résultats obtenus de cette manière, méritent l'attention spéciale des géologues.

Age du minéral	Dérive des roches
10— 30 millions d'années	tertiaires
100—150 „ „	mésozoïques
300—600 „ „	paléozoïques
Un milliard d'années et plus	archaïques

Les chiffres indiquées ci-dessus dépassent dix fois le temps absolu, admis jusqu'à présent hypothétiquement par les géologues.

[1]) Losqu'il atteindra la densité de 1,4 à 1,5, Jupiter passera peut être encore par la phase d'une étoile rouge.

En conséquence j'ai entrepris une révision générale des temps géologiques en mettant d'une part en jeu les nouvelles méthodes de détermination de ces temps, de l'autre en introduisant des corrections fondamentales aux procédés déjà connus. Je citerai ici deux méthodes de détermination du temps géologique, à l'aide 1) de l'érosion, 2) de la formation des continents.

1) Erosion. Les cours d'eau enlèvent chaque année du sol de leur bassin une mince couche de quelques centaines de millimètres d'épaisseur. J'ai admis comme coefficient moyen de l'érosion annuelle 0.05 mm, c'est à dire le degré d'érosion qui est propre aux fleuves suivants: Amazone, Mississipi, Danube. Pour dégrader complètement une hauteur de h mètres au-dessus du niveau de la mer, l'eau doit enlever une couche dont l'épaisseur est non h mètres, mais 4,71 h mètres, parce que la hauteur h doit être équilibrée (suivant la loi d'Archimède) par ses racines immergées dans le magma jusqu'à la profondeur de 3,71 h mètres. Pour la pénéplainisation complète de la plus haute montagne de 9 km. ou 9,000.000 mm. il faudra donc:

$$\frac{9{,}000.000 \times 4{,}71}{0{,}05} = 848{,}000.000 \text{ d'années}$$

En réalité le nombre des années est encore plus grand. Pendant la transgression de la mer, l'érosion cesse sur les terrains inondés et ces régions reçoivent une couverture protectrice de sédiments marins, couche qui les protège pendant longtemps contre la dégradation. Nous devons augmenter de ce fait considérablement le chiffre obtenu plus haut et nous approcherons alors d'un milliard d'années. L'observation directe montre, que les chaînes plissées archaïques sont en général complétement dégradées et qu'elles servent de soubassement aux plateaux (la plaine d'Europe orientale, la basse-plaine de la Sibérie occidentale, la Sibérie centrale, la partie centrale de l'Amérique du Nord, la moitié occidentale de l'Australie etc.).

		Hauteur primitive des chaînes de montagnes			
		8500 m.	7000 m.	6000 m.	5000 m.
		millions d'années			
Hauteur actuelle des chaines	1 km.	706	565	471	376
	2 „	612	471	377	283

La hauteur des chaînes paléozoïques (atteignant 1—2 km.) montre une érosion qui a duré quelques centaines de millions d'années.

La hauteur des chaînes mésozoïques s'élève à 3—4 km et même un peu plus et celle des chaînes kénozoiques atteint 7—8—9 km.

D'après cela nous voyons que les phénomènes d'érosion sont en bon accord avec „la montre géologique" (temps donné par la décomposition des corps radioactifs).

2) Origine des continents. L'épaisseur moyenne de la lithosphère sous les océans est de 52,5 km, et sous les continents de 67,79 km.[1])

La lithosphère continentale doit cet épaississement aux deux gonflements supérieur et inférieur. Le gonflement supérieur a 4,5 km. d'épaisseur (les continents surgissent 0,7 km. au-dessus du niveau de la mer et leurs socles sous-marins ou profondeur moyenne des océans sont à 3,8 km. en dessous). Le gonflement inférieur immergé dans le magma compte 11,29 km. (c'est à dire: 8,69 km — racine du socle $+ 0{,}7 \times 3{,}71$ — racine de la partie au-dessus du niveau de la mer). Les deux gonflements supérieur et inférieur égalent ensemble 15,79 km.

Par suite de la prépondérance énorme des forces de gravitation sur la cohésion des roches, ce n'est pas le magma liquide qui s'adapte à la forme de la lithosphère, mais au contraire la lithosphère qui s'accomode à la surface du magma. Cette surface est déterminée par la loi de Clairaut.

Quand le noyau de la terre se contracte par suite du refroidissement, la lithosphère devient trop ample pour la surface diminuée du noyau. Alors une forte pression latérale se développe dans la lithosphère; cette pression conduit aux cassures obliques dans les parties plus faibles et au charriage d'une partie de la lithosphère brisée sur l'autre. Ainsi se forment les épaississements dans la lithosphère (chaînes plissées, continents). Si la lithosphère sous-océanique broyée avait H km de hauteur et si la diminution de la surface de la terre était de S km^2, le volume des masses pressées = HS km^3. Pour la formation d'1 km^2 de continent de la lithosphère sous-océanique il faut ajouter 15,79 km^3 de masses rocheuses, de sorte que

[1]) Loukachewitsch. Sur le mécanisme de l'écorce terrestre et l'origine des continents, 1911.

$$X \cdot 15{,}79 = HS, \text{ d'où } X = \frac{HS}{15{,}79}$$

Par exemple si le rayon de la terre diminue d'1 m, la surface de la terre diminuera de 160 km². Le volume des masses pressées HS = 52,5 . 160 km³ et la surface du continent nouveau

$$X = \frac{52{,}5 \cdot 160}{15{,}79} = 532 \text{ km}^2.$$

De cette manière on précise la très importante relation entre la diminution de la surface de la terre et la surface du continent nouvellement créé. La contraction de 1 m. du rayon de la terre dégage $86 \cdot 10^{23}$ calories. Comme la terre est un corps qui refroidit, la chaleur produite doit rayonner. La terre perd par an $57 \cdot 10^{19}$ calories; il faut donc pour la radiation de la chaleur produite

$$\frac{86 \cdot 10^{23}}{57 \cdot 10^{19}} = 15.100 \text{ d'années}$$

En réalité la terre perd aussi un peu de la chaleur de ses réserves internes de sorte que le nombre total des années dans le cas donné serait de $15.100 + \alpha = 16.140$ d'années.

Nous en concluons qu'il existe une relation entre la diminution du rayon de la terre, la surface du continent nouvellement formé et le temps géologique. Par exemple, actuellement sous les Andes il y a trois millions de km² et leur hauteur moyenne = = 1897 m. au-dessus du niveau de la mer. Dans la formation de ce système montagneux la surface de la terre diminue de 1,200.000 km², le rayon de la terre de 7 km, et le temps nécessaire pour la radiation de la chaleur produite par la contraction de la terre = 111 millions d'années. Les Andes ne peuvent pas donc être un système orogénique tertiaire. Il faut donc reporter leur origine loin dans les temps mésozoïques (seules quelques chaînes des Andes datent de l'âge tertiaire).

Combien d'années se sont écoulées depuis le commencement du cambrien jusqu'à nos jours? La surface occupée sous les plis paléozoïques, mésozoïques et kénozoïques compte environ 34,000.000 km². Pour la formation de cette région continentale le rayon de la terre diminua de 63 km. Ce phénomène devait produire:

$$346.10^{38} \cdot \frac{6{,}300.000}{6371 \cdot 6434 \cdot 10^{10}} = 53{,}18 \cdot 10^{28} \text{ calories}$$

R rayon de la terre en km	Densité	Surface de la terre en millions de km²	Diminution du R en km	Diminution de la surface de la terre en millions de km²	Surface des continents formés en millions de km²	Temps en millions d'annés jusqu'au moment actuel	Phases et stades de l'évolution de la Terre			Remarques
							I. Phase: Étoile nébuleuse			
10113	1,4	1285	3742			(Env. 40000?)	II. Phase: Étoile sombre			
7844	3	771	1473			(Env. 18000?)	III. Phase: Planète	A. Stade magmatique		Différenciation du magma englobant le noyau gazeux en deux couches: supérieure, formée de magma léger, acide et inférieure de magma lourd, basique
7000	4,18	615,75	629	105,75	351,3	10000 + α Env. 10000	III. Phase: Planète	B. Stade géologique	Temps archaïques: 1) Ère préocéanique 2) Ère panocéanique	De 351,3 millions de km² de continents, jusqu'à présent 181 milions de km² ont disparu
6683	4,8	561,26	312	51,26	170,3	Env. 5000	III. Phase: Planète	B. Stade géologique	Temps archaïques	Continents actuels + shelf
6643	4,89	554,52	272	44,52	148	Env. 4320	III. Phase: Planète	B. Stade géologique	Temps archaïques: 3) Ère archaïque	Continents actuels (VI)
6622	4,9	551	251	41	136	Env. 4000	III. Phase: Planète	B. Stade géologique	Temps archaïques	Continents actuels (VI), sauf l'Antarctide
							III. Phase: Planète	B. Stade géologique	Temps archaïques: 4) Ère algonkienne	
6434	5,37	520,2	63	10,2	34	Env. 1000	III. Phase: Planète	B. Stade géologique	Temps historiques: Commencement du Cambrien 5) Ère paléozoïque 6) Ère mésozoïque	Surface des continents (VI) formés depuis les plissements paléozoïques, mésoïques et kénozoïques
6371	5,6	510	0	0	0	0	III. Phase: Planète	B. Stade géologique	Temps historiques: 7) Ère kénozoïque	État actuel
I	II	III	IV	V	VI	VII				

Pour leur radiation

$$\frac{53{,}18 \cdot 10^{28}}{57 \cdot 10^{19}} = 933{,}000.000$$ d'années seraient nécessaires.

Comme je l'ai déjà mentionné, le nombre d'années serait, en réalité, un peu plus élevé. Nous nous approchons de nouveau du chiffre d'1 millard d'années.

Donc les trois méthodes, pourtant tout à fait différentes: 1) „la montre géologique (vitesse de désagrégation des corps radioactifs), 2) érosion et 3) formation des continents établissent d'accord entr'elles que „les temps historiques" (depuis le Cambrien jusqu'à nos jours) ont duré environ 1 millard d'années.

„Les temps archaïques (depuis la formation de la lithosphère jusqu'au Cambrien) sont beaucoup plus longs que „les temps historiques" (paléozoïcum + mésozoïcum + kénozoïcum). Nous possédons quelques méthodes pour élucider cette question:

1) „Montre géologique" (Hönigschmied détermine l'age d'un minéral, provenant du Congo belge à 3 millards d'années),
2) Formation des continents (voir le tableau),
3) Phénomènes volcaniques,
4) Formation de la lithosphère,
5) Salinité des eaux océaniques,
6) Phénomènes biologiques,
7) Accélérations séculaires de la lune.

Les résultats d'ensemble obtenus par la comparaison de ces méthodes sont présentés dans le tableau suivant.

3. Radioactivité et magnétisme terrestre[1]).

La découverte du radium en 1898 ébranla notre science et beaucoup de théories qui semblaient être définitivement fixées ont été mises en doute, par suite des propriétés étranges et inattendues du radium. Aux théories contestées appartient aussi celle de l'origine des chaînes plissées par la contraction de l'écorce terrestre, consécutive au refroidissement graduel de l'intérieur incandescent de la terre.

---

[1]) Le manuscrit trouvé après la mort de l'auteur. La date précise et les intentions de l'auteur inconnues.

On a conclu, des recherches sur la radioactivité des roches, que le radium est extrémement répandu et bien qu'il ne se rencontre qu'en très petites quantités, sa masse totale dans notre planète est si grande que la chaleur émise par lui, non seulement compense complètement la déperdition de chaleur qui s'échappe de la terre par le courant géothermique, mais qu'il reste encore un excédent de chaleur suffisant pour que non seulement la terre ne se refroidisse pas, mais au contraire s'échauffe. Cette conclusion étonnante se trouve en contradiction frappante avec beaucoup de faits établis. Examinons cette question plus en détail. On a déterminé que le radium se trouve dans les roches tant sédimentaires que magmatiques en quantité moyenne d'environ $5 . 10^{-12}$ grammes par gramme de roche considérée.

A savoir:

Roche	g de radium pour 1 g. de la roche
Granit	$4{,}1 . 10^{-12}$
Gneiss	$5{,}7 . 10^{-12}$
Syémite	$6{,}8 . 10^{-12}$
Argile de l'Amazone	$3{,}2 . 10^{-12}$
Argile à Globigèrines	$7{,}2 . 10^{-12}$
Argile à Radiolaires	$36{,}7 . 10^{-12}$
Argile rouge abyssale	$33{,}3 . 10^{-12}$
Basalte	$5 . 10^{-12}$ etc.

Cette abondance du radium dans la nature n'est pas compréhensible du point de vue minéralogique. La période de durée du radium est de 1780—2000 ans; il ne peut donc être répandu isolément dans les roches, mais il doit se trouver simultanément avec la substance génératrice dont il dérive c'est à dire avec l'uranium. Un gramme d'uranium contient toujours $3{,}4 . 10^{-7}$ g. de radium; la substance génératrice c'est à dire l'uranium devrait donc se trouver dans les roches en beaucoup plus grande quantité que le radium, à savoir de $\frac{1}{100.000}$ à $\frac{1}{10.000}$ des roches considérées. En de telles quantités l'uranium pouvait être déjà décelé à l'aide du spectroscope (par ex. dans l'argile à Globigérine), cependant l'expérience spectroscopique ne confirme pas ce calcul. Il faut encore ajouter que l'uranium est un élément très rare et qu'il ne se trouve en quantités considérables à l'état de minerai pechblende d'uranium: (UO_2, PbO, Th etc.) qu'en Bohème (Jachi-

mov), en Caroline (Etats Unis), en Norvège et dans les mineraux rares: clévelite, fergussonite, monacite et quelques autres. Il est étonnant que dans l'ancien empire russe qui contenait $^1/_6$ des continents, la recherche spéciale des minerais d'uranium n'ait donné que de piètres résultats. L'uranium est donc très rare et cependant d'après le calcul ci-dessus il devrait représenter au moins $\frac{1}{100.000}$ de l'écorce terrestre.

Voici le premier doute concernant la teneur en radium de l'écorce terrestre. D'autres doutes, plus graves dans la question du radium, s'élevent lorsque nous considérons la composition chimique de l'air et l'état thermique de la terre. Le radium dérive de l'uranium et produit sans cesse de l'hélium; aussi un gramme de radium produit pendant une année 0,14 cm^3. d'hélium. Calculons combien il y a de radium dans le globe terrestre et combien ce radium devrait produire d'hélium. Si le globe entier présentait le même pourcentage de radium que l'écorce terrestre ($5 . 10^{-12}$ g. de radium par gramme de roche) la masse de radium serait alors $5 . 10^{-12} . 6 . 10^{27} = 3 . 10^{16}$ g. Chaque gramme de radium produisant pendant l'année 0,14 cm^3 d'hélium, la masse entière de radium produirait alors $0,14 . 3 . 10^{16}$ $cm^3. = 4 . 2$ km^3 d'hélium, c'est à dire une quantité considérable. Notre planète existant depuis plusieurs millions d'années, nous obtiendrons en basant notre calcul sur 10,000.000 d'années seulement 42,000.000 km^3 d'hélium répandu dans l'atmosphère, ce qui représenterait 1,05% de son volume. Nous ne rencontrons rien de pareil dans l'atmosphère; l'hypotèse admettant que le radium se trouve dans la totalité du globe terrestre en quantité égale que dans la lithosphère est donc fausse.

Cette conclusion est entièrement corroborée par l'état thermique de la terre. A cette occasion je voudrais attirer l'attention du lecteur sur la différence existant entre le fait et la supposition. Si le géologue trouve une dent de mammouth, c'est pour lui un fait et non une supposition qu'il existait autre fois un animal possédant la dent trouvée, étant donné, que les dents ne se forment pas spontanément. De même quand le pétrographe rencontre des roches magmatiques: basalte, trachites ou obsidianes, c'est pour lui un fait et non une suppossition que ces masses rocheuses étaient autre fois à l'état liquide et qu'elle se sont solidifiées par refroidissement.

De quoi se compose donc l'écorce terrestre? De roches magmatiques et sédimentaires. Comme on le sait, les roches sédimentaires: sable, argile, calcaire, conglomérats, grès, schistes argileux etc. ne représentent pas les formations primitives de notre planète, mais se sont formées d'une manière connue par la décomposition des roches magmatiques: granites, syénites, basaltes etc. Nous pouvons donc affirmer que l'écorce terrestre se compose de roches magmatiques et des produits de leur décomposition, c'est à dire que les masses rocheuses de l'écorce terrestre étaient autrefois à l'état liquide, c'est le fait et non une supposition. Les masses rocheuses étaient donc d'abord fondues et elles se sont ensuite consolidées par refroidissement. Il est évident que notre planète s'est refroidi et qu'en conséquence son écorce devait se contracter. Et en réalité nous retrouvons les traces de cette contraction dans les chaînes qui ont été plissées depuis les temps les plus anciens jusqu'au moment actuel. Nous pouvons nous rendre compte de la vitesse de refroidissement de la terre en nous basant sur le courant géothermique allant de l'intérieur incandescent à l'extérieur. La terre perd par heure $54 . 10^{15}$ de petite calories de sa chaleur. Calculons maintenant le changement que provoquerait dans l'état thermique de la terre une masse de radium $= 3 . 10^{16}$ g.

Chaque gramme de radium produit 113 calories par heure; la masse entière de radium produirait $113 . 3 . 10^{16} = 339 . 10^{16}$ calories par heure. Cette quantité est 62 fois plus grande que celle de la chaleur émanant de la terre ($54 . 10^{15}$ calories par heure). Le radium compenserait donc non seulement la dépense totale de chaleur, mais provoquerait l'échauffement rapide de la terre; la quantité de chaleur produite par le radium serait suffisante pour fondre toute l'écorce terrestre en 377.000 années. Ces 377.000 ans représentent à peine le temps d'une époque géologique — du Pleistocène ou Quaternaire. Rien de pareil ne se passa sur la Terre. Supposer que le radium se trouve dans tout le globe terrestre en même proportion que dans son écorce est inadmissible car nous serions en contradiction formelle avec les faits établis.

Examinons maintenant la question du radium qui d'après les travaux des physiciens doit se trouver dans l'écorce terrestre en quantité d'environ $5 . 10^{-12}$ g. par gramme de masse rocheuse. Le volume de l'écorce terrestre $= 286 . 10^{23}$ cm.^{3}, sa masse $=$ $= 2{,}6 . 286 . 10^{23} = 743{,}6 . 10^{23}$ et la masse de radium qu'elle

contient $= 5 . 10^{-12} . 743{,}6 . 10^{23} = 3718 . 10^{11}$ g. Cette masse de radium formera par an $0{,}14 . 3718 . 10^{11} = 537 . 10^{11}$ cm³ d'hélium = 53,700.000 m.³ d'hélium, quantité considérable. Au bout de 10.000.000 d'années, l'air renfermerait déjà $53{,}7 . 10^{13}$ m.³ d'hélium. La surface de la terre = 510.000.000 km.² $= 51 . 10^{18}$ m.² de sorte qu'au dessus de chaque m.² de la surface il y aurait 1 m.³ d'hélium, ce qui formerait 0,013% du volume de l'atmosphére, quantité qui se laisserait percevoir facilement. En réalité la litosphère ne contient autant de radium que les savants étudiant les corps radioactifs veuillent bien le prétendre. La présence de 3718.10^{11} g de radium dans l'écorce terrestre est donc également en contradiction avec la contraction de cette dernière, étant donné que cette quantité de radium dégagerait $113.3718.10^{11} = 42.10^{15}$ de calories, c'est à dire qu'elle équilibrerait ainsi la perte de chaleur de la terre (54.10^{15} calories par heure), nous n'aurons donc aucune contraction de l'ecorce terrestre ou seulement une très lente.

Que cela signifie-t-il? On a évalué la teneur du radium des roches de l'écorce terrestre à 5.10^{-12} g par gramme de roche considérée, alors que les faits immédiats (composition de l'air, l'état thermique de la terre etc.) contredisent cette thèse. De quelle manière a-t-on déterminé la teneur des roches en radium? Il est évident que ce n'est pas par la méthode chimique ou même spectrale en raison des trop petites quantitès de radium en présence, mais uniquement par la radioactivité des roches. Cependant cette méthode n'est pas sûre, parce que malgré les éminentes propriétés radioactives du radium, il serait osé de n'attribuer toute radioactivité ce seul élément. Le coq est un oiseau, mais oiseau n'est pas un coq. Il faut être trés prudent avant de conclure à la radioactivité d'un corps au moyen d'un électromètre, le corps examiné étant placé entre deux plaques électriques, car la vitesse de désarmement de ces deux plaques est bien fonction de l'ionisation de l'air. mais cette dernière peut avoir pour cause différents autres facteurs.

J'attirerai encore l'attentation du lecteur sur les propriétés radioactives du potassium, élément très répandu dans la nature. D'après les déterminations de Clarck et Vogt le potassium représente 2,5% du poids de l'écorce terrestre. Sa quantité dépasse d'au moins 25.000 fois celle de l'uranium (en réalité plus de 25.000 fois), alors que sa radioactivité est 1000 fois plus faible que celle de l'uranium. On en conclue donc que le potassium

provoque une radioactivité 2,5—25 fois plus grande que l'uranium et par suite que celui-ci et ses éléments dérivés ne joue dans la qnestion de la radioactivité de la terre qu'un rôle secondaire.

Rien de surprenant qu'en présence des propriétés étonnantes du radium, à ce qu'on ait tenté d'étendre également la domaine de son activité aux phénomènes cosmiques. Si nous trouvons sur le soleil de l'hélium, il n'en résulte pas qu'il doive s'y trouver du radium et de l'uranium. Certaines étoiles contiennent des masses énormes d'hélium. Dans le spectre de β, γ, δ, ε d'Orion, d'Algol et autres, les raies de l'hydrogéne sont remplacées par celles de l'hélium. Si ces étoiles contenaient de l'uranium et du radium proportionnées à la quantité d'hélium les éléments mentionnés seraient bientôt découverts par l'analyse spectrale. L'hélium est un des composants des atomes des éléments chimiques. Durant la formation de ces éléments l'hélium s'use et pendant leur décomposition se dégage. Le radium et l'uranium ont une énorme importance théorique; mais étant des éléments rares et existant en petites quantités ils ne peuvent compter au nombre des facteurs de premier ordre dans la nature; en effet ils ne jouent pas dans la nature le rôle, qu'on leur attribue actuellement.

Toute la question de la radioactivité de la terre se présenterait sous une autre lumière, si nous attirions notre attention sur le magnétisme terrestre. Ce magnétisme restait une énigme jusqu'à ces temps derniers. En quoi consiste l'état magnetique de la terre et quelles sont ses causes? Cette question ne peut être résolu qu'après la détermination de la nature des rayons α, β, γ des corps radioactifs des rayons cathodiques et des conditions de leur formation. Je citerai ici les résultats de mes recherches dans la question du magnétisme terrestre, éxécutées encore à la fin du siècle dernier et publiées en 1907.

1) Le globe terrestre n'est pas un aimant mais un electro-aimant étant donné que:

a) Même les billes d'acier ne se laissent magnétiser qu'avec difficulté et conservent mal le magnétisme inductif.

b) L'écorce de notre planète se compose de roches comme les grès, les calcaires, les argiles, les granits, les gneiss etc. qui sont ou complètement incapables de condenser les lignes de forces magnétiques et de les conserver, ou bien ne possèdent cette faculté qu'à un faible degré, comme par exemple les basaltes. Tandis que l'intérieur

de la terre à partir de la profondeur de 35 km présente une température supérieure à 800° C, à laquelle le fer lui même en présence des forces magnétiques se comporte d'une facon analogue au vide ou à l'air.

c) L'état magnétique de la terre subit des oscillations périodiques (journalières, annuelles, de 11 ans etc.).

2) Pour provoquer la répartition actuelle des lignes magnétiques sur la surface de la terre à l'aide d'un courant électrique, ce courant devrait entourer la terre à l'équateur et aux parallèles de l'Est à l'Ouest.

3) Etant donné que la terre tourne autour de son axe, il est probable que les molécules matérielles en tourbillonant enlèvent des masses d'électricité et de cette manière provoquent les courants électriques qui suivent l'équateur et les parallèles.

4) Où se trouvent ces masses d'électricité? Il ne peut s'agir des masses d'électricité positive qui se trouvent dans les couches supérieures de notre atmosphère, parce que dans ce cas le pole nord magnétique de la terre se trouverait en proximité du pole nord géographique, en raison de la rotation de la terre de l'Ouest à l'Est.

5) Il doit donc s'agir de l'électricité négative. La surface de la terre possède une charge d'électricité négative, qui en raison de la rotation de la terre doit donner la répartition qualitative actuelle de forces magnétiques à la surface de la terre; cependant quantitativement la charge électrique de la terre est tout à fait insuffisante. Le cacul montre que cette charge ne pourrait provoquer qu'une petite fraction de l'intensité du champ magnétique de la terre, qu'on observe en réalité.

6) Il faut donc supposer, que les masses pulsantes d'électricité négative, plusieurs fois supérieures à la charge électrique de la terre, se trouvent à la faible pronfondeur d'environ 40 km de la surface. Sachant que l'écorce terrestre contient jusqu'à une profondeur de 40 km les masses énormes des corps diélectriques, comme le quartz, le mica, etc. mais que ces derniers ne sont pas des isolants absolus, il est donc tout à fait impossible de comprendre de quelle manière ces énormes masses d'électricité négative ont pu se former et se concentrer. J'ai interrompu mes recherches à cet endroit. Nous pouvons maintenant les continuer.

Il est évident que l'intérieur de la terre présente une tem-

pérature très élevée. Nous en trouvons les preuves dans le degré géothermique, les sources thermales jaillissant de la profondeur, les masses liquides de lave projetées par les volcans, ayant jusqu'à une température de 1500° C etc. La contraction de la terre provoque un dégagement d'une énorme quantité de chaleur. La diminution du rayon de la terre d'un seul centimètre donne $86 . 10^{21}$ de petites calories. Cette chaleur élève la température de tout le globe, alors que la terre se refroidie dans ses couches extérieures. C'est pourquoi la température de l'intérieur doit être plus élevée que celle des parties externes. Déjà à la profondeur d'environ 60 km. la température du magma atteint 1500° C et la chaleur croit avec la profondeur. En un mot à l'intérieur de la terre règne une chaleur intense. D'autre part on sait en physique que les corps portés à une haute température émettent des rayons cathodiques, c'est à dire projettent des électrons négatifs qui se propagent à une vitesse énorme.

Le soleil composé de masses incandescentes projette — lui aussi — des rayons cathodiques. Donc l'intérieur incadescent de la terre émet également des rayons cathodiques qui cependant ne peuvent se propager librement dans l'espace, leur marche se trouvant arrété par la croute du magma et l'écorce terrestre.

L'électricité négative doit par conséquent s'amasser et se concentrer en grande quantité du coté intérieur de l'écorce terrestre. Cette écorce, fortement chargée d'électricité tourne avec tout le globe autour de l'axe terrestre de l'Ouest à l'Est. Ils se forment alors des courants électriques qui suivent l'équateur et les parallèles donnant ainsi naissance au champ magnétique de la terre. L'intensité de ce champ est fonction de la charge électrique. Si nous désignons la quantité d'électricité négative se trouvant du coté intérieur de la lithosphère par Q, d'intensité du courant électrique qui suit l'équateur et les parallèles sera de $\frac{Q}{84.164}$ des unités électromagnétiques, étant donné que pendant 24 heures ou 84.164 sec., cette électricité passera par la coupe méridienne de la terre. Ce courant donnera naissance au champ magnétique, comportant distribution telle des lignes de forces que celles-ci se joindront aux lignes existantes des forces magnétiques terrestres. En nous basant sur l'intensité du champ magnétique de la terre $H = 0{,}38$ nous pourrons déterminer la charge électrique de l'intérieur de l'écorce terrestre en appliquant la loi des „bobines"

$$H = \frac{4\pi . N . I}{l}$$

ou H représente l'intensité du champ, N le nombre de spires isolées, I = intensité du courant, l = longueur des spires (solénoïdes) en centimètres.

A titre de démonstration nous remplacerons d'abord le globe terrestre par un cylindre ayant un diamètre égal à celui du globe et une longueur égale au diamètre terrestre. Divisons l'axe de la terre en centimètres et conduisons par chaque point un plan perpendiculaire à l'axe. Ainsi la surface du globe sera partagée en 2 R secteurs, dont les surfaces latérales seront égales entre elles et par suite contiendront la même quantité d'électricité, c'est à dire $\frac{Q}{2R}$. Comme pendant la journée chaque secteur décrit un cercle, la quantité d'électricité passant par seconde par la coupe transversale du secteur sera de $\frac{Q}{2R . 84164}$, c'est à dire l'intensité qui sera la même dans chaque secteur. Le nombre de secteurs étant N égal à 2 R et la longueur du solénoïde l à 2 R, H sera égal à $\frac{4\pi . N . I}{l}$ soit $\frac{4\pi . 2R . Q}{2R . 2R . 84164}$. De cette équation nous pourrons déduire la valeur de Q, R et H étant connus ($R = 6371 . 10^5$ et $H = 0{,}4$) d'où $Q = 3487 . 10^9$ d'unités électromagnétiques soit $3487 . 10^{10}$ coulombs.

Si l'épaisseur de l'écorce terrestre, sa composition pétrographique et sa structure étaient partout homogènes, les lignes de forces magnétiques se confonderaient aux méridiens. De même les pôles magnétiques et géographiques coïncideraient.

En réalité il n'en est pas ainsi. Comme on le sait, l'écorce terrestre qui constitue le fond des océans est en moyenne de 15 et 16 km. plus mince que celle des continents. En conséquence les masses d'électricité négative sous la litosphère océanique se trouvent plus près de la surface de la terre qu'elles ne le sont sous la litosphère continentale. Pour cette raison le champ magnétique inductif aura en général une plus grande intensité au dessus des océans qu'à la surface des continents. En réalité l'intensité du champ magnétique dans l'hémisphère occidentale océanique est plus grande que dans l'hémisphère orientale, continentale; ces deux parties sont entre elles dans le rapport de 4 à 3. La composition et la structure de la litosphère ont aussi leur influence

sur l'allure des lignes magnétiques, les différentes roches possèdent une capacité inégale de condenser les lignes magnétiques. En conséquence elle portent le stigmate essentiel de la tectonique de la région.

En résumé nous pouvons dire que la source du magnétisme terrestre se trouve dans les rayons cathodiques émanant de l'intérieur incandescent de la terre. Cependant cette source n'est pas unique, car le soleil, lui aussi, envoie sur la terre des rayons cathodiques, d'où son influence sur l'état magnétique terrestre. Ces rayons accroisent le magnétisme terrestre d'où les oscillations de l'aiguille aimantée, variables dans la journée, suivant les saisons etc. De même la relation si étrange au premier abord entre les taches solaires et le magnétisme de la terre, découvert par Wolf, devient de ce fait compréhensible. Les taches solaires projettent des rayons cathodiques en abondance et augmentent ainsi l'intensité du champ magnétique de la terre. Le bilan de la chaleur à la surface de la terre dépend des rayons solaires, alors que l'influence de la chaleur centrale de la terre joue un rôle tout à fait secondaire dans ce cas. Dans la question du magnétisme terrestre au contraire ce sont les rayons cathodiques de l'intérieur de la terre qui constituent le facteur principal, alors que les rayons cathodiques du soleil ne font que modifier légérement l'état magnétique de la terre. Je voudrais ici faire remarquer au lecteur, que je ne me sert d'aucune hypothèse pour l'expliquation du magnétisme terrestre. Je pourrais répéter les paroles de Newton „Hypotheses non fingo", et que je ne rassemble que les faits connus suivants:

1) L'échauffement de l'intérieur de la terre est un fait connu.

2) C'est un fait connu, que les corps incandescents émettent des rayons cathodiques.

3) Il en découle que le noyau de la terre doit projetter des rayons cathodiques.

4) Il est un fait connu également que la terre possède une écorce qui ne permet pas aux rayons cathodiques l'expansion libre dans l'espace, il en résulte que l'électricité négative doit se concentrer à la surface interne de l'écorce terrestre.

5) Il est enfin un fait connu que la terre tourne autour de son axe, et transporte des masses d'électricité négative de l'Ouest à l'Est, en provoquant les courants électriques qui suivent l'équa-

teur et les parallèles et par suite induisent le champ magnétique de la terre etc.

Les masses énormes d'électricité négative concentrées à la surface interne de la litosphère, ne forment pas seulement le champ magnétique de la terre, mais provoquent aussi toute une série de phénomènes d'un autre genre.

L'écorce terrestre contient d'énormes masses de corps électriques sous forme de quartz, de mica, et autres minéraux. Mais ces corps solides ne sont pas des isolants absolus, étant donné que l'électricité négative „suinte" très lentement de la face interne à la face externe de la lithosphère. C'est à cette circonstance que la surface de la terre doit sa charge électrique (négative). En dépit de la déperdition constante d'électricité pendant les tempêtes (chaque coup de foudre absorbe de 1 à 100 coulombs) la terre conserve constamment sa charge électricité. Le courant d'électrons négatifs, passant par la lithosphére, la sature d'électricité. Pour cette raison, l'air sortant de la profondeur de la terre (de puits récents, caves, etc.) est ionisé. Aussi, les sources jaillissant des grandes profondeurs et les roches magmatiques et sédimentaires montrent elles des propriété radioactives. Seuls les minéraux qui sont de parfaits diélectriques comme le quartz pur, le beryle ou le rutile ne présentent pas de radioactivité. La détermination de la quantité de radium (pour mieux dire du degré de radioactivité) dans les roches devient de ce fait compréhensible. Comparons maintenant les argiles d'après leur teneur en „radium". Si nous désignons la quantité de „radium" (de radioactivité) dans les argiles fluviales par 1, nous aurons 2—3 dans l'argile à Globigérines, 9 dans l'argile rouge profonde, 10 dans l'argile à Radiolaires. Pour quelle raison le „radium" manifeste-t-il cette prédilection pour l'argile rouge et à Radiolaires? Cette particularité deviendra subitement claire, si nous considérerons que les argiles fluviales se trouvent plus éloignées de 20 km de l'intérieur de la litosphère que l'argile à Radiolaires, c'est à dire plus loin de la source de l'électricité négative. Il est possible que les éléments radioactifs eux mêmes se forment à la surface interne de la lithosphère, où régne une énorme pression d'électrons négatifs. Il est de ce fait admissible que dans ces conditions tout à fait spéciales des électrons négatifs puissent se joindre à cer-

tains atomes matériels. Lorsqu'un tel atome sera transporté aux niveaux supérieurs de la lithosphère, où règne une pression moindre, la structure de cet atome se montrera instable, et il commencera à se décomposer en émettant des électrons négatifs, c'est à dire des rayons cathodiques. De toute façon les concentrations énormes d'électricité négative du coté interne de la lithosphère doivent jouer un rôle éminent dans la question de la radioactivité de la terre.

Le potassium possède, il est vrai, une radioactivité mille fois plus faible que celle de l'uranium, mais par contre la quantité de potassium dans les roches est très importante. Calculons la radioactivité, que cet élément serait à même de faire naître dans les roches. Un gramme d'uranium est équivalent au point de vue radioactif à $3{,}4.10^{-7}$ de radium. 1 gramme de potassium sera équivalent de $\frac{3{,}4 \cdot 10^{-7}}{1000} = 3{,}4 \cdot 10^{-10}$ de radium. Comme un gramme de roches contient d'après Vogt et Clark en moyenne $\frac{2{,}5}{100}$ de potassium, il en résulte que la radioactivité de 1 gramme de roches sera égale à radioactivité $\frac{3{,}4.10^{-10} \cdot 2{,}5}{100}$ c'est à dire $8{,}5.10^{-12}$ g. de radium. En réalité cependant la radioactivité de 1 g. de roches correspond à une teneur en radium de 5.10^{-12}. D'où ressort que la radioactivité de potassium contenu dans les roches devrait provoquer une radioactivité des roches deux fois plus grande, que celle qu'on observe immédiatement. Il est évident que la radioactivité du potassium est évalué trop haut. En outre en comparant la radioactivité des roches diverses, comme par exemple de granite et d'argile à Radiolaires nous trouvons que cette propriété des roches est independante de la quantité du potassium contenu dans elles. Tout cela montre comme irrésolues sont les bases pour conclure sur la quantité d'un tel ou d'un autre élément, en s'appuyant sur le principe de sa radioactivité.

Franciszek Bieda.

Uwagi o nomenklaturze i systematyce niektórych gatunków nummulin.

Znaną jest rzeczą, że każdy, ktokolwiek zajmuje się nummulinami, napotyka na rozmaitego rodzaju trudności, wynikające z niedostatecznego opisania przez autorów okazów typowych, które zresztą niejednokrotnie już zaginęły, oraz z niemożności przeglądnięcia tych okazów oryginalnych, które znajdują się rozprószone po wielu muzeach i zbiorach.

Odnoszę więc wrażenie, że znajdując się w tem szczęśliwem położeniu, iż mogłem przeglądnąć niektóre okazy typowe, będę się mógł pokusić o wyjaśnienie niektórych kwestyj, opierając się jużto na nowych danych, jużto zwracając uwagę na rzeczy dotychczas zapoznane.

Dzięki uprzejmości p. prof. Douvillégo mogłem przeglądnąć jego zbiory nummulin znajdujące się w Ecole des Mines w Paryżu, oraz podać opis niektórych okazów, zaś p. prof. Boule był łaskaw pozwolić mi na przeglądnięcie okazów d'Archiaca w Muséum d'Histoire Naturelle. Niech mi przeto wolno będzie wyżej wymienionym panom, jak również p. prof. Jacobowi, który przez udzielenie mi miejsca w swojej pracowni z bogatą bibljoteką umożliwił mi opracowanie niżej podanych rezultatów, złożyć jak najszczersze podziękowanie.

Sprawa *Nummulina*[1]) *globulus* Leym.

Kwestja co należy rozumieć pod nazwą *Num. globulus* Leym. nie jest bynajmniej jasną i dlatego musimy zatrzymać się nad nią.

[1]) Odnośnie do nomenklatury nummulin zdaje się nie ulegać wątpliwości, iż wobec szczegółowego wyświetlenia sprawy przez Rozlozsnika [24], należy używać nazwy rodzajowej *Nummulina* d'Orb. a nie *Nummulites* Lamk. Również używanie osobnych nazw dla form megasferycznych i mikrosferycznych powinno być odrzucone.

N. globulus była opisana przez Leymeriego [20] w roku 1846 w tych słowach: „Cette Nummulite semble passer à la précédente“ (t. j. *Nummulina atacica* Leym.) „Cependant, dans l'état ordinaire des choses, elle s'en distingue par son diamètre, qui est beaucoup plus petit, par sa plus grande épaisseur, et par ses bords un peu arrondis. Elle ressemble beaucoup à un bouton de gilet *(globulus)*[1]). Ses tours enveloppants sont aussi bien moins nombreux et plus distants que ceux du N. Atacicus. Diamètre, 3 à 4 millim.; épaisseur, 2 à 3. Gisement: Elle est très commune dans l'Aude, où elle est souvent accompagnée du *N. Atacicus*“.

Tak opis jak i ryciny są niejasne. Leymerie podaje, iż średnica okazów wynosi 3—4 mm przy grubości 2—3 mm. Rysunek ma 5 mm (rys. 14 b. nawet więcej), na przekroju równikowym widać 5 skrętów. Środek jest tak niewyraźny, iż nie można bynajmniej mieć pewności, że jest to forma mikrosferyczna, Zupełnie niejasnem jest powiedzenie, że skręty są bardziej odległe niż u *Num. atacica* Leym. Wymiary, i powiedzenie Leymeriego, iż forma ta towarzyszy *N. atacica*, nasuwały zapewne niejednemu badaczowi myśl, czy nie jest to forma megasferyczna *N. atacica.*

De la Harpe [17] str. 21, podaje dwukrotnie, że *N. globulus* Leym. odpowiada jego zdaniem *Nummulina Guettardi* d'Arch., zaś na str. 28 mówi, że ryciny *N. globulus* podane przez Leymeriego [20] należy raczej odnieść do *Nummulina striata.*

Doncieux [8] w r. 1905 zalicza nawet ze znakiem zapytania *N. globulus* Leym. do synonimiki *N. Guettardi* d'Arch. czyli formy megasferycznej *N. atacica* Leym.

Wątpliwości nasze bynajmniej się nie rozjaśniają, gdy popatrzymy się na ryciny (opisu bowiem właściwie niema) *N. globulus*, podane znacznie później, gdyż w r. 1881 przez Leymeriego [21] na tabl. Z^5 fig. 7. Według rycin 7 a i b wymiary wynoszą w mm $^6/_3$, zaś rycina 7 c przedstawiać musi okaz powiększony, z partją przekroju równikowego odsłoniętą do samego środka skorupki. Łatwo się o tem przekonać, gdy uważając skorupkę za koło, poszukamy środka tegoż koła. Otóż na tym wycinku koła jakim jest owa partja przekroju równikowego, widać

[1]) Leymerie [20] uwaga: „Depuis que j'ai donné ce nom à cette espèce, j'ai appris qu'aux environs de Nice, où elle existe abondamment en compagnie du *N. Atacicus*, les paysans l'appelaient: *Bouton de guêtre*“.

6 skrętów, a w samym środku jest kawałek małej czarnej plamki. W razie, gdyby ten kawałek miał reprezentować komory jakiegoś skrętu, to wówczas środek skorupki nie znajdowałby się na właściwem miejscu. Środek więc przekroju równikowego przemawia raczej za tem, że jest to forma megasferyczna.

Definicja zatem nowoutworzonego gatunku przez Leymeriego jasną nie jest.

D'Archiac [3] wciąga *N. globulus* Leym. do synonimiki *Nummulina Ramondi* Defr. Wiadomo nam, dzięki wyjaśnieniom de la Harpea [16], że d'Archiac pojmował bardzo szeroko *N. Ramondi* Defr., gdyż w synonimice tego gatunku, znajdujemy oprócz *N. globulus* Leym., także *Nummulina rotularia* Desh., *Nummulina mamilla* Fichtel et Moll i t. d. Należy tu przytoczyć odpowiedni ustęp z d'Archiaca [3] tłumaczący nam tę kwestję: „Nous avons dû pour établir la synonimie de cette espèce, importante par sa grande extension géographique, constater, sur les échantillons de la collection de Defrance, les caractères qui lui avaient servi à la distinguer, et nous avons pu nous assurer ainsi que les *N. rotularius* Desh. et *globulus* Leym. n'etaient que des doubles emplois".

Widzimy zatem, iż d'Archiac twierdzi, że charakterystyka *N. Ramondi* Defr., którą on podaje, zgodna jest z okazami Defrancea, i podaje on dalej, że gatunek ten występuje w Mont Perdu razem z *Assilina Leymeriei* d'Arch., nie wiemy tylko, jak to podnosi de la Harpe [16], czy forma opisana przez Defrancea, jest ta sama, którą podaje d'Archiac [3] na tablicy VII, fig. 13a—d. Ta sprawa jest jednak według de la Harpea drugorzędną i autor ten, przy ustalaniu swojej synonimiki *N. Ramondi* Defr., przyjmuje jedynie opis Defrancea i z d'Archiaca tylko część, a mianowicie z rycin: na tabl. VII, fig. 13 i 14.

To jest ostatni pogląd (de la Harpe opracował pierwej wstęp do monografji nummulin szwajcarskich, niż monografję nummulin egipskich) tego autora na tę sprawę, gdyż poprzednio ([17] str. 21 uwaga i str. 61) uważa on *N. Ramondi* za *Nummulina biarritzensis* młoda.

W zbiorach Muséum d'Hist. Nat. znajdują się okazy *Num. Ramondi* Defr. Pod etykietą: „N. Ramondi Defr. var. a Inkermann (Crimée)" znajdujemy 6 okazów całych o średnicy 3·7 do 7 mm, są one silnie wypukłe, grzbiet mają zaokrąglony. Mamy tutaj również dwa przekroje równikowe jednego okazu $7^1/_2$ mm średnicy, oraz jeden przekrój uszkodzony o wymiarach 4·5 mm.

Pomijam kwestję co nam przedstawiać mogą owe okazy całe, oraz ów mniejszy przekrój, na którym zresztą nic nie widać, zajmię się tutaj tylko opisem przekroju równikowego o $7^1/_2$ mm średnicy. Środek jest niezbyt dobrze widoczny, wydaje się jednak, że liczba skrętów nie będzie większa niż 8. Ściana skrętów jest bardzo gruba, miejscami grubsza niż wysokość komór, ku grzbietowi staje się cieńszą, tak iż grubość jej wynosi $^1/_2$ do $^1/_3$ wysokości komór. Przegrody są słabo nachylone, w części bazalnej proste, zginają się w części górnej, kąt tylny — górny słabo zaznaczony. W środku, komory — o ile można dojrzeć — mają wysokość równą szerokości, to jest są izometryczne, w ostatnich 3 skrętach są bardziej szerokie niż wysokie.

Jak więc widzimy, tak liczba skrętów jak i wygląd tychże bynajmniej nie odpowiadają *N. Ramondi* Defr. tak w opisie d'Archiaca [3] jak i de la Harpea [16]. Trzeba tu zaznaczyć, iż d'Archiac wymienia jako występujące na Krymie jedynie typ *N. Ramondi* i var. *b.*, niewiadomo więc, skąd się wzięła var. *a*, którą powyżej przedstawiłem. Z drugiej strony, ten okaz, tak co do miejsca pochodzenia, jak i wyglądu skrętów, dobrze odpowiada *N. rotularia*, tak jak ją przedstawił ostatnio Rozlozsnik [25].

Musieliśmy zatrzymać się dłużej nad sprawą *N. Ramondi* ze względu, iż będzie nam to potrzebnem w dalszych wywodach.

W r. 1906 prof. Douvillé [11] przywraca nazwę *N. globulus* Leym., a odrzuca *N. Ramondi* Defr. Prawdopodobnie, interpretacja Douvillégo spowodowaną została zamieszaniem wprowadzonem przez d'Archiaca w r. 1853, a mianowicie d'Archiac w opisie *N. Guettardi* nov. sp., podaje w synonimice: „N. Ramondi var. minor, d'Archiac Hist. des progrès de la Géologie, vol. III. 1850", powinno zaś być mojem zdaniem: „*N. Ramondi*, var. *minor* d'Archiac... pars" [1]), a to z tego powodu, że gdy w r. 1850 d'Archiac wymienia jako miejscowości, w których występuje *N. Ramondi* var. *minor:* Mont Perdu, Gap, Mattsee i Egipt, to w r. 1853 wymienia z tychże miejscowości względnie krajów jedynie Egipt, natomiast cytuje ten autor *N. Ramondi* z Mont Perdu, z Mattsee podaje var. *b*, czyli że d'Archiac podzielił w r. 1853, *N. Ramondi* var. *minor* z r. 1850, między *N. Ramondi* a *N. Guettardi.* Chociaż nawet odrzucimy

[1]) Tak podaje zresztą sam Douvillé w r. 1919 w synonimice *N. Guettardi.*

var. *b* z Mattsee z tego powodu, że de la Harpe nie zalicza jej do *N. Ramondi*, to i tak pozostaje typ z Mont Perdu.

Również wydaje mi się niezrozumiałem, iż d'Archiac mógłby nie odróżniać formy mikrosferycznej, jaką jest *N. Ramondi*, od formy megasferycznej jaką jest *Ass. Leymeriei*, skoro wyraźnie podaje, iż *N. Ramondi* występuje w masywie Mont Perdu razem z *Ass. Leymeriei*. Niestety nie mogłem widzieć okazów oryginalnych Defrancea, jednak nasuwa się przypuszczenie, iż Douvillé miał w rękach kawałek skały z samemi assilinami, gdy natomiast d'Archiac miał na innym kawałku *N. Ramondi* z *Ass. Leymeriei*. Jeżeli chodzi o opis Defrancea [6], to on nam prawie nic nie daje, w każdym razie jest znamiennem, że autor ten powiada, iż *Nummulites ? Ramondi* jest bardzo podobny do rodzaju *Lenticulina* Lamk.

Boussac [5] w r. 1911 przyjmując interpretację Douvillégo używa nazwy *N. globulus*. Dziwnem jest atoli, jak mógł Boussac, którego opis *N. globulus* odpowiada *N. Ramondi*, t. j. typowi podanemu przez d'Archiaca jak i de la Harpea, wciągnąć do swojej synonimiki *N. globulus* wszystkie ryciny *N. Ramondi* z d'Archiaca.

Odmienne jest też ujęcie stosunku *N. globulus* do *N. atacica* u Boussaca niż *N. Ramondi* do *N. biarritzensis* u de la Harpea. Ten ostatni autor [16] pisze: „*N. Ramondi* nur wenig von *N. Biarritzensis* differirt und ganz wohl als Varietät dieser vielgestaltigen Art betrachtet werden könnte". Boussac zaś, uważa *N. globulus* za formę macierzystą *N. atacica*. De la Harpe mówi jedynie o odmianie, Boussac o odmianie minor. Następnie, gdy de la Harpe mówi, że *Nummulina vasca* i *Nummulina Ramondiformis* z górnego eocenu mało się różnią od grubych okazów *N. Ramondi*, to Boussac powiada, iż *N. globulus* w górnym eocenie daje początek *Nummulina incrassata*, a który to gatunek Rozlozsnik [25] str. 112 identyfikuje z *N. Ramondiformis*. Boussac zatem idzie dalej niż de la Harpe i gdy ten ostatni mówi tylko o podobieństwach względnie o odmianach, to Boussac układa łańcuchy rozwojowe.

Przechodzimy z kolei do rzeczy następnych.

W r. 1919 prof. Douvillé [12] w swojej szczegółowej monografji nummulin dolnego eocenu z Aquitanji zajmuje się dosyć obszernie sprawą *N. globulus* i podaje kilka fotografij, niestety tylko powierzchni. Autor ten twierdzi, iż przekonał się, że *N. glo-*

bulus opisana przez Leymeriego z Corbières i Montagne Noire jest formą mikrosferyczną, i że wbrew twierdzeniu Leymeriego, skręty są bardzo ścieśnione (8 skrętów na 4 mm. średnicy). Bardzo tutaj daje się odczuwać brak przekroju równikowego, z opisu podanego przez Douvillégo nie można wywnioskować, jakie są komory, podaje tylko, że przegrody w ostatnim skręcie są dosyć oddalone i silnie zgięte. W dalszym ciągu Douvillé zaznacza, że z wyglądu powierzchni *N. globulus* łatwo pomieszać z *Nummulina subatacica* t. j. nowo określoną formą megasferyczną *N. atacica* i że tylko na podstawie przekroju równikowego można te dwie formy rozróżnić. W końcu przytoczyć trzeba, że na str. 53 autor ten powiada, iż grupa *N. globulus* wykazuje formy mniejsze od grupy *N. atacica* i że ta pierwsza grupa będzie reprezentować typ bardziej prymitywny. Za formę megasferyczną uważa Douvillé *N. Guettardi*, zaś w r. 1924 *N. mamilla*, tworząc wówczas nowe pary t. j. *N. Guettardi — rotularia* i *N. mamilla — globulus.*

Pierwsze dopiero przekroje równikowe *N. globulus* od czasu Leymeriego podał w r. 1926 Doncieux [9] i odrazu uderza nas zasadnicza różnica między opisem i rycinami podanemi przez tego autora, a rycinami Leymeriego oraz opisem Boussaca. Różnice te są tak duże, np. Doncieux podaje że komory są wybitnie wysokie, ściana skrętów cienka i t. d., że nie ulega wątpliwości, iż ma się tu do czynienia z różnemi formami.

W ostatniej pracy Rozlozsnika [25] znajdujemy na tabl. II. fig. 31, przekrój równikowy, który Rozlozsnik oznacza jako *Nummulina* cf. *subplanulata* Hant. et Mad., a który to przekrój okazu mającego 7 mm średnicy, został zrobiony z okazu nadesłanego temuż autorowi przez Douvillégo jako odmiana płaska *N. globulus* z Peyroliès. Porównanie tego przekroju z przekrojami *N. globulus*, podanemi przez Doncieux, udowadnia, że mamy tu jeden i ten sam typ. Rozlozsnik pisze, iż okaz nadesłany przez Douvillégo nie może być zaliczony do *N. globulus* i łączy go z *N. subplanulata* Hant. et Mad. Podany przekrój tej ostatniej formy z okazu węgierskiego ma przegrody nieco więcej proste, ale pozatem większych różnic niema.

W końcowym etapie naszych rozważań uwzględnić musimy jeszcze Rozlozsnika [25], który to autor próbuje na nowo

niejako, a na podstawie materjałów de la Harpea określić subpirenejski typ *N. globulus*, przyczem autor ten zwraca uwagę na przekrój równikowy. Znajduje więc Rozlozsnik w materjale z wiercenia w Cussac trzy warjanty, z których warjant α uważa za typ. Z tego krótkiego opisu tychże warjantów, który podaje Rozlozsnik nie można mieć należytego wyobrażenia jak wyglądają w rzeczywistości przekroje równikowe, w każdym razie są tu dosyć różne rzeczy.

W ujęciu *N. globulus* przez Rozlozsnika widzimy także niejasności, i tak, co się tyczy wielkości tej formy, to na str. 112 podaje ten autor, iż *N. globulus* dochodzi do 6 mm średnicy, na str. 101 wymiary form z Cussac są podane: 3—5 mm, zaś na następnej stronie w tabeli 3—4 mm. Również nie wiadomo gdzie ma być zaliczonym warjant γ *N. globulus*, z tego co czytamy na str. 102 należy wnioskować, iż autor ten zalicza warjant γ do *N. rotularia* var. *Marianii*, tak samo na str. 106 wymienia Rozlozsnik tę odmianę z wiercenia w Cussac.

Jeżeli teraz jeszcze raz zestawimy wyniki naszych rozważań, to widzimy, że w obecnym stanie rzeczy pod nazwą *N. globulus* były opisywane dosyć różne formy.

Dzięki uprzejmości p. prof. Douvillégo, który pozwolił mi na przeglądnięcie jego zbiorów znajdujących się w Ecole des Mines mogę podać opis kilku okazów *N. globulus*.

Pod etykietą: „N. globulus Leym. St. Polycarpe (Peyroliès près Limoux)“ widzimy 8 okazów całych, $\frac{5—6{\cdot}8 \text{ mm}}{2{\cdot}5 \text{ mm}}$, z dużej białej plamy na środku skorupki wychodzą delikatne, gęste, rozgałęziające się przedłużenia przegrodowe. Niektóre okazy mają brzeg zupełnie płaski, ostro odcinający się od reszty skorupki, grzbiet ostry. Dwa przekroje równikowe sztuczne [1]), jeden 5 mm średnicy, 7 skrętów, zupełnie podobny do podanego przez Rozlozsnika [25] na tabl. II. fig. 31 (*N.* cf. *subplanulata* Hant. et Mad. z Peyroliès) nawet taka sama nieregularność skrętów. Drugi przekrój około 4·2 mm, 6 skrętów, ściana nieco grubsza, skręty regularniejsze, przegrody stoją prawie pionowo i ten okaz jest podobny do *N. subplanulata* Hant. et Mad. u Rozlozsnika tabl. II. fig. 30.

---

[1]) Odróżniam przekroje sztuczne, które otrzymuje się przez szlifowanie, od przekrojów naturalnych, t. j. uzyskanych przez rozłupanie skorupki.

Liczba przegród u tych okazów przedstawia się następująco:

Okazy:	5·0 mm,	4·2 mm	
Przegród:	6	5—6	w ¼ 3-go skrętu
„	7	6—7	„ „ 4-go „
„	8—9	9—10	„ „ 5-go „
„	9	10	„ „ 6-go „
„	10	—	„ „ 7-go „

Inny typ nazwijmy go narazie „drugi“, przedstawiają nam okazy następne.

Pod etykietą: „N. globulus Leym. Bos d'Arros, Coll. Etalon (Nr. 18)“ mamy 4 okazy całe, 5—7 mm średnicy, oraz dwa przekroje równikowe naturalne. Jeden przekrój 6·6 mm średnicy, 10 skrętów, drugi 5·8 mm średnicy, 8 skrętów.

Okazy:	6·6 mm,	5·8 mm	
Przegród:	4	4—5	w ¼ 3-go skrętu
„	4—5	5—6	„ „ 4-go „
„	6	6	„ „ 5-go „
„	6—7	8	„ „ 6-go „
„	8	9	„ „ 7-go „
„	10	—	„ „ 8-go „

Skręty są dosyć nieregularne, ściany dosyć grube, przegrody nachylone i zgięte, kąt tylny — górny silnie się uwydatniający, podstawa przegród zgrubiała. Okaz większy ma w ostatnich skrętach komory izometryczne, w skrętach zaś środkowych tak samo jak na okazie mniejszym, komory są nieco bardziej wysokie niż szerokie. Mniejsze okazy mają na powierzchni środkową brodawkę, z której wychodzą delikatne, dosyć gęste, rozgałęziające się przedłużenia. Na większych okazach brodawki niema, przedłużenia przegrodowe układają się wirowato.

Z tej samej miejscowości t. j. Bos d'Arros, Couches à Assilines[1]) oznaczone również jako *N. globulus* (Nr. 54) mamy przekroje równikowe naturalne 6·5 mm średnicy, 9 skrętów.

Przegród:	4	w ¼	2-go skrętu
„	4—5	„ „	3-go „
„	7	„ „	5-go „

[1]) Odpowiada to zapewne okazom oznaczonym jako *N. Ramondi* w zbiorach de la Harpea, Nr 4967, v. Rozlozsnik (25, str. 105).

Przegród: 7—8 w $^1/_4$ 6-go skrętu
„ 9 „ „ 7-go „
„ 9 „ „ 8-go „

Ściana dosyć gruba, przegrody nachylone, zgrubiałe u podstawy, kąt tylny—górny dosyć zaznaczony, komory sierpowate, tychże równa lub wysokość nieco większa niż szerokość.

Pod etykietą: „N. globulus — Guettardi Leym. Parc bordelais 473—489, d. p. Linder“ znajduje się oprócz całych okazów, jeden uszkodzony przekrój równikowy. Jest to właściwie połowa przekroju, przyczem dwa ostatnie skręty są tak nisko odłamane, że ściany stykają się ze sobą, wobec tego pomiar średnicy 3·8 mm musi być uzupełniony conajmniej do 4·5 mm. Widzimy tutaj 7 skrętów i środek. Przekrój ten charakteryzuje się grubemi ścianami, $^1/_2$—$^1/_3$ wysokości komór, przegrody są też grube, krótkie, nachylone. W połowie 3-go skrętu jest 9—10 przegród.

Uwzględniając ogólny wygląd skrętów, oraz wielkość skorupki, przekroje drugiej grupy odpowiadają najlepiej *N. Ramondi* tak jak ją scharakteryzował de la Harpe.

Reasumując zatem to co nam mówią okazy z Ecole des Mines, widzimy iż pod nazwą *N. globulus* Leym. znajdujemy dwie różne formy, a których — co trzeba podnieść — powierzchnia jest podobna. Mamy tu więc, z jednej strony *N. Ramondi*, a z drugiej strony okazy, które prowizorycznie nazwijmy *N. subplanulata* Hant. et Mad.

Zamieszanie to powstało przedewszystkiem dzięki niedokładnemu opisowi i niewyraźnym rycinom u Leymeriego.

Po tych wyjaśnieniach wypada zastanowić się jeszcze nad sprawą nazw tych wyróżnionych przez nas grup.

Zacznijmy od owej prowizorycznej grupy *N. subplanulata* Hant. et Mad. Do tej grupy będą należeć okazy:

N. globulus, Douvillé [12] pars.
„ „ Doncieux [9] 1926.
„ *cf. subplanulata* Hant. et Mad. z Peyroliès, Rozlozsnik [25].

Ze zbiorów w Ecole des Mines należałyby tu okazy z St. Polycarpe.

Okazy francuskie *N. subplanulata* Hant. et Mad. przedstawiałyby więc typ bardziej nieregularny, gdy natomiast węgierskie

bardziej regularny[1]) w czem możemy widzieć różnice lokalne względnie rasowe. W każdym razie widzieliśmy w materjale z St. Polycarpe okaz dosyć regularny, a musi nas także uderzać fakt, podany przez Doncieux [9], że niektóre płaskie formy *N. globulus* stanowią przejście do *N. exilis*, formy, jak wiemy, odznaczającej się bardzo wysokiemi komorami i regularnemi skrętami.

Drugą grupę, którą nazywam *N. Ramondi*, będą reprezentowały opisy Boussaca [5] i Douvillégo [12]. Z rycin podanych przez tego ostatniego autora będzie tu pewnie należał okaz przedstawiony na tabl. I. fig. 13. Ze zbiorów w Ecole des Mines zaliczymy tutaj okazy z Bos d'Arros i z wiercenia Parc bordelais 473—489 m.

Czy zatem możemy używać nazwy *N. globulus* Leym. i do której z grup powyżej przedstawionych moglibyśmy ją zastosować?

Jeżeli chodzi o pierwszą grupę, którą prowizorycznie oznaczyłem jako grupę *N. subplanulata* Hant. et Mad., to w najlepszym wypadku, możnaby nazywać *N. globulus* okazy typu francuskiego, a pozostawić nazwę *N. subplanulata* H. et M. dla okazów typu węgierskiego. Rozwiązanie takie nie byłoby jednak zgodne z zasadami słuszności, gdyż jeżeli już pominiemy kwestję wątpliwości, czy opis *N. globulus* podany przez Leymeriego nie odnosi się do formy megasferycznej i sprawę sprzeczności w tym opisie, to już same wymiary, które podaje Leymerie, są zupełnie inne od tych, które podaje Doncieux. W każdym więc razie, gdybyśmy chcieli zachować tę nazwę, to byłaby to *Nummulina globulus* Doncieux non Leymerie.

Nie możemy tem bardziej nazwać *N. globulus* okazów grupy drugiej, gdyż nazwa *N. Ramondi* jest starszą, a udowodniłem, iż jest słuszną. Dlatego też, trudno mi się zgodzić na twierdzenie Rozlozsnika ([25] str. 105), że starszą jest nazwa *N. rotularia* i zdaniem mojem, należy pozostawić nazwę *N. Ramondi*, tak dla okazów grupy drugiej dawnej *N. globulus*, jak i dla tych okazów ze zbiorów de la Harpea, które oznaczone były przez tegoż autora jako *N. Ramondi*, a które Rozlozsnik nazwał *N. rotularia*.

[1]) Zaznaczyć także trzeba, że *N. globulus* var. *dorogensis* Rozlozsnik [25] występująca w Yprêsien zagłębia węglowego w Esztergom razem z *N. subplanulata* Hant. et Mad. nasuwa nam przypuszczenie, czy nie mamy tu do czynienia z jakąś karłowatą formą tego ostatniego gatunku.

Sprawą *N. rotularia* zajmię się zresztą później, a obecnie należy mi wspomnieć, iż Douvillé [14] w r. 1924 opierając się na występowaniu względnie braku środkowej brodawki u *N. Guettardi* t. j. według tego autora formy megasferycznej *N. globulus*, proponuje nazwać okazy z brodawką: *N. mamilla* Ficht. et Moll., a pozostawić nazwę *N. Guettardi* dla okazów pozbawionych brodawki. Tego rodzaju odróżnienie zdaje się nie będzie mogło być zastosowane do form mikrosferycznych, gdyż brodawkę środkową widziałem u okazów zaliczonych do *N. Ramondi*. Być może atoli, że brodawka środkowa znajduje się jedynie u mniejszych okazów *N. Ramondi*. Z drugiej strony para *N. mamilla — globulus* przedstawia dla nas zainteresowanie, o tyle, że *N. mamilla* u Prever a [22], który to autor podaje nam ją jako formę mikrosferyczną, dosyć dobrze odpowiada naszej grupie *N. subplanulata* H. et M. W tym więc wypadku moglibyśmy użyć nazwy *N. mamilla* jako starszej, ale jak słusznie podnosi to Rozlozsnik [25], nie wiemy, co należy rozumieć pod nazwą *N. mamilla*.

W dotychczasowych naszych rozważaniach nie zatrzymywałem się nad formami megasferycznemi, ażeby sprawę uczynić prostszą, obecnie uzupełniam to w kilku słowach.

Za formy megasferyczne grupy *N. subplanulata* H. et M., możemy uznać okazy *N. Guettardi* podane przez Doncieux. Za formy megasferyczne grupy drugiej należy przyjąć przekroje podane jako *N. Guettardi* przez Douvillégo tak w tekście jak i na tablicy.

Sprawa *Nummulina Lucasi* Defr. i *Nummulina granifera* Douv.

Na pytanie, co należy rozumieć pod nazwą *Num. Lucasi*, wydawałoby się, że możnaby odpowiedzieć w krótkich słowach: Do czasu ukazania się dzieła Boussaca o nummuliticum alpejskiem, pod nazwą *N. Lucasi* Defr. była opisywana i rozumiana forma blisko stojąca, względnie w czasach późniejszych forma megasferyczna *Nummulina perforata*, Boussac zaś pod tą nazwą opisuje formy zupełnie inne, bardziej prymitywne i wcześniej występujące niż *N. perforata*.

Ze względu jednak, że użycie nazwy *N. Lucasi* Defr. in d'Arch. przez Boussaca nie wydaje się mi słusznem, oraz ze względu, iż w ostatnich 15 latach opisywano pod nazwą *N. Lu-*

casi dosyć różne formy, wypada nam zastanowić się dłużej nad tym przedmiotem.

Nazwę *N. Lucasi* nadał Defrance okazom w swojej kollekcji, których obecnie niema, zatem dla Boussaca i Douvillégo topotypem tego gatunku jest *Nummulina lenticularis* Montfort non Boubée, opisana przez Rouaulta [23] z Bos d'Arros, a którą to formę d'Archiac wciągnął do synonimiki swojej *N. Lucasi.*

Czy d'Archiac miał rację tak postąpić, to inna sprawa; zdaje się, iż d'Archiac pojmował bardzo szeroko *N. Lucasi*, tak jak to czynił z gatunkiem *N. Ramondi*, niemniej jednak dla okazów z Bos d'Arros nie należy się nazwa d'Archiaca t. j. *N. Lucasi* Defr., w każdym razie nie dla tych, których przekrój równikowy podaje Boussac.

Dla udowodnienia powyższego twierdzenia przytaczam wyjątek z d'Archiaca [3] zamieszczony na str. 129, w opisie *N. Ramondi:* Très-voisine par sa forme et ses dimensions de la *Nummulite* que Defrance avait désignée dans sa collection sous le nom de *N. Lucasana*, elle en diffère par l'absence de granulations à sa surface, par la présence de plis droits, complets, rayonnants, ou de filets sinueux et irréguliers; les derniers tours au lieu d'être plus rapprochés, sont au contraire plus espacés; les cloisons sont plus hautes, plus regulières, plus symétriquement écartées, au lieu d'être plus inclinées, atténuées et presque supprimées par le rapprochement des derniers tours".

Z tego co przytoczyłem wynika jasno, że d'Archiac widział okazy Defrancea *N. Lucasi,* tak jak widział okazy *N. Ramondi* z tejże kollekcji. To, że d'Archiac [2] w r. 1850 w synonimice „*N. Lucasiana*" obok *N. lenticularis* Rouaulta podaje kollekcję Defrancea niczego nie dowodzi, Douvillé [12] sam podnosi, że spis miejscowości zamieszczony przytem, mówi nam, że d'Archiac pod jedną nazwę podciąga różne formy. Natomiast, opis typu Defrancea jest mimo swojej szczupłości wystarczającym dla udowodnienia, iż typ Defrancea a typ Boussaca jest inny.

Mam na myśli przekroj równikowy, gdyż cóż nam właściwie mówi wygląd powierzchni podany przez Rouaulta, a jeżeli zresztą powierzchnia okazu Rouaulta odpowiada powierzchni, którą mają okazy o przekroju równikowym podanym przez Boussaca, to w takim razie trzeba użyć nazwy tej, której użył Rouault, a nie nazwy Defrancea.

D'Archiac pod nazwą *N. Lucasi* opisuje formy odpowiadające formom megasferycznym *N. perforata*; to jest rzecz pewna dla każdego, kto czyta opis *N. Lucasi* u d'Archiaca. Wystarczy tylko wskazać na grubość ścian, na kształt komór, które są bardziej szerokie, niż wysokie. Miałem sposobność przekonać się o tem, przeglądając okazy d'Archiaca w Mus. d'Hist. Nat.

Zrozumiałem jest przeto, dlaczego wszyscy późniejsi autorzy po d'Archiacu, a do czasu ukazania się dzieła Boussaca, mówią o *N. Lucasi* jako o formie A *N. perforata.*

Dlatego musimy wyciągnąć wniosek następujący: Typ z Bos d'Arros nie może nosić nazwy *N. Lucasi* Defr. in d'Arch. jak chce Boussac i jeżeli nie możemy przyjąć nazwy *N. lenticularis* Montf. non Boubée, którą podał Rouault, ze względu na wyjaśnienia d'Archiaca, a pragniemy pozostać jednak przy nazwie *N. Lucasi*, to będzie to *Nummulina Lucasi* Douv. non Defr. non d'Archiac, ponieważ Douvillé pierwszy wskazał w r. 1906 [10] iż typ tej formy pochodzi z Bos d'Arros.

Boussac uważa *N. Lucasi* za formę pierwotną, z której wzięły początek *Num. laevigata* oraz *Num. Partschi.* Przytaczam tutaj opis przekroju równikowego, który podaje Boussac dla formy mikrosferycznej: „La coupe équatoriale montre une spire assez regulière, avec une lame peu épaisse, des loges en moyenne un peu plus hautes que larges, mais assez variables; les cloisons sont droites, ou plutôt très peu courbées et d'épaisseur constante jusqu'au contact avec le tour suivant. Cette spire est fort semblable à celle de certains *N. laevigatus* de Brackleshам, à enroulement peu serré".

W r. 1919 prof. Douvillé [12] zajmuje się obszernie sprawą *N. Lucasi.* Autor ten wyprowadza *N. Lucasi* z *N. globulus* i pisze: „*N. Lucasi* paraît bien dériver de *N. globulus* par l'apparition progressive des granules dans la partie centrale autour du bouton primitif". Następnie Douvillé podaje, że ściana skrętów jest cienką, przegrody są skośne i dosyć oddalone. Okazy mikrosferyczne mają 5—6 mm średnicy, zaś okazy megasferyczne 3—4 mm. Na rycinach, które podaje Douvillé, widzimy — jeżeli chodzi o przekrój równikowy — że okaz mikrosferyczny jest ten sam, który podaje Boussac, a na dwu przekrojach form megasferycznych widzimy ściany raczej grube, komory o wysokości równej lub mniejszej od szerokości. Podnieść jeszcze należy, że

według tego autora *N. Lucasi* mogłaby przedstawiać redukcję *N. granifera* i że niektóre małe odmiany *N. granifera* jak np. z Château — Mauvezin mogłyby być uważane za duże okazy *N. Lucasi*, tylko że na przekroju równikowym tychże form z Château—Mauvezin ściana jest grubsza niż wysokość komór.

W r. 1924 Douvillé [14] podaje nam znowu ryciny *N. Lucasi* z Bos d'Arros, również formy megasferyczne. Odrazu uderza nas duża różnica w wyglądzie przekroju równikowego formy A z r. 1924 a takichże form z r. 1919. Różnica ta jest taka, iż nie możemy tu mówić o jednym i tym samym typie.

Autor ten pisze, iż oprócz figur oryginalnych (zapewne chodzi tu o *N. lenticularis* Rouaulta) uważa za typowe *N. Lucasi*, okazy podane przez Boussaca, a z okazów podanych przez siebie w r. 1919, fig. 24, 25, 32—35, tabl. I; w innem miejscu dodaje jeszcze inne figury 28—31 tejże tablicy, i z okazów podobnych do tych ostatnich figur został zrobiony przekrój z r. 1924. Należy więc wnioskować, iż Douvillé w tym roku nie wciąga do *N. Lucasi* przekrojów podanych w r. 1919, tabl. I, fig. 21 i 23.

Przechodzę z kolei do późniejszych opisów *N. Lucasi*. Jako taki należy tu wymienić najpierw opis *Nummulina burdigalensis* de la Harpe, przedstawiony w pośmiertnem wydaniu rękopisów de la Harpea przez Rozlozsnika [18]. Forma megasferyczna jest opisana osobno, de la Harpe nazwał ją *Num. garunnensis*. Jeżeli chodzi o opis przekroju równikowego formy B, to on niezupełnie odpowiada temu, który widzimy u Boussaca.

W ostatniej pracy Rozlozsnika ([25] str. 113) mamy *N. Lucasi* d'Archiac (= *N. burdigalensis* de la Harpe) oraz autor ten powiada, że *N. Lucasi* co do cech wewnętrznych jest podobny do *N. globulus* według Douvillégo, a według de la Harpea do *N. Ramondi*. Przekroje równikowe form megasferycznych które podaje Rozlozsnik, a które otrzymał od Douvillégo, odpowiadają przekrojowi podanemu ostatnio przez tego ostatniego autora, Rozlozsnik zaś uważa je za przejściowe do *Num. granifera* Douvillé.

Drugą z kolei sprawą, którą należy omówić, jest sprawa *N. granifera* Douvillé. Forma ta była opisana przez prof. Douvillégo [12], przyczem autor ten podaje tylko powierzchnię form większych oraz mniejszych, o których już była mowa, a mianowicie z Château—Mauvezin. Przekroju równikowego Douvillé

nie podaje, wspomina tylko iż okazy z Château—Mauvezin mają skręty mniej ścieśnione niż *N. Lucasi*. W innem miejscu — o czem także już wspomniałem — powiada iż ściana skrętów jest bardzo gruba.

W zbiorach Ecole des Mines mogłem obserwować kilkanaście przekrojów równikowych *N. granifera*, oznaczonych przez prof. Douvillégo, z których największy miał 9·5 mm średnicy.

Najpierw zajmiemy się okazami z Château—Mauvezin, z których jeden jest podany przez Douvillégo na tabl. I, fig. 39. Na przekroju równikowym nat. jednego okazu o 6 mm średnicy (po uzupełnieniu uszkodzeń) widać ścianę skrętów niezbyt grubą, komory mają wysokość równą szerokości, w ostatnim skręcie mniejszą od szerokości. Skrętów widać 9.

Przegrody:	3	w ¼	2-go	skrętu
„	3—4	„ „	3-go	„
„	4—5	„ „	4-go	„
„	5	„ „	5-go	„
„	5	„ „	6-go	„
„	7	„ „	7-go	„
„	7—8	„ „	8-go	„

Znajduje się tu również połowa okazu formy A, 4 mm średnicy, 6 skrętów:

Przegrody:	3	w ¼	1-go	skrętu
„	5	„ „	3-go	„
„	6	„ „	4-go	„
„	6—7	„ „	5-go	„

Na powierzchni tej formy megasferycznej widzimy w części grzbietowej, rzadkie, proste przedłużenia przegrodowe, które ku środkowi skorupki przechodzą w szereg brodawek. Bliżej grzbietu widać drobne brodawki między przedłużeniami. Na przekroju równikowym widać grube ściany skrętów, w środkowych skrętach komory izometryczne, w brzeżnych zaś wysokość jest mniejsza od szerokości.

Okazy z wiercenia Parc bordelais 428—446 m Coll. Benoista. Średnica okazów 6—7 mm, na powierzchni widać przedłużenia przegrodowe proste, lub zgięte, brodawki umieszczone na nich są zgrupowane w środku. Na jednym przekroju równikowym nat. (forma B) ściana skrętów dosyć gruba, przegrody nachylone, komory o wysokości mniej więcej równej szerokości:

Przegrody: 7 w $^1/_4$ 6-go skrętu
„ 9—10 „ „ 9-go „

Na drugim przekroju sztucznym widać w środku komory bardziej wysokie niż szerokie, ku grzbietowi są one izometryczne.

Okazy z St. Barthélemy, d. p. Abbé Boone. Okazy wypukło-soczewkowate 9—12 mm średnicy, brodawki już to w środku, już to na całej skorupce. Przekrój równikowy formy B — 9·5 mm średnicy — jest dosyć niewyraźny, ale z tego co można dojrzeć, to przegrody sa naogół proste, komory izometryczne.

Największy interes przedstawiają dla nas okazy z wiercenia Parc bordelais głęb. 402—412 m coll. Benoista. 8 okazów całych 5—8 mm średnicy, okaz jednak o 5 mm średnicy przedstawia się nieco odmiennie. Wymiary kilku w mm: $\frac{8}{3{\cdot}5}$, $\frac{7}{3}$, $\frac{6{\cdot}3}{2{\cdot}2}$. Brodawki rozrzucone nieregularnie na przedłużeniach przegrodowych; 13 przekrojów równikowych natur. od 5—8·5 mm średnicy, na 5—5·5 mm średnicy widać 8 skrętów, na 6—7 mm 9 skrętów, na 8 mm średnicy 11 skrętów.

Przegrody: 3—4 w $^1/_4$ 2-go skrętu
„ 4—5 „ „ 3-go „
„ 4—6 „ „ 4-go „
„ 4—6 „ „ 5-go „
„ 5—7 „ „ 6-go „
„ 7—8 „ „ 7-go „
„ 7—9 „ „ 8-go „
„ 9 „ „ 9-go „

W skrętach czwartych i piątych lub piątych i szóstych, liczba przegród jest ta sama. Skręty są dosyć nieregularne, grubość ścian skrętów od 1—$^1/_2$ wysokości komór. Przegrody prostopadłe lub lekko nachylone, kąt tylny—górny prawie prosty, komory naogół izometryczne. W ostatnich skrętach często nagłe zniżenie się komór, przegrody są załamane.

Jest dla mnie pewnem, że przekroje równikowe *Num. granifera*, których opis podałem powyżej, a szczególnie te, które pochodzą z wiercenia Parc bordelais, głębokość 402—412 m, są podobne do przekrojów równikowych *Nummulina taurica* z Krymu, które podaje Rozłozsnik [25] tabl. II, fig. 13 i 21 i tabl. VII, fig. 4. Możnaby zatem nadać nazwę *Num. taurica* de la Harpe,

tym okazom *N. granifera* z Ecole des Mines, które cytowałem poprzednio, lecz w takim razie musimy się zapytać, jak wygląda prawdziwa *Nummulina granifera.*

Sprawa ta nie przedstawia większych trudności do rozwiązania, ponieważ prof. Douvillé podaje wyraźnie ([12] tabl. II, fig. 8) formę typową *Num. granifera.* Ten okaz typowy pochodzi z Gan (warstwy dolne), Douvillé podaje jedynie jego powierzchnię. Figura 7 na tej samej tablicy przedstawia nam inny okaz *Num. granifera* z tej samej miejscowości. Miałem możność przeglądnąć te okazy typowe w zbiorach Ecole des Mines i przekonałem się, że brodawki są ułożone spiralnie, tak jak to zresztą można widzieć na fig. 8 (powyżej wzmiankowanej) w dziele prof. Douvillégo. Trzeba podkreślić, że to spiralne ułożenie widać wyraźnie na drugiej stronie większego okazu, podczas gdy na przeciwnej stronie (t. j. na tej, którą przedstawia nam fig. 7) jest ono zatarte. Mogłem również skonstatować to spiralne ułożenie na innych okazach *Num. granifera* z Gan, które się znajdują w Ecole des Mines.

Jest rzeczą powszechnie znaną, że na okazach nienaruszonych to spiralne ułożenie brodawek jest rzadko widoczne, natomiast staje się ono wyraźne, gdy nadszlifujemy nieco powierzchnię, albo lepiej, gdy zdejmiemy kilka zewnętrznych skrętów. Tak właśnie zrobił Rozlozsnik z okazami *N. granifera* z Gan, które nadesłał mu Douvillé. Widzimy zatem w dziele Rozlozsnika [25] na tabl. VII, fig. 10—12 przedstawiające nam powierzchnię *Num. granifera* z brodawkami ułożonemi spiralnie; na tej samej tablicy mamy podane przekroje równikowe (fig. 2 i 6), które możemy traktować jako typowe przekroje równikowe *Num. granifera*, ponieważ zostały one zrobione z okazów pochodzących z Gan, a które są zupełnie podobne do okazu przedstawionego przez Douvillégo jako typ *N. granifera.*

Rozlozsnik jest zdania, że nie można łączyć *Num. granifera* z *Num. Lucasi* i podaje, że ta pierwsza forma jest zbliżona do grupy *N. distans — N. irregularis.* To twierdzenie Rozlozsnika jest całkowicie słusznem, lecz nasuwa się nam pytanie, gdzie należy szukać form pokrewnych tym okazom „*Num. granifera*“, które obecnie nazywam *Num. taurica.* Sprawa ta jest bardziej skomplikowaną i wyjaśnienie jej jest związane z kwestją *N. Lucasi*, jeszcze niezupełnie wyświetloną.

Udowodniłem powyżej, że pod nazwą *Num. Lucasi* Douv.

należy rozumieć okazy z Bos d'Arros, których opis podał Boussac. W pracach, które ukazały się później od dzieła Boussaca, niewiele można znaleźć form, któreby odpowiadały naszej *N. Lucasi* Douv. Mam tu na myśli jedynie opisy *N. Lucasi* podane przez Douvillégo i Rozlozsnika. Wydaje mi się, iż tylko fig. 24—27 tabl. I, w dziele prof. Douvillégo [12] mogą być uważane jako przedstawiające nam prawdziwą *Num. Lucasi* Douv. Natomiast jestem skłonny zaliczyć do *Num. taurica* forma A, fig. 18—23 z tej samej tablicy, a do *Num. granifera* forma A, figury 28—31 (t. s. tablicy).

Jakie powody skłaniają mnie do do tego rodzaju zapatrywania?

Widzimy, że nieregularne ułożenie brodawek na powierzchni i wygląd przekrojów jest jednakowy, tak u okazów „*N. Lucasi*" tabl. I, fig. 18—23, jak i u okazów „*N. granifera*" z Ecole des Mines, nazwanych przezemnie *Num. taurica.* Muszę jednak już teraz zaznaczyć, że przekrój równikowy *N. taurica*, który podaje Rozlozsnik [25] tabl. III, fig. 26, jak również opis powierzchni tej formy odpowiadają raczej formie megasferycznej *Num. granifera.*

Odnoszę następnie wrażenie, że ryciny „*N. Lucasi*" u Douvillégo [12] tabl. I, fig. 28—31, oraz ryciny tejże formy, które znajdujemy w ostatniej rozprawie tego autora [14] str. 39, fig. 11—12, odpowiadają formom megasferycznym *Num. granifera.* Takie same jest bowiem ułożenie brodawek w spiralę u tych form, t. j. u „*N. Lucasi*" i u formy typowej *N. granifera.* Również przekrój „*N. Lucasi*" forma A podany przez Douvillégo [14] a wykonany z okazów takich samych, jak te, które widzimy na tabl. I, fig. 28—31, odpowiada bardziej przekrojowi *N. granifera* (p. Rozlozsnik [25]), niż przekrojom *N. Lucasi* Douv. lub *N. taurica.* Jest samo przez się zrozumiałem, że „*N. Lucasi*" podana, przez Rozlozsnika [25], a która pochodzi z Gan, to jest z tej samej miejscowości co typ *N. granifera* forma B, przedstawiać nam musi formę megasferyczną tego ostatniego gatunku. Sam Rozlozsnik twierdzi, że „*N. Lucasi*" z Gan jest formą przejściową do *N. granifera.*

Z powodu braku przekrojów nie mogę obecnie określić innych „*Num. Lucasi*" podanych przez prof. Douvillégo w jego dziele o eocenie dolnym Aquitanji, wydaje mi się tylko, że fig. 35—36, tabl. I., mogą nam przedstawiać *N. granifera.*

Wracam z powrotem do sprawy *N. Lucasi* Douv. Możnaby przypuszczać, że gatunek ten jest pośrednim między *N. taurica* z jednej strony, a *N. granifera* z drugiej strony. *Num. Lucasi* Douv. według powierzchni odpowiada *N. taurica*, natomiast według przekroju równikowego raczej *N. granifera*. Istnieje jednak pewna różnica pomiędzy *N. Lucasi* Douv. a temi dwiema formami, powyżej wymienionemi, mianowicie, *N. Lucasi* Douv. jest formą małą, podczas gdy *N. taurica* i *N. granifera* są to formy większe. Wypada zatem powiedzieć kilka słów o małych formach brodawkowatych.

Podnosiłem poprzednio że *Num. burdigalensis* opisana przez de la Harpea [18] ma być identyczną według Rozlozsnika z *N. Lucasi*. Odnoszę wrażenie, że możemy uważać te formy jako odmiany jednego gatunku; są one rzeczywiście bardzo pokrewne, lecz bynajmniej nie identyczne. W każdym razie opis *N. Lucasi* Douv. podany przez Boussaca jest nieco różnym od opisu *N. burdigalensis* de la Harpea; natomiast ten ostatni opis odpowiada dosyć dobrze tak opisowi *N. taurica* podanemu przez Rozlozsnika, jak i opisowi „*N. granifera*“ z Ecole des Mines. Możemy zatem uważać *N. burdigalensis* za formę prymitywną *N. taurica*; w tym wypadku mielibyśmy do czynienia z gałęzią nummulin: *N. burdigalensis* — *N. taurica*. Być może że *N. uroniensis* i *N. perforata* przedstawiają nam dalsze stadja rozwojowe tej gałęzi. Abrard [1] przypuszcza istnienie gałęzi: *N. granifera* — *N. uroniensis* — *N. perforata*, ale prawdziwa *N. granifera* do tej gałęzi wchodzić nie może.

Przechodzimy do innych form. Czy możemy uważać *N. Lucasi* Douv. za formę macierzystą *N. granifera?* Za tego rodzaju przypuszczeniem przemawiałoby — niewielkie zresztą — podobieństwo przekrojów równikowych tych form, sprzeciwia się natomiast temu różnica w wyglądzie powierzchni. W ostatniej rozprawie prof. Douvillégo [14] znajdujemy nową formę *Nummulina prelucasi*, której powierzchnia jest podobna do powierzchni *N. granifera*, atoli nie znamy przekroju równikowego *N. prelucasi* i nie ma go też w zbiorach Ecole des Mines. W obecnym więc stanie rzeczy nie mogę łączyć *N. prelucasi* i *N. granifera* w nową gałąź nummulin, tak jak to uczyniłem z *N. burdigalensis* i *N. taurica*.

Prof. Douvillé [14] podaje inny nowy gatunek *Num. parva*, lecz muszę się przyznać, że nie widzę żadnej poważniejszej różnicy pomiędzy tym gatunkiem a *N. Lucasi* Douv. Zatem *Nummulina parvula* Douv. przedstawiałaby nam formę megasferyczną

Num. Lucasi Douv. Nieznamy na razie form większych *Num. Lucasi* Douv. Boussac [5] mówi o okazie uszkodzonym z Bos d'Arros, którego średnica była około 13 mm, lecz nie mogłem go znaleźć pomiędzy okazami *N. Lucasi* z Bos d'Arros w zbiorach Ecole des Mines. W ustępie następnym powrócę jeszcze do sprawy *N. Lucasi* Douv.

Spostrzeżenia nad pokrewieństwem nummulin.

Za nim przystąpię do tego problemu, którego zresztą nie mam bynajmniej zamiaru ujmować w całości, na to bowiem mamy za mało danych, muszę zwrócić uwagę na fakt, iż obecnie, przy układaniu drzewa genealogicznego nummulin, należy nam pamiętać o tem, że nummuliny dolnego eocenu, a które poznaliśmy dzięki ostatnim pracom wielu autorów, przedstawiają już formy stojące na wysokim stopniu rozwoju, dlatego nie możemy ich uważać za formy macierzyste dla różnych gałęzi nummulin. Początki wielu gałęzi sięgają głębiej, a nie posiadamy obecnie odpowiedniej znajomości nummulin starszych a więc przedeoceńskich.

Po tej ogólnej uwadze przechodzę do rzeczy, które jakkolwiek na razie mają szatę teoretycznych wniosków, są jednak do pewnego stopnia ugruntowane na obserwacji.

Pierwszą sprawą nad którą się zatrzymamy, jest ta, że wygląd skrętów środkowych może nam wskazywać na typ, z którego dany gatunek pochodzi. Fakt ten, na który zresztą wielu autorów zwracało uwagę [1]), zdaje się nie ulegać wątpliwości, oczywiście z zastrzeżeniem, że chodzi o formy blisko pokrewne.

Drugim takim środkiem pomocniczym przy analizie form pokrewnych u nummulin, a w szczególności form brodawkowatych, jest założenie, że brodawki pokazują się już u form prymitywnych. Zwracam tylko uwagę np. na niedawno opisany gatunek *N. Mengaudi* Astre [4]. Dlatego też musimy się zastanowić czy twierdzenie prof. Douvillégo, iż *N. granifera* jest to brodawkowata *N. atacica*, może być przyjętem. Już sam wygląd przekrojów równikowych tych form jest — mimo pewnego podobieństwa — dosyć różnym. Co nam atoli mówi wygląd powierzchni?

---

[1]) Rozlozsnik, w swojej podstawowej dla każdego zajmującego się nummulinami, pracy [24] powiada str. 67: „Der Typus der Aufrollung bleibt in einer Verwandschaftsgruppe ein ähnlicher".

Rozlozsnik stwierdza ([24] str. 94), że tak słupek centralny jak i słupki boczne, wykazują tendencje regresywne. Wystarczy nam tylko zwrócić uwagę na fakt znany[1]) u wielu gatunków nummulin, a o którym Douvillé wspomina odnośnie przy *N. granifera*, że często u okazów dojrzałych nie widać brodawek na powierzchni[2]). Jeżeli zatem brodawki w rozwoju ontogenetycznym wykazują cechy regresywne, to możemy przyjąć, że pojawianie się brodawek w skrętach środkowych odpowiada wczesnemu występowaniu tychże brodawek w danej gałęzi nummulin.

Znaną jest rzeczą, że u wielu form możemy obserwować różnego kształtu zgrubienia na przedłużeniach przegrodowych, które to zgrubienia nieraz mogą nas wprowadzić w błąd, że mamy do czynienia z brodawkami, jednak po zdjęciu jednej lub więcej ścian skrętów, widzimy, iż na ścianach skrętów starszych brodawek nie ma.

Jak więc z jednej strony mamy przez zanik brodawek w skrętach ostatnich, upodobnienie się do form innych[3]), tak z drugiej strony takież upodobnienie się może zachodzić przez pojawienie się zgrubień na przedłużeniach przegrodowych ostatnich ścian skrętów. Ostrzega nas to przed zbyt pochopnem wyprowadzaniem wniosków co do pokrewieństwa pewnych gatunków nummulin.

Jak teraz moglibyśmy sobie przedstawić schemat pokrewieństwa omawianych przez nas form.

Z dotychczasowych naszych rozważań wynikałoby, że możemy mówić o następujących gałęziach nummulin dolno-eoceńskich nie zapominając o tem, że początki tych gałęzi sięgają znacznie niżej i w obecnej chwili nie możemy jeszcze określić etapów rozwojowych tych początków.

Mamy więc gałęzie: *N. planulata*, oraz blisko pokrewne *N. subplanulata* H. et M. oraz *N. atacica*. Czy obok tej ostatniej

---

[1]) p. Heim [19] *N. gallensis*, *N. uroniensis;* liczne przykłady obserwujemy u *N. perforata.*

[2]) Odróżnić trzeba naturalnie to o czem mówię, od ogólnie znanych wypadków, że na powierzchni wielu form nic nie widać, trzeba dopiero zdjąć ostatnią ścianę skrętu, ażeby zobaczyć przedłużenia przegrodowe względnie brodawki. Tutaj mówię tylko o formach, u których skręt ostatni ma wyraźne przedłużenia a słupki wcześniej się kończą.

[3]) Heim przyznaje [19] iż przedtem oznaczał jako *N. atacica* i *N. Ramondi*, okazy *N. gallensis*, które nie mają już brodawek na ostatniej ścianie skrętu.

istnieje druga gałąź, to jest tak jak twierdzi Rozlozsnik [25] gałąź *N. rotularia*?

Przyznać się muszę, że nie jest mi jasną definicja *N. rotularia*, tak jak ją podaje Rozlozsnik. Na pewne rzeczy już zwróciłem przedtem uwagę, obecnie muszę podnieść inne.

Otóż Rozlozsnik [25] ustalając synonimikę *N. rotularia* wciąga do niej *N. rotularius* Deshayes [7] i *N. Ramondi* Eichwald [15]. Obydwie te formy odznaczają się luźnemi skrętami, znacznie luźniejszemi niż *N. Ramondi* tak jak go przedstawia de la Harpe [16]. Rozlozsnik też nie wciąga *N. Ramondi* z Egiptu, ani *N. Ramondi*, który widzimy u d'Archiaca do synonimiki *N. rotularia* Desh. Czyżby dlatego że te dwie formy wchodziły do synonimiki „*N. globulus*", jak to o tem była mowa? Ale wobec tego nie można zrozumieć co znaczy to powiedzenie u Rozlozsnika str. 105: „indem er" (to jest de la Harpe) „in der *N. Ramondi*, also unserer *N. rotularia*, nur eine Varietät der *N. Biarritzensis* erblickte". Tak właśnie pisze de la Harpe o *N. Ramondi* w pracy o nummulinach egipskich, zatem należy wnioskować z tego, że jednak Rozlozsnik uważa *N. Ramondi* z Egiptu za *N. rotularia*.

Zresztą mamy na to jeszcze inne dowody, a mianowicie *N. Ramondi* z Krymu oznaczony przez de la Harpea figuruje u Rozlozsnika [25] w tabeli str. 104 jako *N. rotularia*, gdy natomiast jego skręty: $\frac{8}{2{\cdot}8-3\ mm}$ odpowiadają raczej *N. Ramondi* z Egiptu o skrętach: $\frac{9}{3\ mm}$, a nie np. *N. rotularia* z Inkermann: $\frac{8-9}{3{\cdot}4-4\ mm}$.

Za daleko by mnie zaprowadziło szczegółowe badanie tej sprawy, do czego zresztą nie mogę się zabrać nie mając okazów oryginalnych, a ryciny tak Deshayesa [7] jak i Eichwalda [15] nie wiele nam mówią, stwierdzić jedynie muszę iż kwestję *N. rotularia*, względnie drugiej siostrzanej gałęzi *N. atacica* (jakkolwiek będzie się ona nazywać, *N. rotularia* czy *N. Ramondi*) nie uważam za ustaloną. Zdaniem mojem nie można sprawy tej rozwiązać nie zająwszy odpowiedniego stanowiska względem *N. Ramondi*, tak jak przedstawia ten gatunek de la Harpe w monografji nummulin egipskich, a tego właśnie z niewiadomych nam powodów Rozlozsnik nie był w stanie uczynić.

O ile chodzi o nummuliny brodawkowate to na razie możemy mówić jedynie o gałęzi *N. burdigalensis — N. perforata*. W rozdziale poprzednim nie załatwiłem definitywnie kwestji czy

Num. Lucasi Douv. może być uważana za formę macierzystą dla innych gałęzi nummulin.

Jest wiadomem że Boussac [5] uważa *N. Lucasi* za formę macierzystą *Num. Partschi* i *Num laevigata.* Autor ten w swojej synonimice *N. Partschi* podaje *Num. gallensis* Heim obok *Num. Partschi* w sensie de la Harpea. Wygląd skrętów tych form jest mało podobny, a co się tyczy powierzchni to wiemy, że *N. Partschi* ma brodawki umieszczone między przedłużeniami przegrodowemi podczas gdy *N. gallensis* ma brodawki na przedłużeniach.

Muszę zaznaczyć, że nie widzę zbyt wielkich różnic pomiędzy przekrojami równikowymi *N. taurica* i *N. gallensis.* Wydaje mi się więc, że możemy uważać *N. gallensis* za odmianę *N. taurica.* Mielibyśmy więc obok tego ostatniego gatunku, formy, które mając przekroje równikowe podobne do tegoż, posiadałyby odnośnie do ułożenia brodawek znamiona wspólne z *N. granifera.*

Co się tyczy pochodzenia *N. laevigata* to prof. Douvillé [12 i 13], a następnie Abrard [1] są zdania, że ta forma pochodzi od *Nummulina planulata* za pośrednictwem *Nummulina aquitanica.* Rozlozsnik [25] dzieli *Num. laevigata* na dwie gałęzie i przypuszcza, że druga gałąź t. j. gałąź *Nummulina pretuberculata* Rozl. — *Num. tuberculata* Brug. może pochodzić z „*Num. globulus*“, czyli w danym wypadku — o ile się nie mylę — *Num. Ramondi.* Zatem byłaby to gałąź *N. tuberculata,* którą możnaby łączyć z *N. Lucasi* Douv. i rzeczywiście wygląd skrętów *Num. pretuberculata* forma *B* dosyć odpowiada skrętom *N. Lucasi* Douv. tak jak ją przedstawia Boussac.

Wypada nam zatrzymać się jeszcze nad jedną sprawą, a mianowicie, czy te formy i te gałęzie, o których była mowa w ciągu powyższych dociekań, pochodzą z jednego wspólnego pnia czy też ich początki są różne.

Prof. Douvillé [13] przypuszcza, że wszystkie nummuliny pochodzą z 2 pni, z których jeden jest reprezentowany przez formy podobne do *N. deserti,* a drugi zaś przez formy podobne do *N. Fraasi.*

Rozlozsnik [25] wyprowadza swoje gałęzie *Num. atacica* i *Num. rotularia* z *Num. variolaria.* Możemy przypuszczać, że również i towarzyszące formy brodawkowate („granulierte Doppelgänger“) tych gałęzi pochodzić także mogą z *N. variolaria.*

Spostrzeżenia, które w tym przedmiocie poczyniłem, stwierdzają mi słuszność hipotezy Rozlozsnika. Mogłem mianowicie zauważyć — o czem będzie mowa szczegółowo na innem miejscu — że pewne odmiany *N. variolaria* dają początek drobnym formom brodawkowatym, i również widzę, iż pomiędzy *N. variolaria* a *N. atacica* istnieje wiele cech wspólnych.

Trzeba jeszcze podkreślić mimochodem, że wszystkie małe nummuliny prążkowane są podobne do siebie. W każdy razie już w dolnym eocenie Egiptu mamy *N. variolaria* i *N. deserti*, a dela Harpe [16] tak pisze „*N. deserti* zeigt mit grossen Exemplaren von *N. variolaria* so viel Aehnlichkeit, dass man zuweilen Mühe hat, beide zu unterscheiden".

* * *

Ten przegląd pozwala nam zdać sobie sprawę, iż wiele jeszcze kwestyj dotyczących nummulin oczekuje wyjaśnienia. Należy mieć nadzieję, że zainteresowanie dla tej dziedziny paleontologji, które możemy obserwować w ostatnich latach, wyda wkrótce rezultaty zadawalające.

Remarques sur la nomenclature et la classification de certaines espèces de Nummulines.

Résumé.

Il y a beaucoup de questions concernant la nomenclature et la classification des Nummulines qui attendent des éclaircissements. Je vais essayer d'élucider quelques unes de ces questions dans la note présente.

La première concerne la *Nummulina globulus* Leym. La description de cette espèce donnée par Leymerie [20] ne présente pas une clarté suffisante. Nous ne connaissons même pas d'une façon sure, si *Num. globulus* est une forme microsphérique ou mégasphérique. La description inexacte de Leymerie et ses figures indistinctes ont été cause, que les auteurs postérieurs ont décrit des formes diverses sous le même nom de *N. globulus* Leymerie.

On peut ranger dans 2 groupes les formes décrites jusqu'à présent comme *N. globulus*. Le premier groupe est formé par des échantillons, qu'il faut nommer *Nummulina subplanulata* Hant. et Mad. C'est à M. Rozlozsnik [25] que nous devons la détermination de formes aplaties de *N. globulus* provenant de Peyroliès, comme *Num. subplanulata* Hant. et Mad. Il est aussi certain,

que *N. globulus* décrite recemment par M. Doncieux [9], appartient au premier groupe.

Le deuxième groupe de l'ancienne „*N. globulus*" est formé par des échantillons, pour lesquels il faut restituer le nom de *Num. Ramondi* Defr. La cause qui m'oblige d'agir ainsi, est le passage trouvé dans la description de *N. Ramondi* donnée par d'Archiac [3]. Cet auteur assure qu'il a vu les échantillons de *N. Ramondi* dans la collection de Defrance, et il souligne que *N. Ramondi* se trouve au Mont—Perdu avec *Ass. Leymeriei.* Il est alors difficile d'admettre que d'Archiac a pris *Ass. Leymeriei* pour *N. Ramondi.* La description de *N. globulus* donnée par Boussac [5] est identique avec la description de *N. Ramondi,* que nous trouvons dans la monographie des Nummulines d'Egypte de De la Harpe [16].

J'ai pu aussi distinguer l'existence de ces 2 groupes parmi les échantillons de *N. globulus* dans les collections de M. Douvillé à l'Ecole des Mines de Paris.

La deuxième question est relative à *Num. Lucasi* et *Num. granifera* Douv.

Je suis venu à la conclusion que le nom de *N. Lucasi* Defr. in d'Arch., ne doit pas être attribué au type de Bos d'Arros comme le voudrait Boussac [5]. C'est M. H. Douvillé qui a prouvé en 1906 [10] que le type de *Num. Lucasi* provient de Bos d'Arros, alors seulement est justifiée la dénomination: *Num. Lucasi* Douv. non Defr. non d'Archiac.

Le type de *Num. granifera* est présenté par M. H. Douvillé [12]; cet auteur ne donne que la surface seule, mais M. Rozlozsnik [25] figure les coupes équatoriales de *N. granifera* provenant de Gan, c'est-à-dire de la localité typique. Je regarde les figures de „*N. Lucasi*" données par M. Douvillé [12], pl. I. fig. 28—31, comme représentant des formes mégasphériques de *N. granifera.*

Les coupes équatoriales de *N. granifera* que j'ai trouvé dans les collections de l'Ecole des Mines ne correspondent pas aux coupes figurées par M. Rozlozsnik, tandis qu'elles sont identiques avec des coupes de *Num. taurica* données par le dernier auteur. Je suis porté à attribuer à la forme mégasphérique de *Num. taurica,* les figures de *N. Lucasi* dans l'oeuvre de M. Douvillé [12], pl. I, fig. 18—23.

Num. parva décrite par M. Douvillé [14] est identique avec *N. Lucasi* Douv.

Num. burdigalensis de la Harpe est une forme très voisine à *N. Lucasi* Douv. et à *N. taurica.* Il est possible que *N. burdigalensis* est la forme souche de *N. taurica*, et dans ce cas nous aurions un rameau de Nummulines: *N. burdigalensis — N. taurica.* Peut-être *Num. uroniensis* et *Num. perforata* représentent-elles des stades suivants de ce rameau.

En cherchant d'établir les parentés entre les espèces de Nummulines, il faut toujours observer les tours médians, dans leurs surface et leurs coupes. Les granules ont tendance chez les formes granuleuses de disparaître dans les derniers tours, tandis qu'ils sont très nets dans les tours internes.

On peut voir des suivants rameaux parmi les Nummulines de l'Eocène inférieur: 1) rameau de *Num. planulata*, et les rameaux voisins: 1) *Num. subplanulata* Hant. et Mad., 3) *Num. atacica* Leym. L'existence du rameau de *Num. rotularia*, aussi que l'affirme M. Rozlozsnik [25], n'est pas encore établi d'une façon satisfaisante. Quant aux Nummulines granuleuses, nous pouvons pour le moment admettre l'existence d'un rameau: *N. burdigalensis — N. taurica — N. perforata.* L'assertion de Boussac [5] que *N. Lucasi* est une forme souche de *N. laevigata* et de *N. Partschi* doit être modifiée, parce que *N. laevigata* provient d'après M. Douvillé [13] et M. Abrard [1] de *N. planulata. Num. Partschi* doit être liée plutôt avec *N. granifera.* Ce n'est que le rameau de *Num. pretuberculata* Rozl. — *Num. tuberculata* Brug. qu'on pourrait lier avec *N. Lucasi* Douv.

Quant à l'origine de ces rameaux, il est permis de la chercher dans les formes semblables à *Num. variolaria.*

LITERATURA — BIBLIOGRAPHIE.

1. Abrard R.: Contribution à l'étude de l'évolution des Nummulites (Bull. Soc. Géol. de France, 4 S. XXVIII. T.) 1928, Paris.
2. d'Archiac: Histoire des progrès de géologie de 1834 à 1849, t. III., Paris 1850.
3. d'Archiac et Haime: Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde, précédée d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites, Paris, 1853.
4. Astre G.: Etude paléontologique des Nummulites du Crétacé supérieur de Cézan-Lavardens (Gers) (Nummulites Mengaudi n. sp.) (Bull. Soc. Géol. de France, 4 S. XXIII T), Paris, 1923.
5. Boussac J.: Etudes paléontologiques sur le Nummulitique Alpin, (Mém. p. servir à l'expl. d. l. carte géol. dét. d. l. France), Paris, 1911.

6. Defrance: Nummulites (art. dans: Dictionnaire des Sciences Naturelles, T. XXXV, p. 222—227), Strassbourg—Paris, 1825.
7. Deshayes: Description des coquilles fossiles recueillies en Crimée par M. de Verneuil (Mém. Soc. Géol. de France, 1 S., III. T.), Paris, 1838.
8. Doncieux L.: Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault. Première partie: Montagne Noire et Minervois (Annales de l'Université de Lyon Nouv. ser. I. fasc. 17), Lyon—Paris, 1905.
9. Doncieux L.: Cat. descr. des fos. num. de l'Aude et de l'Hérault Deuxième partie (fasc. III): Corbières septentrionales (Ann. de l'Univ. de Lyon, Nouv. ser. I. fasc. 45), Lyon—Paris, 1926.
10. Douvillé H.: Le terrain nummulitique du bassin de l'Adour (Bull. Soc. Géol. de France, 4 S., V. T.), Paris, 1905.
11. Douvillé H.: Evolution des Nummulites dans les différents bassins de l'Europe occidentale (Bull. Soc. Géol. de France, 4 S., VI. T.), Paris, 1906.
12. Douvillé H.: L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées (Mém. p. serv. à l'expl. d. l. carte géol. dét. d. l. France), Paris, 1919.
13. Douvillé H.: Les Nummulites, évolution et classification (Compt. Rend. des séances de l'Académ. des Sciences, 168 T.), Paris, 1919.
14. Douvillé H.: Les premiéres Nummulites dans l'Eocène du Béarn, (Compt.-Rend. des séances de l'Acad. des Sciences, 178 T.), Paris, 1924.
15. Eichwald E.: Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie, II. T., Stuttgart, 1865—1868),
16. Harpe Ph. de la: Monographie der in Aegypten und der libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten (Palaeontographica, XXX T.) Stuttgart, 1883.
17. Harpe Ph, de la: Etude des Nummulites de la Suisse, et revision des espèces éocènes des genres Nummulites et Assilina (Mém. d. l. Soc. pal. suisse, VII, VIII et X T.), Genève 1881—1883.
18. Harpe Ph. de la: Matériaux pour servir à une Monographie des Nummulites et Assilines. D'après les manuscrits inédits rédigé par P. Rozlozsnik. (Annuaire de l'Institut géol. roy. hongroi, XXVII T.), Budapest, 1926.
19. Heim Arn.: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen (Abh. der Schweiz. pal. Gesellschaft, XXXV T.), Zürich 1908.
20. Leymerie A.: Mémoire sur le terrain à Nummulites (épicrétacé) des Corbières et de la Montagne-Noire (Mém. Soc. Géol. de France, 2 S., I. T.), Paris, 1846.
21. Leymerie A.: Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne, Toulouse, 1881 (Atlas 1878).
22. Prever P. L.: Le Nummuliti della Forca di Presta nell'Apennino centrale e dei dintorni di Potenza (Mém. d. l. Soc. pal. suisse, XXIX T.), Genève, 1902.
23. Rouault A. Description des fossiles du terrain éocène des environs de Pau (Mém. d. l. Soc. Géol. de France, 2 S., III. T.) Paris, 1850.
24. Rozlozsnik P.: Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen (Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. Anstalt, XXVI T.) Budapest, 1927.
25. Rozlozsnik P.: Studien über Nummulinen (Geologica hungarica, Ser. paleontologica, fasc. 2), Budapest, 1929.

Jan Czarnocki.

Dyluwjum Gór Świętokrzyskich.

Zastoisko środkowopolskie. Uwagi ogólne co do wieku polskich zlodowaceń.

(Diluvium des Święty-Krzyż-Gebirges Mittelpolnischer Stausee. Allgemeine Bemerkungen über das Alter der polnischen Vereisungen).

Przegląd stratygrafji dyluwjum zachodniej części Gór Świętokrzyskich, stanowiący punkt wyjścia dla podanych niżej wniosków, opieram na badaniach dokonanych z pomocą sprofilowania robotami ziemnemi ważniejszych obszarów dyluwjalnych. Dopiero na tym materjale oparta stratygrafja dyluwjum badanego obszaru zyskuje trwałe podstawy, a co ważniejsze zmienia radykalnie znane z literatury poglądy na rozwój zjawisk glacjalnych w Górach Świętokrzyskich. Badania te w znacznej części wykonane zostały środkami przeznaczonemi na ten cel przez Wydział Nauki Min. W. R. i O. P.

Na tem miejscu ograniczam się do podania spostrzeżeń najistotniejszych, które w dużym stopniu uzupełniają też poprzednio już podane przezemnie wiadomości z tej dziedziny [1]).

Pełny profil dyluwjum zachodniej części Gór Świętokrzyskich od góry do dołu wyrażony jest w sposób następujący:

1) Less o zmiennej grubości, pokrywający wszędzie najmłodsze osady glacjalu.

2) Piaski z głazami skał lokalnych, (kwarcyty, piaskowce) gliny morenowe, pochodzące z przemycia moren niżej leżących. Są to utwory pochodzenia przeważnie soliflukcyjnego.

3) Morena, brudno żółta, niekiedy rdzawa lub czerwonawa występująca często na powierzchni i jako taka znana już od dawna. Grubość jej waha się dość znacznie, niekiedy dochodzi do 16 m. Miejscami ujawnia wyraźną dwudzielność.

---

[1]) Jan Czarnocki. O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państw. Inst. Geolog. N. 17, 1927 r. str. 18.

4) Pod moreną, w ścisłym z nią związku, występują iły wstęgowe (typowe varvig lera), których grubość również waha się w znacznych granicach, poczynając od warstewek kilkunasto centymetrowych aż do kompleksów dochodzących do 3 m. grubości. W iłach wstęgowych występują niekiedy cienkie wkładki t. zw. moren rocznych.

5) Piaski niekiedy z wkładkami żwirów mięszanych pochodzenia lokalnego (przeważnie) i północnego. Grubość tych warstw jest naogół nieznaczna i nie przekracza kilku m.

6) Mułek żółty o wyraźnych i niezmienionych cechach loessu. Posiada on nieznaczną grubość i nie stanowi poziomu stałego.

7) Morena o zabarwieniu najczęściej szarem lub zupełnie ciemnem. Grubość jej podlega również znacznym wahaniom, choć w porównaniu z górną jest naogół cieńsza i nie przekracza 10 m.

8) Iły wstęgowe, wyrażone podobnie jak pod moreną. Grubość ich jest bardzo zmienna, naogół mniejsza niż w poziomie 4. W wielu razach iłów wstęgowych dolnych brak zupełny. Morena spoczywa wtedy bezpośrednio na piaskach niżej leżących.

9) Piaski żółte skaleniowe, niekiedy z wkładkami żwirków pochodzenia przeważnie lokalnego, dochodzące do 11 m grub.

10) Mułki siwe, szare lub zielonkawe, czasem ciemno zabarwione, cienko uwarstwione lub bez widocznego uwarstwienia, bezwapienne, mikowe. Często posiadają wtrącenia piasków lub żwirków, złożonych ze skał lokalnych z domieszką krystalicznych. Wśród ostatnich przeważa granit. W mułkach często spotykają się szczątki zwęglonych i spirytyzowanych roślin. Facjalnie mułkom odpowiadają bądź mułki loessowe, występujące zwykle w górnej części tej serji i na obszarach wyżej położonych, bądź też piaski i żwiry lokalne, przeważnie kwarcytowe związane najczęściej z dolną częścią tej serji. Mułki osiągają znaczną grubość, zwłaszcza w obrębie głębokich dolin predyluwjalnych, dochodzą do 30 m [1]).

11) Podłoże powyższej serji mułkowej stanowią wietrzeliny skał lokalnych, zwykle silnie przerobione, często przewarstwione mułkami, niekiedy z domieszką piasku skaleniowego. Wietrzeliny przerobione i wyraźnie warstwowane spoczywają już bezpośrednio na iłach wietrzelinowych, posiadających wyraźne cechy late-

[1]) W dolnej części, niekiedy też i w górnej mułki posiadają uwarstwienie przypominające wyglądem iły wstęgowe. Ten typ osadu w serji mułkowej występuje nieregularnie i nie tworzy stałego poziomu. Zjawisko sedymentacji warwowej posiada tu charakter przypadkowy i przejściowy.

rytyzacji. Te iły o różnorodnem, najczęściej pstrem, ochrowo-żółtem i czerwonawem zabarwieniu, nie posiadają uwarstwienia i związane są ściśle z podłożem skalnem. Grubość ich dochodzi niekiedy do 10 m.

Profil powyższy w dostatecznej mierze charakteryzuje kolejny rozwój osadów dyluwjalnych na obszarach położonych poniżej 300 m. Powyżej dyluwjum wyrażone jest w nielicznych tylko wypadkach strzępami moren pochodzenia północnego, których zasięg pionowy w znanych przypadkach nie przekracza wzniesień położonych ponad 390 m, n. p. m.[1]). Bez porównania większą rolę odgrywają tu spływy głazonośne, Utworom tym poprzednio przypisywałem znaczenie moren lokalnych. Są to wspomniane już iły wietrzelinowe, nieuwarstwione najczęściej silnie przerobione i przepełnione lokalnym materjałem skalnym, których ogólna grubość niekiedy przekracza 10 m. Spływy głazonośne pokrywają zbocza większych wyniosłości poniżej 450 m i schodzą w dół nieraz na 2 km poza obręb skał macierzystych, z których powstawały. Tu dopiero ujawnia się ich związek z utworami glacjalnemi północnego pochodzenia. Wśród typowych moren materjał suwów głazonośnych tworzy wkłady bądź też jest przemięszany z materjałem moren północnych, nosząc wszelkie cechy moren lokalnych. Skala przejść między litologicznemi cechami moreny typowej i glinami spływów jest tak znaczna, że rozgraniczenie tych utworów w pewnych razach często jest niemożliwe.

Potężna serja spływów głazonośnych, dzięki przenikaniu i wiązaniu się z jej utworami pochodzenia północnego, posiada dość wyraźną stratygrafję. W ten sposób można było wyróżnić 3 lub 4 okresy powstawania tych utworów, ponad sobą leżących, a poza obrębem zasięgu moren niekiedy przedzielonych cienkiemi tylko wkładkami piasków lodowcowych. Najstarsze spływy związane są z dolną częścią serji mułkowej (poziom 10). Wyższe, drugi i trzeci występują w związku z morenami dolną i górną. Wreszcie najmłodszy poziom spływów spoczywa ponad moreną górną a pod loessem. W tym poziomie utwory spływów jako

[1]) O występowaniu moreny do 430 m wspomina Samsonowicz. Ma to miejsce w obrębie g. Jeleniowskiej we wschodniej części Świętokrzyskiego. Faktu tego nie mogę uznać za dowód pokrycia powłoką lodowcową najwyższych wyniesień gór Świętokrzyskich, a to ze względu na wyłącznie lokalne znaczenie tego faktu. (Jan Samsonowicz. O loessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Wiadomości Archeologiczne tom IX).

najmłodsze wykształcone są najlepiej. Pomijam tu sprawę bliższego rozpatrywania genezy tych utworów ograniczając się narazie do uwagi, że spływy głazonośne Gór Świętokrzyskich powstawały zapewne w sposób analogiczny do podobnych utworów, jakie znane są z gór średnich w Niemczech. Są to t. zw. „Blockströme", które powstały w klimacie arktycznym na obszarach nie pokrytych przez lód. Wg. Harrasowitza utwory te powstawały w klimacie zimnym ubogim w opodady pod wpływem silnej insolacji letniej, powodującej spływanie górnej odmarzniętej powierzchni ziemi.

Podobny profil reprezentuje pełną serję dyluwjalną zachodniej części Gór Świętokrzyskich w wykształceniu takiem stwierdzono w licznych punktach okolic Łopuszna, Promnika, Chęcin, Kielc i t. d.

Z przeglądu powyższego wynika, że w Świętokrzyskiem istnieje nie jedna lecz dwie moreny typowo wyrażone i przedzielone interglacjałem. Jeśli chodzi o ogólną charakterystykę tych moren to w porównaniu ich z morenami Niżu, np. z okolic Warszawy [1]), gdzie najlepiej zostały poznane, wykazują duże podobieństwo facjalne, a zatem górna morena posiada konsystencję bardziej piaszczystą i różni się od dolnej, zwykle ciemnej, szarej — zabarwieniem jaśniejszem rdzawem lub żółtem. Poza facjalnemi właściwościami, które rzecz prosta nie mogą wyłącznie decydować o wieku tych utworów, dwie moreny Świętokrzyskie, jak również iły wstęgowe, związane z górną moreną, odpowiadają w zupełności morenom wyróżnionym od dawna na Niżu, gdzie odpowiadają one dwom zlodowaceniom L_4 i L_3. Jedynie interglacjał dzielący te moreny w Świętokrzyskiem naogół jest cieńszy niż na obszarach położonych dalej na północ. Jest to jednak zrozumiałe wobec wyższego położenia obszaru sedymentacyjnego w Świętokrzyskiem niż na Niżu. Poza tym interglacjał w Świętokrzyskiem wyrażony jest typowo, na co wskazuje nie tylko silnie zwietrzała i przemyta górna część moreny dolnej lecz w większej jeszcze mierze obecność lessu interglacjalnego (w-wa 6), spoczywającego bezpośrednio na morenie starszej, a pod piaskami interglacjalnemi. Stąd wnoszę, że dwie moreny Świętokrzyskie nie należą do dwu odrębnych faz jednego zlodowacenia, w danym

[1]) Jan Samsonowicz. Budowa geologiczna i dzieje okolic Warszawy. Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Wydawn. Oddziału Warszawskiego Komisji Fizjograficznej Pol. Akad. Umiejętności 1927.

wypadku starszego (L_3) lecz reprezentuje dwa zlodowacenia, wyróżnione poza obrębem Gór Świętokrzyskich, starsze L_3 i młodsze L_4.

Dla porównania dyluwjum zachodniej części Świętokrzyskiego najlepiej nadają się najbliżej położone okolice Piotrkowa, gdzie na podstawie licznych wierceń Lewiński[1]) ustalił pełny profil dyluwjum: w okolicach Piotrkowa Lewiński wyróżnił 2 serje morenowe dolną (F) odpowiadającą L III i górną złożoną z 2, względnie z 3 oddziałów (J), odpowiadającą wg. podziału Lewińskiego — L_4, zlodowaceniu L IV Lewińskiego.

Otóż górna część tego profilu, serją J. wyrażona jest identyczna jak w Świętokrzyskiem, mianowicie składa się z 2 moren ponad sobą spoczywających, z których górna niekiedy dzieli się jeszcze na 2 części. Na obu obszarach wymienione serje morenowe posiadają przeto uderzające podobieństwo, co oczywiście pozwala na tem pewniejsze identyfikowanie ich wieku. Co się tyczy moreny F, to w Piotrkowie napotkano ją w jednym tylko otworze, w pozostałych odpowiadają jej piaski ze żwirem mięszanym. W Świętokrzyskiem natomiast nie ulega wątpliwości, że piotrkowskiej serji F (L III) stratygraficznie odpowiadają mułki (względnie szare gliny warstwowane) lub piaski z materjałem krystalicznym, reprezentującym niewątpliwie serję glacjalną wg. Lewińskiego równorzędną L I i L II w Piotrkowie. Jeżeli zatem, jak przyjmuje Lewiński, serja J odpowiada zlodowaceniu młodszemu L_4 (górna morena L IV a i dolna L IV b), to wówczas w Świętokrzyskiem będzie brak starszego zlodowacenia L_3, gdyż dwie moreny na tym obszarze, (pomijając lokalną dwudzielność górnej), analogicznie odpowiadać muszą: starsza L IV a i młodsza L IV b.

Przyczyna tego nieporozumienia polega na zaliczeniu w Piotrkowie obu moren do jednego zlodowacenia L IV. Przyjmując natomiast, że morena L IV a, z jej oscylacją. odpowiada zlodowaceniu L_4, a L IV b — zlodowaceniu L_3, podobnie zresztą jak w Łodzi, gdzie stwierdzono dwie tylko moreny, wg. Lewińskiego odpowiadające dwóm odrębnym zlodowaceniom, to wówczas porównanie stratygrafji dyluwjum obu obszarów nie napotyka żadnych trudności.

Co się tyczy moreny, F w Piotrkowie, to wobec zastrzeżenia Lewińskiego co do braku pewności, że próby pobrane

[1]) Jan Lewiński. Utwory preglacjalne i glacjalne Piotrkowa i okolic. Odbitka ze Sprawozd. z Pos. Tow. Nauk. Warszawskiego XX. 1928. Wydz. III.

z otworów są dokładnie notowane — trudno rozstrzygnąć sprawę dość zagadkowego stanowiska tej moreny tem więcej że brak jej w innych otworach. W Świętokrzyskiem, jak wspomniałem, w tem położeniu stratygraficznem, np. w Rudzie Strawczyńskiej, wszędzie występują mułki siwe mikowe lub piaski z mułkami. Utwory te posiadają wtrącenia żwiru z domieszką granitu i wówczas z wyglądu przypominają niekiedy morenę. Utwór ten w licznych punktach zbadany wierceniami bezwzględnie nie jest moreną lecz osadem zastoiskowym, powszechnie na terenie Gór Świętokrzyskich rozwiniętym.

Sprawa dwu moren na pn. od Gór Świętokrzyskich, reprezentujących, tam w myśl utartego poglądu, dwa zlodowacenia i równorzędność tych moren z dwiema morenami stwierdzonemi wewnątrz Gór Świętokrzyskich nie podlega mojem zdaniem żadnej wątpliwości.

Wobec powyższego t. zw. moreny czołowe L_4 wyznaczone na pn. zboczu Gór Świętokrzyskich, o przebiegu zmodyfikowanym pracami Lencewicza, Passendorfera, Premika i Samsonowicza nie mogą decydować o maksymalnem zasięgu ostatniego zlodowacenia. Są to moreny związane z pewnym postojem zlodowacenia, lub z jego recesją.

Jaki jest istotny zasięg ostatniego zlodowacenia trudno rozstrzygnąć ze względu na brak systematycznych badań na terenach położonych na pd. Gór Świętokrzyskich, jak również ze względu na silne zniszczenie osadów na tych obszarach. Obecność dwóch moren na pd. zboczu Gór Świętokrzyskich, w licznych punktach stwierdzonych w okol. Chęcin, nie przeczy możliwości istnienia obu zlodowaceń na dalszych obszarach poza obrębem Gór Świętokrzyskich. Z badań Lencewicza w okol. Miechowa wynika, że ślady 2 serji glacjalnych istnieją jeszcze w okol. Miechowa [1]).

Biorąc pod uwagę czynnik ilościowy, a zatem grubość moren, rozpiętość poszczególnych obszarów morenowych, wreszcie wyższy zasięg pionowy moren drugiego zlodowacenia w Świętokrzyskiem, jestem skłonny wnosić, że zasięg krańcowy tego zlodowacenia, wbrew przyjętym poglądom, niekiedy był większy od zlodowacenia starszego (L_3).

Udowodnienie tego twierdzenia napotyka trudności gdyż na

[1]) St. Lencewicz. Przyczynek do znajomości utworów lodowcowych okolic Miechowa. Sprawozdanie z Posiedz. Tow. Nauk., Warszawa, 1911 r. zesz. 7.

obszarach położonych po stronie południowej, jak wspomniałem, wskutek znacznego ich wyniesienia, a co ważniejsze i wskutek późniejszej działalności wód, utwory dyluwjalne podległy zniszczeniu, a pozatem są zbyt mało jeszcze znane.

Fakt większego zasięgu młodszego zlodowacenia, udowodniony ostatnio na Polesiu przez Wołłosowicza[1]) i Sawickiego[2]) pozwala przypuszczać, że zjawisko to może mieć szersze znaczenie.

Sprawa dwukrotnego zlodowacenia Gór Świętokrzyskich wymaga jeszcze pewnych wyjaśnień, pozwalających kwestję tę bliżej uzasadnić. Poprzednio już wspomniałem, że w środkowej części Gór Świętokrzyskich — w granicach między Łopusznem na zachodzie i Kielcami, istnieje pełna serja utworów dyluwjalnych wyrażona osadami, których grubość, zwłaszcza w obrębie pradolin, dochodzi do 60 m. Na wschód od Kielc, w kierunku Łagowa dyluwjum stopniowo i zwolna cienieje. Już w okolicach Bielin zmiana ta wyraża się w sposób następujący. Górna morena młodszego zlodowacenia pozostaje bez zmiany, dolna natomiast nosi ślady silnego zniszczenia i przemycia wskutek czego w kierunku wschodnim przechodzi ona stopniowo w żwiry. Na dziale wodnym między Czarną Nidą i Łagowicą, w okolicach Łagowa, morena dolna wszędzie wyrażona jest już tylko żwirami. We wschodniej części Świętokrzyskiego podobne stosunki stwierdzone zostały w okolicach Opatowa i Sandomierza. Tu morena dolna uległa zupełnemu zniszczeniu pozostawiając po sobie jedynie niewielkie strzępy żwirów przykrytych następnie górną moreną denną, często spoczywającą bezpośrednio na podłożu skał predyluwjalnych. Grubość górnej moreny, w porównaniu z zachodnią częścią Gór Świętokrzyskich, jest tu bardzo mała i waha się w granicach od 1 do 3 m, gdy w okolicach Kielc dochodzi nieraz do 16 m.

Wybitne różnice w ukształtowaniu dyluwjum wschodniej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich polegają na różnem zachowaniu się tych obszasów w czasie zlodowacenia. Wschodnia część stanowi obszar intensywnej egzaracji lodowcowej, której wyraźne ślady sięgają na zachód aż poza Łagów, włącznie po

[1]) Stanisław Wołłosowicz. W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia. Kosmos t. 49. 1924 r.

[2]) Ludwik Sawicki. Rzut oka na dyluwjum i na zagadnienie zabagnienia Polesia. Odbitka z Pamiętnika konferencji w sprawie zmeljorowania i zagospodarowania Polesia „Inżynierja Rolna“ N. 6. 1928.

dział wodny Czarnej Nidy. Zachodnia część odwrotnie jest terenem wybitnie akumulacyjnym, na którym pełna serja osadów dyluwjalnych złożonych z utworów zastoiskowych i morenowych o układzie hydrostatystycznym, — osiąga grubość bardzo dużą.

Wyjaśnienie tego zjawiska nie nastręcza trudności. Góry Świętokrzyskie ze względu na znaczne wyniesienie musiały wywrzeć wpływ decydujący na rozmieszczenie mas lodowych, a do pewnego stopnia i na zmianę kierunku w posuwaniu się tych mas ku południu. Słusznie tedy przewiduje Lencewicz[1]), że wyżyna łódzka, leżąca na przedłużeniu Gór Świętokrzyskich, spowodowała rozdzielenie lodowca na dwa wielkie jęzory: „nadwarciański“ i „nadwiślański“. W ten sposób jęzor nadwiślański przytrzymując się niejako ogólnego kierunku obniżenia Wisły wyminął elewację świętokrzyską, wkraczając na obszar wschodniej części Gór Świętokrzyskich najmniej wyniesionej i zrównanej przez abrazję trzeciorzędową. Tu, na wąskiej stosunkowo przestrzeni, skoncentrowana masa jęzora nadwiślańskiego, pod wpływem ciśnienia odśrodkowego dzieliła się jeszcze na mniejsze jęzory, posuwające się wzdłuż śródpasmowych dolin podłużnych w kierunku od wschodu ku zachodowi. Drogę tego kierunku wyznaczają moreny sięgające najdalszych krańców Gór Świętokrzyskich, gdzie zawierają one przewodnie skały, pochodzące ze wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Wśród nich naczelne miejsce zajmują skały trzeciorzędowe, zwłaszcza wapienie litotamniowe i piaskowce lub margle sarmackie, co do których wiadomo, że mogą pochodzić wyłącznie tylko ze wschodniej lub południowej części Gór Świętokrzyskich. Tą samą drogą można było stwierdzić w zachodniej części Świętokrzyskiego kierunek posuwania się mas lodowych z pd. wsch. na pn. zach. Nie jest wykluczone, że oba jęzory lodowcowe nadwarciański i nadwiślański otoczyły Góry Świętokrzyskie od wschodu i zachodu powodując w ten sposób powstanie obszaru spokojnej akumulacji wewnątrz Gór Świętokrzyskich. O takiem dośrodkowem kierunku spływania wód podlodowcowych świadczyłyby typowe ozy ostatniego zlodowacenia. Dwa z nich położone są w okolicach Lechowa pod Łagowem, inne natomiast w okolicach Łopuszna (Snochowice). Ozy te posiadają kierunek równoleżnikowy O—W. Dowodem obecności na tym terenie obszaru akumulacyj-

[1]) Stanisław Lencewicz. Dyluwjum i morfologja środkowego Powiśla. Praca Polsk. Intytyt. Geologicznego tom II., zesz. 2, 1927 r.

nego są poniekąd też osady zastoisk lodowcowych (iły wstęgowe) starszego i młodszego zlodowacenia.

Przypuszczam, że nakreślony rozwój zjawisk glacjalnych w Górach Świętokrzyskich miał miejsce nietylko w czasie młodszego zlodowacenia, lecz że był wiernem powtórzeniem identycznych procesów w zlodowaceniu starszem.

* * *

Serja piasków spoczywająca pod moreną dolną odpowiada fluwjoglacjałowi starszego zlodowacenia. Pokrywa ona transgresywnie jeszcze starszą serję, wyróżniającą się wybitnie swoistym sposobem wykształcenia. Facjalnie utwory te są dość zmienne co w dużej mierze zależne jest od położenia, jakie zajmują w terenie. Główną jednak rolę odgrywają w nich mułki mikowe o charakterystycznem popielatem, zielonkawem, czasami nawet czarnem zabarwieniu. Nieregularne wtrącenia piasków niekiedy rozrastają się do rozmiarów większych — tworzą wkłady, zawsze jednak ściśle związane z całą serją mułkową. Niemniej charakterystycznym rysem tych utworów jest less, a raczej jego deluwja spoczywające na złożu drugorzędnem. Występuje on zwykle na obszarach wyżej położonych, a często w związku z mułkami siwemi, które niewątpliwie w dużej mierze zawdzięczają im swe pochodzenie. Najistotniejszą jednak cechę tych utworów stanowi materjał egzotyczny, rozsiany wśród mułków bądź też tworzący wkłady żwirków, złożonych ze skał lakalnych i krystalicznych [1]). Wśród ostatnich występują głównie granity różowe, a znacznie rzadziej skały zbliżone do porfiru. Jedne i drugie posiadają ślady silnego zwietrzenia. Materjał krystaliczny, w takim stanie stwierdzony został w całej masie mułków, włącznie do podstawy, gdzie wśród wietrzelin przemytych występują wyraźne ślady kwarcu z przerostami skalnemi. Ta okoliczność pozwala całą serję mułkową włącznie z przemytemi iłami wietrzelinowemi zaliczyć do dyluwjum.

Istotnie cała serja mułkowa, osiągająca wielką miąższość dochodzą do 30 m jest niepodzielna, wykazały to ciągłe profile,

[1]) Wkładki glin lub piasków zawierających głaziki krystaliczne sprawiają wrażenie moreny przemytej silnie. Wkłady takie występują sporadycznie, a w wielu razach stwierdzono zupełny ich brak. Z ogólnych danych można wznosić że materjał krystaliczny w postaci takich wtrąceń wśród mułków występuje tylko w obrębie głównych dolin predyluwjalnych (Łośnia). W bocznych materjał krystaliczny występuje wyjątkowo i nielicznie.

w których zmienność facjalna, obejmująca przejście mułków w piaski i naodwrót, związana jest z lokalnymi warunkami sedymentacji. Ustalić można pewien ogólny tylko kierunek rozwojowy tych osadów wyrażający się przewagą facji piaszczystej w dolnej części, a mułkowej w górnej.

Obecność materjału krystalicznego w mułkach dowodzi, że osady te są pochodzenia glacjalnego, a nadto że transportowane były przez wodę z zachodu, względnie z północno zachodu, o czem znowu przekonywuje obecność w mułkach głazików krzemieni jurajskich, piaskowców kajprowych, jak również ogładzonych ziarn glaukonitu trzeciorzędowego lub kredowego, spotykanych w mułkach Rudy Strawczyńskiej pod Promnikiem, a więc daleko poza obrębem wychodni tych skał położonych. Szczególne wykształcenie tych utworów zależne jest w dużej mierze od domieszki lessu, a w mniejszym stopniu też i od wietrzelin ilastych nadających dolnej części tych utworów wykształcenie bardziej ilaste niż w górnej — gdzie zdecydowaną przewagę przyjmuje less. Że utwory te są starsze od zlodowacenia pierwszego (L_3) to dowodzą tego nietylko facjalne ich właściwości lecz przedewszystkiem wybitna dysharmonja między fluwjoglacjałem L_3 i serją mułkową. Niezgodność ta wynika z położenia mułków w stosunku do transgredującego fluwjoglacjału L_3. Stąd poprzednio już tą serję zaliczyłem do zlodowacenia jeszcze starszego, a zatem do L_2.

Znaczna miąższość serji mułkowej, jak również i charakter jej wykształcenia wskazują, że utwory te nie mogą reprezentować zjawiska lokalnego lecz że zasięg ich musiał się wyrazić na obszarach bez porównania większych. Z przeglądu literatury wynika, że poza Górami Świętokrzyskiemi analogiczną co do stratygraficznego położenia serję stwierdził już Lewiński w przedłużeniu zachodniem Gór Świętokrzyskich, mianowicie w Łodzi i Piotrkowie [1]). Tam utwory te wyrażone są w facji bardziej piaszczystej i, zwłaszcza w Łodzi, zawierają wkłady torfu. Sądzę, że podobnie jak i w Świętokrzyskiem wyróżnione tam serje A i B należą raczej do dyluwjum niż do preglacjału. Za tem przemawiałaby okoliczność, że w Świętokrzyskiem żwiry podstawowe i gliny pochodzenia wietrzelinowego, są ściśle związane z wyżej

[1]) J. Lewiński. Utwory Preglacjalne i t. d. (l. c.). J. Lewiński. Sprawozdanie z badań geologicznych, dokonanych wzdłuż drogi żelaznej Warszawsko-Kaliskiej. Pam. Fizjograf. t. XVIII., 1901 r.

leżącą serją mułkową przy tem w ciągłych profilach utwory te wskazują na nieregularny, często chaotyczny rozwój sedymentacji, uzależniony niewątpliwie od lokalnych, warunków sedymentacji.

Co do wyższych warstw profilu piotrkowskiego (C, D, E, G), to wobec znacznych różnic facjalnych tych utworów w porównaniu z serją mułkową w Kieleckiem, trudno przeprowadzić ścisłą ich analogję. O wiele wyraźniejszy jest profil łódzki, w którym serje A, B i C reprezentowałyby serję mułkową w Świętokrzyskiem.

Podobne również utwory stwierdzone zostały poraz pierwszy przez J. Samsonowicza w okolicach Sandomierza[1]). Samsonowicz uważa je za iły zastoiskowe, powstałe przed czołem zlodowacenia starszego (L_3).

Koncepcja ta słuszna, jeśli chodzi o samą definicję utworów, obecnie w świetle nowych faktów uledz musi pewnej modyfikacji. Iły zastoiska sandomierskiego, podobnie jak mułki okolic Kielc, w rzeczywistości różnią się od typowych warw a ponadto, podobnie jak w kieleckiem, spoczywają one pod typowym fluwjoglacjałem L_3. Z wielu innych względów, poprzednio już poruszonych, utwory zastoiska sandomierskiego uważam za starsze i współrzędne kieleckim.

Ten sam wiek przypisuje wreszcie oddawna znanym utworom zastoiskowym Puław. Krisztafowicz[2]), wprowadzony w błąd znajdowanemi przez siebie głazikami krystalicznymi w żwirach kredowych, spoczywających u podstawy mułków, doszedł do wniosku, że cała serja „suglinków“ należy do osadów międzylodowcowych, a głaziki krystaliczne pochodzą z moreny rozmytej starszego zlodowacenia. Samsonowicz nie kwestjonując poglądu Krisztafowicza na wiek jego utworów jeziorowych, rozszerza znacznie tych utworów pojęciem zastoiska, uzasadniając i wiążąc czas powstania zastoiska puławskiego z zasięgiem loessu, wg. Samsonowicza związanego z młodszem zlodowaceniem.

Utwory zastoiska puławskiego w rzeczywistości starsze są od zlodowacenia L_3. Moreny tego zlodowacenia spoczywają ponad doliną Wisły i z kolei przykryte są fluwjoglacjałem wreszcie moreną L_4. Osady zastoiska puławskiego podobnie jak w kielec-

[1]) I. Samsonowicz. Zastoiska lodowcowe nad górną i średnią Wisłą. Sprawozdania Polsk. Inst. Geolog. t. I. zesz. 5—6. 1922 r.

[2]) Krisztafowicz. Gidrogeogiczeskoje opisanje territorji goroda Lublina i jego okrestnostiej, Warszawa 1902.

kiem podścielają niejako wymienione serje glacjalne. Profil puławski zdaniem mojem należy interpretować w sposób następujący.

Na utworach zastoiska puławskiego w obrębie Wisły spoczywa fluwjoglacjał L_3, a po za Wisłą — nad nim leży morena L_3, wreszcie interglacjał piaszczysty i strzępy moreny L_4. Właściwy fluwjoglacjał $L_3 — L_4$ w okolicy Puław wyrażony jest piaskami i niema nic wspólnego z mułkami, stratygraficznie spoczywającemi najniżej w całej serji glacjalnej. Utwory zastoiska puławskiego pod względem facjalnym nieraz do złudzenia przypominają niektóre profile z Kieleckiego, a nadto zostały one stwierdzone w identycznych warunkach stratygraficznych.

Podobnie rzecz się ma z „lessem jeziorowym" opisanym przez Krisztafowicza z Zęborzyc w dolinie Bystrzycy [1]). Tu autor ten stwierdził mułki loessowe pod moreną starszego zlodowacenia i na tej podstawie, z zastrzeżeniem, zaliczył je do preglacjału. W ten sposób nietrudno zauważyć istnienie związku między mułkami lessowemi doliny Wisły i Bystrzycy jak również z ostatnio opisanemi przez Lewińskiego t. zw. mułkami preglacjalnemi doliny Bystrzycy pod Lublinem [2]).

Facja mułkowa w Lubelskiem posiada zasięg bardzo rozległy. Utwory te stwierdzone zostały przez Szafera pod Krystynopolem w dolinie Bugu. Samsonowicz na tej podstawie ufundował zastoisko krystynopolskie [3]) i powiązał je z zasięgiem maksymalnego zlodowacenia (L_3), którego moreny czołowe stwierdził Łoziński, a ostatnio Wołłosowicz nad Bugiem i Sołokiją. Położenie zastoiska krystynopolskiego po stronie północnej ciągu moren Łozińskiego świadczy, że powstało ono wcześniej i nie może być wiązane z postojem krawędzi maksymalnego zlodowacenia L_3.

Przewidywać można, że utwory zastoiska krystynopolskiego są zatem niezależne od zasięgu zlodowacenia L_3 i niewątpiewie ciągną się dalej ku pn. pod pokrywą młodszego dyluwjum wzdłuż całej doliny Bugu aż po Polesie.

Wołłosowicz opisuje podobne utwory z licznych miejsco-

---

[1]) Krisztafowicz K. Poślетretiсznyja obrazowanja w okrestnostiach Nowo-Aleksandrji. Warszawa 1896 g.

[2]) Lewiński Jan. Preglacjał w dolinie Bystrzycy pod Lublinem. Sprawozd. z Posiedzeń Tow. Nauk. Warszawskiego XXI. 1928.

[3]) I. Samsonowicz (l. c. 1922).

wości Polesia i przypisuje im pochodzenie jeziorowe [1]). Tu utwory te osiągają znaczną grubość, wynoszącą 37,5 m. (Chomsk). Słusznie zaznacza Wołłosowicz. że „nie jest to ił warwowy", podobnie jak w Kieleckiem mułki te zawierają „ziarna żwirku krystalicznego, a nawet głaziki". Pozatem i na Polesiu górna granica mułków ujawnia niezależność tej serji od pokrywającej ją pokrywy glacjalnej. Wołłosowicz nie wypowiada się decydująco co do wieku tych utworów, skłonny jest jednak uważać je za interglacjał związany z „cofnięciem się lodów starszego poleskiego zlodowacenia". W ten sposób rozumując wspomniany autor dochodzi do wniosku, że morena starsza „właściwego zlodowancenia", a zatem L_3 uległa zniszczeniu, a na jej miejscu powstały osady zastoiska. Jest to bezwiedne powtórzenie wspomnianego już poglądu Krisztafowicza, nie usprawiedliwionego choćby ze względu na brak zjawisk towarzyszących temu procesowi, jak również ze względu na sam charakter tych utwórów.

Do współrzędnych utworów zastoiska poleskiego należą zapewne siwe iły opisane przez L. Sawickiego [2]) z okolic rz. Horynia, oraz mułki zastoiskowe stwierdzone przez St. Małkowskiego [3]) w Janowej Dolinie nad Horyniem.

Aby uzupełnić przegląd t. zw. utworów preglacjalnych należy jeszcze wspomnieć o preglacjale warszawskim. Tu pozycja stratygraficzna tych utworów, ustalona została przez Samsonowicza [4]) ponad wszelką wątpliwość, mianowicie spoczywają one pod utworami starszego zlodowacenia. Miejscami grubość ich dochodzi do 30 m. Są to piaski kwarcowe warstwujące się naprzemian z szaremi mułkami bezwapiennemi i wtrąceniami piasków żwirowych z otoczakami kwarcu i „łupku menilitowego". W utworach tych nie stwierdzono skał krystalicznych, natomiast obecność łupków krzemionkowych, które zdaniem Samsonowicza są pochodzenia karpackiego. W związku z omawianiem sprawy pochodzenia tych utworów nasuwa się pytanie, czy istotnie żwiry menilitowe można uważać za utwór rzeczny skoro występują one na tak

---

[1]) St. Wołłosowicz. Utwory dyluwjalne i morfologja wschodniego krańca t. zw. Półwyspu Pińskiego. Prace biura meljoracji Polesia, zesz. 1., 1929 r., oraz Scientific Results of the Voyages of the Orbis Vol. I. 1928.

[2]) L. Sawicki. Rzut oka i t. d. (l. c.).

[3]) Demonstrowane przez kol. St. Małkowskiego, łącznie z pięknemi profilami tych utworów na posiedzeniu Państw. Inst. Geolog.

[4]) I. Samsonowicz (1927. l. c.).

różnych poziomach, np. w obrębie Warszawy, zatem w pradolinie Wisły, na poź. około 79 m n. p. m., gdy w Grabcach pod Mszczonowem, a więc w odległości 45 km od pradoliny Wisły, leżą powyżej 150 m n. p. m.? Niemniej interesującą rzeczą jest pochodzenie owych menilitów, jak również i kwarcu. Czy ostatni, poza kwarcem z trzeciorzędu, nie może być kwarcem skał krystalicznych? Oto pytanie wymagające baczniejszej uwagi przy ostatecznej definicji i prowenjencji tych skał. Nie mając faktów rozstrzygających zmuszony jestem poprzestać na przypuszczeniu, pozostając w przekonaniu, że przecież tak ciekawa sprawa w niedługim czasie znajdzie właściwe rozwiązanie. Obecnie skłonny jestem omawiane utwory poczytywać za glacigeniczne, silnie pod względem skał krystalicznych zubożałe.

Sprawę zastoisk i preglacjału poddaliśmy rewizji. Z niej wyciągam wnioski, które pod kątem widzenia obserwacyj dokonanych w obrębie Gor Świętokrzyskich i przytoczonych faktów z literatury, znanych mi częściowo z autopsji pozwalają sprawę tę sformułować w sposób następujący.

Na obecność preglacjału w Polsce nie posiadamy dowodów dostatecznie przekonywujących. Natomiast omówione wyżej utwory zastoisk, co do wieku tak różnie pojmowane, reprezentują cykl osadów poprzedzających najstarsze w Polsce zlodowacenie L_s, z którem osady te w żadnym razie nie są związane. Facjalny wyraz tych utworów jest wysoce indywidualny, a przy tem różny od typowych iłów wstęgowych, związanych ze znanemi zlodowaceniami L_3 i L_4. Litologiczny skład rozwiązuje poniekąd kwestję ich genezy. Są to osady złożone z materjału klastycznego (piaski i żwiry) pochodzenia glacjalnego silnie pod względem skał krystalicznych zubożałego. Dzięki tej selekcji przestrzennej, wywołanej dalekim transportem, ocalały najczęściej komponenty najodporniejsze do jakich należy kwarc i jemu pokrewne, a w mniejszym stopniu skały krystaliczne podległe najczęściej intensywnej desagregacji.

Drugim czynnikiem przyjmującym wybitny udział w powstaniu mułków jest niewątpliwie less. Występuje on w różnem ustosunkowaniu do materjału pochodzenia glacjalnego. W zależności od tego mułki posiadają konsystencję mniej lub więcej zbliżoną do lessu. Liczne przejścia prowadzą aż do typowych deluwji loessowych o niezmienionym prawie wyglądzie lessu. Ten typ osadów, bardzo rozpowszechniony w Kieleckiem, znany

jest również z Lubelskiego pod mianem „lessu jeziorowego", a występuje zapewne też i na Polesiu. W stanie najmniej zmienionym spotyka się on w położeniu wyższem, mniej więcej od 170 (Lubelskie do 300 m i wyżej Świętokrzyskie).

Trzecim wreszcie składnikiem utworów mułkowych są produkty wietrzeniowe skał lokalnych. Są to przeważnie iły plastyczne o zmiennem zabarwieniu, które w stanie mniej lub więcej przerobionym spoczywają u podstawy, bądź też obecność ich zaznacza się w bardziej ilastej dolnej części mułków. Najniżej wreszcie spoczywają żwiry skał lokalnych nie posiadające najczęściej cech dalekiego transportu.

Na podstawie powyższej charakterystyki mułków wnoszę, że utwory te są pochodzenia niewątpliwie glacjalnego, oraz że duży udział w ich powstawaniu przyjmowały wietrzeliny i less pochodzenia lokalnego. Jest to zatem utwór o cechach wybitnie indywidualnych, który facjalnie przypomina utwory „potklei" znane w Holandji[1]) i gliny lauenburskie występujące w okolicach Hamburga, i Lauenburga w Niemczech[2]). Utwory te powstawały tam w peryglacjalnej strefie przedostatniego zlodowacenia.

Podobne pochodzenie przypisać należy naszym mułkom, które reprezentują utwory facji periglacjalnej. Utwory te związane są ze zlodowaceniem, które nie doszło do Polski zatrzymując się gdzieś w pobliżu zachodnich jej granic. Próbę wyznaczenia granicy tego zlodowacenia podał już Grahman[3]) łącząc granice najstarszego zlodowacenia mazurskiego (wg. Beurlena)[4]) z domniemaną granicą tegoż zlodowacenia w Saksonji. Grahmann zlodowacenie to zalicza do drugiej fazy zlodowacenia Elsterskiego IIa. stojąc na stanowisku Beurlena, przyjmującego zgodnie z Gagelem, że osady eemskie spoczywające na tem zlodo-

[1]) Ussing N. V. Dänemark. Handbuch der Regionalen Geologie. 1 Bd. 2 Abt.

[2]) Schucht F. Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. Jahrbuch d. K. Pr. Geol. L. A. str. 130. 1908 r.

[3]) Grahmann R. Ueber die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. Berichten d. Mathematisch-Physischen Klasse der Sächsischen Academie der Wissenschaften zu Leipzig. Band LXXX. 1928.

[4]) Beurlen K. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Beiträge und Ergebnisse aus Norddeutschland. Berlin 1927.

waceniu należą do przedostatniego interglacjału. Zlodowacenie to — oczywiście starszę od L_3 — na ziemiach Polski wywołało spiętrzenie wód w całej sieci hydrograficznej, a jednocześnie zmianę w odpływie tych wód w kierunku wschodnim — przez Polesie i Dniepr, a częściowo, być może przez Dniestr. Ingresja tych wód na obszarze Polski wywołała krótkotrwałą erozję (żwiry), która niebawem ustąpiła akumulacji zastoiskowej z nikłym tylko udziałem erozji bocznej. W związku z tem pozostawał wzrost akumulacji powodującej stopniowe zapełnianie i wyrównanie osadami głębokich dolin predyluwjalnych. Z natury rzeczy wynika, że ten stan zalewu powodował powstanie rozległego zastoiska, względnie szeregu zastoisk z sobą połączonych i podporządkowanych prądom odprowadzającym wody zastoiska ku wschodowi.

O warunkach klimatycznych w jakich utwory facji mułkowej powstawały, świadczy flora dryasowa z Krystynopola (starsza od interglacjału C/V) Szafera[1]) a być może i z Olszewic[2]), wreszcie skąpa fauna lessowa z formami arktycznemi na czele, j. np. *Columella-columella* i *Vertigo parcedentata*, stwierdzonemi w Kielcach[3]). Ten zespół uzupełnia wreszcie fauna lemingowa z *Myodes (torquatus?)*, nosorożcem i reniferem na czele, pochodząca również z Kielc.

Klimat arktyczny sprzyjał intensywnemu rozwojowi lessu, któren osadzał się pod wpływem antycyklonów w rozległej strefie peryglacjalnej.

Zasięg geograficzny zastoiska peryglacjalnego jest jeszcze trudny do ustalenia. Przedewszystkiem utwory te podległy silnemu zniszczeniu przez erozję, a nadto przez egzarację późniejszych zlodowaceń. Wskutek tego osady zastoiska ocalały przeważnie w obrębie pradolin, gdzie stratygraficznie zajmują najniższe położenie w całej serji utworów glacjalnych. Stąd z góry wnosić można, że osady peryglacjalne wyścielają dna predyluwjalnych dolin rzecznych na bardzo rozległych obszarach Polski. Przy-

---

[1]) Wł. Szafer. Zarys stratygrafji polskiego dyluwjum na podstawie florystycznej. Rocznik Polsk. Tow. Geologicznego tom V. 1928. str. 21.

[2]) E. Passendorfer, I I. Lilpop, II i I. Trela III. O utworach międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim. Sprawozd. Kom. Fizj. Pol. Akad. Umiej. tom LXIV., Posiedz. P. I. S. Nr. 25. 1930.

[3]) Jan Czarnocki. O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia P. I. S. Nr. 17, 1927. Tamże: W. Poliński. Ślimaki z dyluwjum Kielc.

puszczenie to potwierdzają dziś nieliczne jeszcze, dostatecznie jednak charakteryzujące ten stan rzeczy punkty, stwierdzone w dorzeczu Wisły. Na podstawie danych Wołłosowicza wnosić można, że największy zwarty obszar tych osadów istnieje na Polesiu. Tu dolne granice tych utworów, niewiadomo jednak czy najniższe, położone na poziomie od 100—200 m n. p. m., zdaje się wskazywać na silne obniżenie tego obszaru jeszcze w preglacjale. Przemawia za tem wielka stosunkowo grubość tych osadów, dochodząca prawie do 40 m (Homsk 37,5 m).

Z przeglądu literatury wynika, że na obszarze północnej Polski utwory zastoiska opisanego nie są znane. Brak ich również w Prusach Wschodnich i nad Bałtykiem. Możnaby przypuszczać, że obszary te w czasie powstawania zastoiska były silnie wyniesione, co potwierdzałoby przypuszczenie Beurlena odnośnie do Prus Wschodnich, Sambji [1]). Obszar zastoiska środkowopolskiego w ogólnych tylko zarysach nakreślony obejmowałby głównie środkową Polskę, a częściowo też i południową. Brak również danych co do ustalenia, choćby w przybliżeniu zachodniej granicy tego zastoiska.

Jeszcze trudniej ustalić pionowy zasięg tych osadów. Po za względami wyżej poruszonemi wchodzą tu w grę ruchy epirogenetyczne, na których obecność mógłby wskazywać fakt znacznej różnicy poziomów na jakich występują one na poszczególnych obszarach. Tak np. w Świętokrzyskiem, przy grubości tych osadów dochodzącej do 30 m, a zatem niewiele mniejszej ponad stwierdzoną na Polesiu, są one położone poczynając od 200 m n. p. m. w górę. W okolicach Piotrkowa leżą powyżej 140 m, w Łodzi w granicach 100 m n. p. m., w Warszawie powyżej 70 m (przy grub. ok. 30 m). Z porównania tych cyfr wynikałoby, że góry Świętokrzyskie po osadzeniu się serji mułkowej podległy wyniesieniu. W przeciwnym razie utwory te, zwłaszcza na obszarach silnie wyniesionych jak np. w Świętokrzyskiem, posiadałyby mniejszą grubość, a niewątpliwie też byłyby wyrażone inną facją, o przewadze materjału klastycznego. Tymczasem, jak wspomniałem, wykształcenie ich w Świętokrzyskiem niczem nie różni się od tych samych utworów występujących np. na Polesiu. Te nie-

---

[1]) Beurlen K. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Beiträge und Ergebnisse aus Norddeutschland. Fortschrifte der Geologie und Paläontologie t. VI. z. 18, Berlin 1927.

liczne jeszcze dane narazie mogą służyć tylko jako materjał orjentacyjny dla dalszych w tym kierunku badań.

* * *

Stratygrafję dyluwjum Gór Świętokrzyskich nawiązałem do znanego schematu stratygraficznngo, M, Limanowskiego[1]). Podstawy na jakich Limanowski oparł stratygrafję dyluwjum polskiego w świetle krytyki Pawłowskiego i Lewińskiego uległy zachwianiu. Pawłowski[2]) zasadniczo przychylając się do poglądu dwóch zlodowaceń w Polsce, odrzuca możność porównywania tych zlodowaceń z niemieckiemi, a pośrednio też z alpejskimi, nazywając to usiłowanie przedwczesnem.

Wręcz przeciwne stanowisko zajmuje w tej sprawie Lewiński[3]). Opierając się na wynikach prac geologów duńskich i niemieckich Lewiński wprowadza nowy podział dyluwjum polskiego, najbardziej może odbiegający od utartego poglądu przyjmującego dwukrotne zlodowacenie Polski. Lewiński dąży do ustalenia w Polsce 3 zlodowaceń, przyczem najstarsze zlodowacenie ma sięgać po Karpaty i odpowiada zlodowaceniu alpejskiemu Mindel. Młodsze o skrajnem zasiągu moren środkowopolskich odpowiada Rissowi, wreszcie ostatnie, najmłodsze, obejmujące północną część Polski, którego granice zaznacza młody krajobraz — to zlodowacenie Würmu. Nie wykluczona jest wreszcie obecność w Polsce jeszcze starszego zlodowacenia stanowiącego odpowiednik Günzu.

Punktem wyjścia dla powyższego podziału posłużyło zlodowacenie fazy flemińskiej, której skrajny zasiąg wg. Woldstedta[4]), ciągnie się od środka Lüneburger Heide przez Fläming, Łużyce, Głogowskie Góry do Kalisza. Lewiński opierając się z jednej strony na studjach morfologicznych Woldstedta, streszczających

---

[1]) O znaczeniu iłów wstęgowych Chełmna dla stratygrafji dyluwjum Pomorza. Sprawozdania Państw. Inst. Geologicznego t. I.

[2]) Stanisław Pawłowski. Czy istnieją L_3 i L_4 w Polsce? Rocznik Pol. Tow. Geologicznego tom V. 1928 r.

[3]) Jan Lewiński. Dyluwjum Polski i Danji. Uwagi z powodu międzynarodowego Zjazdu w Kopenhadze w czerwcu i lipcu 1928. Osobne odbicie z VI Rocznika Polsk. Tow. Geolog. z r. 1929.

[4]) Woldstedt P. Die Gliederung des jungeren Diluvium in Norddeutschland und seine Parallelisierung mit anderen Glazialgebieten. Zeitschrift d. d. Geol. Ges. t. 79. Nr. 3, 4, 1928, Die Grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands tamże t. 77, 1926 r.

się w tem, że morfologja fazy flemińskiej jest znacznie starsza od fazy jutlandzkiej ostatniego zlodowacenia, oraz — na badaniach geologów duńskich K. Jessena i Milthersa, dotyczących wieku utworów interglacjalnych w Danji i w okolicach Hamburga, wysnuwa wniosek, że faza flemińska czyli t. zw. zlodowacenie warciańskie Woldstedta, zaliczone przez niego do Würmu, w rzeczywistości jest starsze od Würmu, a zatem należy do zlodowacenia przedostatniego (Riss), spoczywającego w Danji pod utworami morskiego eemienu. Przedłużenie wschodnie moren fazy Flämingu Lewiński łączy z moreną środkowopolską obrzeżającą od północy Góry Świętokrzyskie i wyżynę lubelską (Puławy Uhrusk). W ten sposób datowane zlodowacenia o zasięgu moreny środkowopolskiej posłużyło Lewińskiemu za punkt wyjścia do ustalenia wieku z jednej strony zlodowaceń starszych (Mindel i Günz), których granice położone są po stronie zewnętrznej zasięgu fazy flemińskiej i młodszego Würmu.

W myśl podziału Lewińskiego należałoby zatem przyjąć, że dyluwjum Gór Świętokrzyskich, położone po zewnętrznej stronie moreny środkowopolskiej, reprezentować będzie najstarsze zlodowacenia, a zatem Mindel i Günz. Ponieważ w Górach Świętokrzyskich stwierdzone zostały dwie moreny, a pod niemi jeszcze starsza serja pochodzenia niewątpliwie glacjalnego, przeto uzgodnienie stratygrafji dyluwjum Gór Świętokrzyskich z podziałem niemieckim mogłoby mieć miejsce w tym tylko wypadku gdy przyjmiemy, że morena górna w Świętokrzyskiem odpowiada Rissowi a dolna Mindowi, albo też obie moreny w Świętokrzyskiem odpowiadają zgodnie z poglądem Grahmanna[1]) dwom fazom Mindlu (II*a* górna morena i II*b* dolna morena). Wobec pełnej analogji, istniejącej między serją glacjalną Gór Świętokrzyskich i okolic Piotrkowa przyjąćby należało pierwszą możliwość. W tym razie najmłodsza faza zjawisk soliflukcyjnych, wyrażonych spływami głazonośnemi spoczywającemi ponad moreną Rissu mogła by istotnie odpowiadać zlodowaceniu Würmu, które w Górach Świętokrzyskich, położonych poza obrębem tego zlodowacenia wyrażone byłoby tylko klimatycznie. Co się tyczy jeszcze starszej serji, wyrażonej osadami zastoiskowemi pocho-

[1]) Grahmann R. Ueber die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. Berichten der Mathem.-physischen Klasse der technischen Academie der Wissenschaften zu Leipzig. LXXX. Bd. 1928.

dzenia glacigenicznego, to ta siłą kolejności stratygraficznej reprezentować może najstarsze zlodowacenie Günzu. W ten sposób idąc konsekwentnie po linji rozumowania Lewińskiego, logicznie uzasadnionego i opartego na wynikach prac niemieckich, dochodzimy do przekonania, że paleograficzny rozwój zlodowaceń w Polsce zasadniczo był ten sam co w Niemczech. W Polsce posiadamy zatem trzy zlodowacenia: Würm, Riss, Mindel i periglacjalne osady zastoiskowe związane ze zlodowaceniem Günzu na zachodzie. Granica zachodnia tego zlodowacenia w przybliżeniu sięgałaby od Królewca po Saksonję, a zatem po linję wyznaczoną przez Grahmanna dla zlodowacenia drugiego (Mindel).

Czy ten pogląd na sprawę zlodowaceń polskich jest słuszny trudno rozstrzygnąć. Raczej należałoby kwestję tę potraktować z punktu widzenia krytyki samej metody badań. Przyjęty w Niemczech sposób wyznaczania granic poszczególnych zlodowaceń z pomocą moren czołowych i ustalania wieku zlodowaceń na podstawie zachowania krajobrazu, nie podobna uznać za bezwzględnie pewny. Jeśli chodzi o granice tych zlodowaceń w Polsce, to już Tietze[1]) w 1916, próbował wyznaczyć zasięg ostatniego zlodowacenia (Würmu) wzdłuż krawędzi młodszego krajobrazu. Wunderlich[2]) natomiast udowodnił, że różnice te nie mają znaczenia istotnego, oraz że krajobraz okolic Warszawy czy Grójca nie różni się od krajobrazu Branderburgji, „da der Formenschatz beider Gebiete derselbe ist". Jeżeli jednak młody krajobraz jeziorowy istotnie stanowi granicę ostatniego zlodowacenia, to w takim razie granicę tego zlodowacenia nie mogą wyznaczać moreny Kutnowskie i Płońskie, jak przyjmuje Woldstedt, co do których Lencewicz stwierdził, że są starsze i leżą poza granicą „wielkiej oscylacji", w tym wypadku stanowiącej granicę Würmu (faza jutlandska Woldstedt'a).

Również i sprawa wieku fazy flemińskiej wobec wielkiej rozbieżności poglądów wydaje się, że nie jest jeszcze ostatecznie rozstrzygnięta. Van Wervecke[3]) stwierdził, że po zachodniej

[1]) Tietze O. Die äussersten Jugendmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands Geol. Rundschau 1916. Behr I. une Tietze O. Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russ. Polen und die Endmoränen bei Mława. Ihrb. Preuss. Geolog. L. A. 1918.

[2]) Wunderlich E. Die Oberflächengestaltung. Handbuch von Polen 1918.

[3]) Van Vervecke L. Bemerkungen über die „Warthe-Eiszeit", die Sölle der Letzlinger Heide und über eine fünfte Eiszeit in Norddeutschland. Zeitschr. d. G. Gesell. B. Monb. Nr. 11, 12, 1928 r.

stronie Elby brak moren flemińskich. „Man hat es, nicht mit einer Endmoräne zu tun, sondern mit Resten von zwei verschieden alten Decken, die sich früher, bei Abschluss der Vorletzten Eiszeit, weit über die Elbe und die Ohre hinaus gegen W. erstreckten. Die angeblichen Endmoränen sind Zeugenberge für diese früher im Zusammenhang vorhandenen Decken". Potwierdziły to wreszcie badania geologów duńskich Jessena i Milthersa[1]) w okolicach Hamburga i Lauenburga co podniósł już Lewiński. Właściwa morena flemińska początek swój bierze dopiero po wschodniej stronie Elby (Linstow[2])-Keilhack)[3]), stąd ciągnie się dalej ku wschodowi, a Lewiński wiąże ją z moreną środkowopolską. Woldstedt, fazę flemińską początkowo uważał za zlodowacenie samodzielne, „warciańskie", później jednak zaliczył je do najmłodszego stadjum zlodowacenia Saalskiego (Riss)[4]).

Jeszcze trudniej pogodzić wprowadzony przez Lewińskiego podział dyluwjum z pozycją stratygraficzną eemienu morskiego. Przyjmując za Nordmannem[5]), że eemien na zachodzie i na wschodzie należy do ostatniego interglacjału, wówczas powstają sprzeczności niemożliwe do pokonania. Dwie serje spoczywające u nas nad eemienem należałoby odnieść do zlodowacenia ostatniego. Ślady starszego zlodowacenia spoczywające pod eemienem nad dolną Wisłą należałyby zatem do zlodowacenia Rissu, ograniczonego tylko do niewielkiego obszaru nad dolną Wisłą. Na pozostałym obszarze Polski z tym zlodowaceniem byłyby związane zastoiska periglacjalne, podobnie jak w Holandji i w zachodnich Niemczech (okolice Hamburga i Lauenburga). Starszych zlodowaceń w tym wypadku nie było by w Polsce ani śladu.

Nie jest wykluczone, że faza flemińska, zgodnie z pierwotnym poglądem geologów niemieckich (Linstow, Keilhack i inni)

---

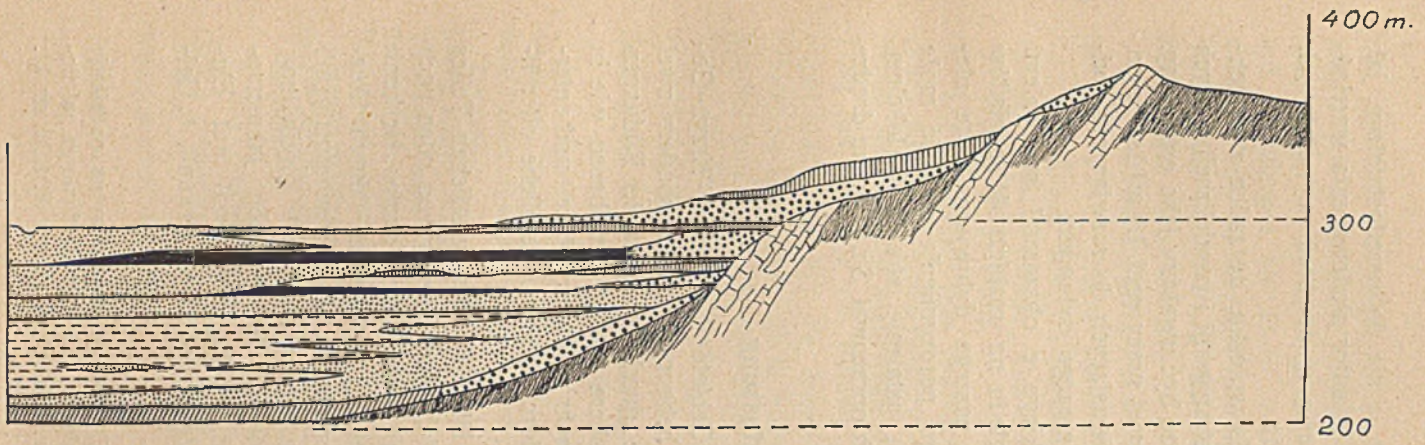
[1]) K. Jessen and V. Milthers. Stratigraphical and Paleontological Studies of. Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany Danmarks Geologische Untersögelse II Raekke N. 48. 1928.

[2]) Linstow O. Neuere Beobachtungen aus dem Fläming und seinem südwestlich gelegenen Vorlande. Z. d. d. G. Ges. 56 t. 1904. Über die Ausdehnung des letzten Vereisung in Mitteldeutschland. J. d. Pr. g. L. A. t. 26. 1905.

[3]) Keilhack. Die Stillstandslagen des letzten Inladeises. Jahrb. d. Pr. g. L. A. 1898 r.

[4]) Woldstedt P. Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Diluviums Stuttgart 1929.

[5]) Nordmann V. Position stratigraphique des depots d'Eem. Danmarks geologiske Undersögelse II. Nr. 47. Kopenhaga 1928.



Profil dyluwjum zachodniej części Gór Świętokrzyskich.
(szemat bez skali).

Profil dyluwjum.

Kreski pionowe: less
Kropki duże: spływy soliflukcyjne
„ małe: piaski
Bez znaków: moreny
Czarne: iły wstęgowe
Kreski poziome przerywane: mułki zastoiskowe
Kreski ukośne: wietrzeliny lokalne.

Profil podłoża.

Kreski gęste faliste: skały miękkie
„ rzadkie przerywane: skały twarde.

Podana skala tyczy się tylko położenia dyluwjum w stosunku do poziomów zaznaczonych w profilu.

Kolejność stratygraficzna warstw
(od dołu do góry)

Serja I.	1) wietrzeliny lokalne i spływy soliflukcyjne
(L_2 ew. Günz)	2) piaski lub mułki piaszczyste
	3) mułki zastoiskowe.
Serja II.	1) piaski fluwjoglacjalne
(L_3 ew. Mindel)	2) iły wstęgowe i spływy soliflukcyjne
cracovien*)	3) morena starsza, ciemna.
Serja III.	1) less warstwowany
(L_4 ew. Riss)	2) piaski fluwjoglacjalne
varsovien*)	3) iły wstęgowe
	4) morena górna.
Serja IV.	1) less warstwowany
(ew. Würm)	2) piaski z głazami i spływy (utwory pochodzenia soliflukcyjnego)
mazovien*)	3) less.

*) wg. podziału Szafera.

należy do zlodowacenia ostatniego, a nie do przedostatniego, jak przyjmuje ostatnio Woldstedt[1]), autor zlodowacenia warciańskiego, które w poglądach na sprawę zlodowaceń wywołało jak dotąd bezowocne tylko zamieszanie.

Uwagi powyższe prowadzą do wniosku, że żaden z dotychczasowych poglądów na sprawę stratygrafji i paralelizacji naszych zlodowaceń z niemieckiemi nie może być uważany jako ostateczny. Nie osłabia to jednak znaczenia cennej pracy prof. Lewińskiego, dającej pełny wyraz usiłowań zmierzających do rozwiązania podstawowych zagadnień stratygrafji naszego dyluwjum.

Paralelizacja dyluwjum polskiego z obszarami sąsiedniemi natrafia na duże trudności ze względu na rozbieżność poglądów panujących w sprawie stratygrafji naszego dyluwjum. Duże ułatwienie w osiągnięciu ostatecznego porozumienia sprawić może przyjęcie zasady mającej na celu ustalenie stratygrafji lokalnej, której podstawy w ogólnych ramach opracował Szafer na drodze florystycznej[2]).

Zusammenfassung.

Es wird festgestellt, dass im Gebiete des Święty-Krzyż-Gebirges nicht eine, wie es bisher behauptet wurde, sondern zwei Moränen vorhanden sind, welche durch interglaziale Bildungen voneinander getrennt sind. — Die obere Moräne ist ebenso, wie in der Umgebung von Warschau ist mehr sandig entwickelt und unterscheidet sich von der unteren durch hellere, gelbliche oder limonitische Färbung.

Der Querschnitt durch das Diluvium des westlichen Teiles des Święty-Krzyż-Gebirges weist folgende Glieder von oben nach unten. Auf: 1. Löss, 2. Sande mit geschieben lokaler Herkunft (Quarzite, Sandsteine), Moränentone, entstanden durch Auswaschung der tiefer liegenden Moränen, 3. Moräne schmutziggelb bis rotbraun, mächtig bis 16 m, stellenweise mit Zweiteilung, 4. Bändertone bis 3 m mächtig, stellenweise mit sog. Jahresmoränen v. zertruger Mächtigkeit, 5. Sande, manchmal mit Einlagerungen v. Mischgeröll lokaler und nördlicher Herkunft, 6. Gel-

[1]) l. c. 1929.

[2]) Wł. Szafer. Zarys stratygrafji polskiego dyluwjum na podstawie florystycznej. (Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage). Rocznik Pol. Tow. Geologicznego tom V. 1928. str. 21.

ber, deutlich lössartiger Ton. 7. Moräne grau oder dunkel von ungef. 10 m Mächtigkeit, 8. Bänderton durchschnittlich von kleinerer Mächtigkeit als bei 4., 9. Sande, gelblich, feldspathreich, bisweilen mit Gerölllagen bis 11 m mächtig, 10. Graue, grünliche oder dunkle Tone, stellenweise lössartig, lokale Gerölle, 11. Produkte der lokalen Verwitterung und der Solifluktion, Tone, Sande, Gerölle ungef. 10 m mächtig.

Diese Abteilungen entsprechen (vergl. auch das Bild S. 103):

Ser. I. 1—3: Würm,[1]) Masovien n. Szafer.
„ II. 4—6: Riss, Varsovien „ „ , L_4 n. Limanowski
„ III. 7—9: Mindel, Cracovien „ „ , L_3 „ „
„ IV. 10—11: Günz, , L_2 „ „

Die Vereisung Riss (Varsovien) dürfte eine grössere Erstreckung haben als jenes v. Mindel und reichte gewiss weiter gegen Süden als dies den bisherigen Angaben zu entnehmen wäre. Die Tone des Stausees von Puławy a. d. Weichsel und von Krystynopol sind alter als die Mindeleiszeit (Cracovien), ebenso wie zahlreiche Bildungen, die in letzten Zeiten von verschiedenen Gegenden von Polen beschrieben worden sind und in der Regel unterhalb der Mindel-Moräne zu liegen kommen, dürften der Günzvereisung angehören.

Querschnitt über das Diluvium der W-Flanke das S-Krzyż Gebirges.
(Schematisch, S. 103).

Diluvium:

Senkrechte Striche: Löss
Fette Punkte: Produkte des Erdfliessens
Kleine Punkte: Sande
Weiss: Moränen
Schwarz: Varven
Horizontale, unterbr. Striche: Staubecken-Tone
Schiefe Streifen: Lokale Verwitterungsprod.

Grundgebirge:

Dunkel schraffiert: Weiche Gesteine
Weit schraffiert: Harte Gesteine

Stratigraphische Reihenfolge: (vom unten n. oben)	
I. (L_2 ev. Günz)	1. Lokale Produkte d. Erdfliessens
	2. Sande, sandige Tone
	3. Staubecken Tone
II. (L_3 ev. Mindel) Cracovien[1])	1. Fluvioglaziale Sande
	2. Varven u. Solifluktion
	3. Ältere dunkle Moräne
III. (L_4 ev. Riss.) Varsovien[1])	1. Löss geschichtet
	2. Sande fluvioglaz.
	3. Varven
	4. Ob. Moräne
IV. (ev. Würm) Masovien[1])	1. Löss geschichtet
	2. Geschiebesande u. Prod. d. Erdfliessens
	3. Löss.

[1]) nach Szafer.

[1]) n. Lewiński. Rocznik Pol. Tow. Geologicznego t. VI. 1929.

S. Kreutz.

Program wycieczki w trzon krystaliczny tatrzański do Doliny Staroroboclańskiej.

Programme de l'excursion dans la chaîne cristalline de la vallée Staroroboclańska.

Pierwszy dzień.

Godzina 7-ma: wyjazd autami do schroniska w dolinie Chochołowskiej, stąd do szałasów górnych w Dolinie Staroroboclańskiej. Zwiedzenie wschodnich stoków Trzydniowiańskiego Wierchu. Jasne granity z rzadkiemi wtrąceniami granitów biotytowych; soczewka zmienionego w chlorytową skałę amfibolitu, przechodzącego w zetknięciu z granitem w skałę kwarcowo-chlorytowo-apatytowo-pirytową.

W południe: powrót na halę i zwiedzenie zachodnich stoków Ornaku: injekcja granitu białego w gnejsy i łupki oraz amfibolity. Wkładki amfibolitów. Hałda z pirytami.

Następnie zależnie od warunków:

1) przejście przez grzbiet Ornaku (charakterystyczne zapadliska) na stok wschodni do źlebu „na Koziczkach": warstwowe i poprzeczne injekcje granitu białego w gnejsy. Stare kopalnie syderytowo-tetraedrytowe; stąd przejście do źlebu „na Dziurawem" z zawalonemi sztolniami i hałdami, lub

2) powrót do doliny Chochołowskiej; zwiedzenie starych kopalń manganu i żelaza na Huciskach.

Première journée.

7 h. du matin: départ par automobiles au réfuge dans la vallée Chochołowska; de là aux chalets dans le cirque supérieur de la vallée Staroroboclańska. Visite des pentes Est du sommet

Trzydniowiański Wierch. Granites clairs avec intercallations rares de granites biotitiques. Lentille de l'amphibolite changé en roche chloritique; la lentille passe en contact avec le granite en roche quartzitique-chloritique-apatitique-pyritique.

Midi: retour à l'alpe Staroroboclańska et visite des pentes Ouest du sommet Ornak; injection du granite blanc dans le gneiss, schistes et amphibolites. Intercallations des amphibolites. Eboulis avec pyrites.

Depuis, suivant les conditions:

1) passage par la crête de l'Ornak vers la pente Est jusqu'au couloir „na Koziczkach", injections du granite blanc dans le gneïss. De là passage au couloir „na Dziurawem" avec mines ensevelies, ou bien

2) retour à la vallée Chochołowska, visite de l'ancienne mine de mangane et de fer à l'alpe Huciska.

F. Rabowski.

Częściowy przewodnik

wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry.

(Serja osadowa okolic doliny Kościeliskiej i Hali Gąsienicowej — Kopy Magóry).

Guide partiel de l'excursion de la Société géologique de Pologne.

(Série sédimentaire des environs de la vallée Kościeliska et de Hala Gąsienicowa — Kopa Magóry).

Pierwszy i drugi dzień wycieczki.

Dno doliny Kościeliskiej. Wybitną cechą charakterystyczną doliny Kościeliskiej jest rzucający się w oczy szereg zwężeń i rozszerzeń doliny. Cecha ta, uwarunkowana li tylko większą lub mniejszą odpornością skał na czynniki erozji i wietrzenia, przejawia się tak w strefie reglowej, jak i wierchowej. Zaznaczając jednak i tu i tam miększe warstwy kredowe stref synklinalnych, służy ona ogólnej i szybkiej orjentacji w rozmieszczeniu geologicznem mas, — nią się więc w części kierujemy.

Poza strefą eocenu, ciągnącą się u brzegu północnego mas reglowych we wzgórzach, leżących poprzecznie do ujścia doliny, mamy pierwsze zwężenie i zaporę w Bramie Kantaka. Występują tu twarde, silnie popękane, jasne wapienie krynoidowe oraz wapienie z bułami rogowców. W pierwszych znalezione zostały *Terebratula punctata, Rhynchonella tetraedra* i *plicatissima,* stwierdzając przynależność tego poziomu do liasu środkowego.

Kompleks ten liasowy należy do pofałdowanej łuski Kończystej (zaniechaliśmy dawnej nazwy łuska Upłazu — dla uniknięcia pomyłek z fałdem Upłazu), która została zaliczona do jednostki niższej płaszczowiny reglowej górnej.

Na prawem zboczu doliny Kościeliskiej wyodrębnia się owa łuska dwoma pasmami wzgórz. Północna, jak to widzimy zresztą z mapy Uhliga, ciągnie się poprzez Bramę Kantaka dalej na

zachód, ku dolince Lejowej. Od północy pasmo to przykryte jest transgredującym eocenem, od południa zaś leży na warstwach kredy.

Ta ostatnia podściela w zupełności i otacza warstwy liasowe (poziom dolny) pasma południowego, które kończy się ku zachodowi Turnią Kończystą. Zbocza łagodne ponad Kirą Miętusią są utworzone z osadów kredy reglowej, stanowiącej strefę synklinalną między łuską Kończystej a płaszczowiną reglową dolną.

Dopiero poza ujściem dolinki Miętusiej koło kapliczki „zbójnickiej" pojawiają się po obu stronach doliny (zaczyna się zwężenie) utwory jurajskie płaszczowiny reglowej dolnej: wapienie czerwone płytowe, radiolaryty, wapienie krynoidowe z rogowcami, wapienie plamiste, a następnie, naprzeciw starej restauracji także i wapienie liasu środkowego (ret i kajper są wyciśnięte). Dalej u ujścia dolinki stromo schodzącej z pod Upłazu Miętusiego, występują ciemne margliste wapienie brekcjowate i ilaste łupki czerwone.

Jest to ostatni element płaszczowin reglowych w dolinie Kościeliskiej.

Bramą Kraszewskiego, drugiem wybitnem zwężeniem doliny, wchodzimy w zwarte wapienie jasne Urgonu-Malmu. One to pierwsze zapoczątkowują tutaj kompleks skrzydła normalnego fałdu Czerwonych Wierchów (fałd Giewontu nie istnieje tutaj), gdyż występujące wyżej na zboczu prawem łupki gaultu zostały tu zupełnie wyciśnięte.

Dalej, z pod malmu wyłaniają się bardzo zredukowane warstwy batu oraz poziom krynoidowy bajosu. Widać je po obu stronach doliny, leżą one na przeważnie ciemnych, wyraźnie uwarstwowanych, miejscami dolomitycznych wapieniach triasu środkowego, stanowiących jądro fałdu *C*.

W spągowej partji tych mas na prawem zboczu żlebu ponad Pisaną (Organy) znalezione zostały skamieniałości, wskazujące na niższe poziomy środkowego triasu. Mamy tu między innemi *Gervilia mytiloides, Modiola triquetra, Pecten discites.*

Począwszy od Bramy Kraszewskiego dolina jest wcięta w utwory fałdu *C*. Ku południowi rozszerza się w Halę Pisaną, gdzie występują łupki gaultu w synklinie przewróconej między fałdem *C* a najniższą strefą osadową płaszczowiny wierchowej. Synklina ta wciska się skrętem korzeniowym wysoko na prawe zbocze popod Twardy Upłaz, a na lewe — w sfałdowania malmo-urgonu stromych ścian Raptawickich Turni (patrz przekrój 1).

Te ostatnie utwory przebiegają w poprzek doliny, znowu ją zwężając i wznoszą się prawym brzegiem żlebu Kraków, gdzie tworzą wybitne sfałdowania w turniach Ratusz-Saturn. Mamy tu całą kaskadę fałdów, zamykających się w zachodnich ścianach Ciemniaka pofałdowanym skrętem korzeniowym, otaczającym wyżej wspomniany gault, a otoczonym od południa utworami doggeru, liasu i triasu (przekrój 2).

Wzdłuż drogi kontakt między wapieniami malmu a serją piaskowcowo-wapienną liasu jest niewidoczny; wiemy tylko, że gdzieindziej występują wapienie żelaziste batu, który styka się wprost z oksfordem bez pośrednictwa kejoweju. Bajosu typowego też się nie spotyka. Do niego w części mogą być zaliczone wapienie krynoidowe górnego poziomu liasu.

Lias podzielić tu można na poziomy od góry do dołu:

4) Poziom wapienno-krynoidowy z dużemi ziarnami kwarcu i dolomitów, gdzie niegdzie piaskowcowy, z wkładką wapieni czerwonych na zboczu prawem doliny. Te ostatnie zawierają *Rhynchonella furcillata, variabilis mut. major, Plicatula spinosa, Gervilia* sp. i liczne *Gryphaca* sp. wskazując już na Domérien. Cały poziom można zaliczyć do bajosu pr. p. i liasu górnego po Domérien.

3) Piaskowce kwarcytowe, które niesłusznie zostały nazwane przez dawnych geologów piaskowcami, Pisanej (jak wiemy skała tak zwana „Pisana“ należy do gaultu) dobrze są widoczne w dolinie.

2) Wapienie mniej lub więcej ciemne z nielicznemi ziarnami kwarcu i wap. dolomitycznych, czasem z krynoidami. Skamieniałości: *Spiriferina Moeschi, Gillieroni;* w wyższej części tego poziomu: *Rhynchonella persinuata*, cf. *Bouchardi, Plagiostoma acuticosta, densicosta, Mytilus amygdaloides, Anomia striatula, Gryphaca Geyeri, Avicula Münsteri, Lima contracta*[1]).

1) Gruboziarnisty piaskowiec z ziarnami kwarcu oraz wapieni dolomitycznych o lepiszczu wapiennem zawiera bogatą faunę małż i ramienionogów i belemnitów. Przedstawia on prawdopodobnie sinemurien dolny.

Hettangienu nie widać tutaj, natomiast jest on rozwinięty bardziej na zachód w Dolinie Staroroboclańskiej.

---

[1]) Wszystkie skamieniałości tutaj podane liasu określone zostały swego czasu przez dr. Horwitza.

Przy drodze nie widać stromo nachylonych ku północy warstw kajpru i triasu środkowego. Nie widać również wapieni komórkowych i łupków czerwonych triasu dolnego oraz kwarcytów permu. Poziomy te, widoczne na zboczach powyżej, są tu przykryte czy to przez usypiska, czy utwory lodowcowe zaznaczone boczno-czołowemi morenami przy Smytniej i Uwozisku.

Tu się kończy serja osadowa Tatr w dolinie Kościeliskiej.

Przekrój na wschód od doliny Kościeliskiej. [Dla orjentacji bardzo ważny jest tutaj przekrój przez Ciemniak fig. 2 oraz mapka schematyczna okolic Upłazu Miętusiego (2)].

Skierowując się powyżej ujścia doliny Miętusiej drogą na Upłaz Miętusi przecinamy serję utworów kredowych, a następnie i jurajskich, stanowiących strop płaszczowiny reglowej dolnej. Utwory te tworzą tu wypiętrzenie antyklinalne.

Ścieżka wznosi się jego dość stromem skrzydłem północnem po kredzie, aby przeciąć wyżej podłoże jurajskie, złożone z radiolarytów zielonych i szarych z wkładkami wapieni krzemienistych. Dalej, ponad taką warstwą czerwonawych wapieni krzemienistych, występują wapienie białe plamiste neokomu i kredowe łupki margliste pologiego skrzydła południowego antykliny.

Wznosząc się dalej, natrafiamy na szczątki wyciśniętego skrzydła brzusznego fałdu Upłazu, które, w postaci wapieni białych i radiolarytów, podścielają soczewkowato masy triasu środkowego, należącego do płaszczowiny reglowej górnej. (Łuska Kończystej jest tu zupełnie wyciśnięta, pojawia się dalej na południe).

Masy te wapienno-dolomityczne stanowią grzbiet Upłazu Miętusiego i dopiero na południe od szczytu urozmaicone są wkładką kajpru (widoczną poniżej grzbietu), należącą do skrzydła normalnego dygitacji spągowej Upłazu. Skrzydło jej brzuszne widoczne jest trochę dalej ku południowi (mapka), gdzie zaznaczona jest depresja w grzbiecie.

(Idąc Upłazem na Gładkie, zwrócić należy uwagę na roztaczający się widok ku wschodowi na Giewont, Wielką Turnię, przekroje 3 i 4).

Z pod łupków czerwonych kajpru wynurzają się znów wapienie dolomityczne triasu, ale tym razem płaszczowiny reglowej dolnej. Wypiętrzają się tu one w lekki guz, przykryty od południa radiolarytami i wapieniami białemi oraz łupkami marglistemi kredy, które ciągną się dalej na Gładkie. Ścieżka prowa-

dzi przeważnie po tych ostatnich, u stóp skałek triasowych, które, leżąc płatem izolowanym na kredzie, należą już do jednostki tektonicznej wyższej: albo do łuski Kończystej, albo też do elementu wyższego płaszczowiny reglowej górnej.

Łupkami kredy dochodzimy do przełęczy Gładkiego, stąd, schodząc ku zachodowi w stronę górnego żlebu Pisanej, można zbadać silnie wytłoczoną, lecz kompletną prawie serję jurajską Gładkiego, leżącą na kajprze i triasie środkowym i poprzecinaną uskokami. Mamy tu, idąc z góry do dołu:

1) wapienie białe z Aptychusami — jeszcze neokom,
2) wapienie czerwone i szare — malm,
3) radiolaryty zielone — dogger, malm pr. p.,
4) wapienie krynoidowe z rogowcami Domérien-Plienbachien,
5) wapienie plamiste — Lotharingien-Sinemurien,
6) piaskowce i wapienie z *Ostrea* — Hettangien,
7) wapienie z koralami i *Terebratula gregaria* — Ret.

Przekrój ten nie jest wszędzie ten sam, gdzieniegdzie ogniwa jego się dopełniają, gdzieindziej zaś jest ich brak przez wytłoczenie.

Zniżając się, spostrzeżemy nawet, jak trias serji Gładkiego leży wprost na triasie fałdu *C* i że dopiero dalej ku południowi wtłacza się pomiędzy nie jądro krystaliczne fałdu *G* (przekrój).

Idąc grzbietem w górę od Gładkiego ku Twardemu Upłazowi nie spotykamy już tak pełnej serji jurajskiej. Natomiast, w małej depresji grzbietowej, wynurzają się z pod wapieni białych piaskowce, prawdopodobnie Hettangienu. Z pod nich zaś wychodzą na grzbiet wapienie dolomityczne, leżące już wprost na serji krystalicznej Twardego Upłazu. (Dobry widok na Kominy Tylkowe i Stoły, oraz pasma płaszczowin reglowych; przekrój 1, tylko odwrócony).

Wyżej wydostajemy się znowu na triasy, ale już fałdu *C*. Ku wschodowi mamy wgląd w sfałdowania brzusznej, sprasowanej serji fałdu *C*. Uwarstwowane i ciemniejsze warstwy triasu leżą na zwartych, zato najbardziej wytłoczonych, wapieniach malmo-urgonu, a te ostatnie na łupkach gaultu. Gault powtarza się trzy razy w grzbiecie, oddzielającym Kocioł Mułowy od Kotła Liworowego, tworząc 3 fałszywe antykliny. W profilu przez Wielką Turnię mamy podobne sfałdowania (fig. 3). Śliczna morena stadjalna w Kotle Mułowym.

Dalej możemy posuwać się po wapieniach triasowych ku

Ciemniakowi, a stąd, zachodniem zboczem Rzędów, ku Przełęczy Tomanowej, gdzie występują poziomy werfenu i permu. Dalej, poprzez pokrytą utworami morenowemi Dolinę Tomanowej schodzimy do Kościeliskiej.

Możemy też (warjant) z Twardego Upłazu zejść na lewy stok żlebu, znajdującego się pomiędzy tem wzniesieniem a Ciemniakiem, aby poprzez leżący synklinalny skręt korzeniowy w kredzie i jurze dostać się na spłaszczenie w odnodze zachodniej grzbietu Ciemniaka, która poniżej stanowi prawe, strome zbocze żlebu Kraków.

Stajemy tu na kontakcie między wapieniami jasnemi malmu a piaskowcami liasu. Te ostatnie wnikają tu pofałdowaną antykliną leżącą. Przecinamy ją wzdłuż ponad górnym wylotem Krakowa, idąc ku przełączce między grzbietem Żaru, a ścianą Ciemniaka. Wnikamy w partje lądowe powyższej antykliny, w rety, kajpry i wapienie triasu środkowego.

Z przełączki mamy widok na t. zw. Czerwone Żlebki, na pofałdowania w recie i w kajprze, znajdującej się tutaj stromo ustawionej synkliny (patrz przekrój 2), oraz na uskoki, jakie ją przecinają, ciągnąc się aż do samego grzbietu Ciemniaka. Widzimy też, jak silnie rozwinięte wapienne masy triasowe w Rzędach (synklinalny skręt korzeniowy jest tu niepełny: ucięty jest on od dołu wskutek zróżniczkowania ruchów między miękkim werfenem, a twardym triasem środkowym) redukują się w stromo ustawionem skrzydle południowem synkliny Czerwonych Żlebów do wąskiego pasma.

Zejście do Doliny Tomanowej.

Piąty dzień wycieczki.

Dolina Jaworzynki — Hala Gąsienicowa. Wszedłszy na górne piętro Jaworzynki znajdujemy się u czoła fałdu *G*. Wznoszą się ponad nami ścianki Gładkiego Jaworzyńskiego, a dalej Magóry. Na południo-zachód, w żlebie między Czołami Jaworzyńskiemi a Gładkiem Jaworzyńskiem, przechodzi kontakt z płaszczowiną reglową.

W dolnej partji żlebu, na skałach urgonu, występują łupki gaultu z warstwą ze skamieniałościami w spągu. Dalej ku wschodowi gault jest zasypany piargami.

Ścianki Gładkiego, zbudowane ze stromo ku północy pochylonych warstw malmo-urgonu, są poprzecinane poprzecznemi uskokami — przesunięciami.

Między grzbietem Gładkiego, a Kopą Magóry znajduje się przełęcz, utworzona z warstw triasu, które podścielają malm Kopy. W intersekcji wysuwają się one języczkiem ku północy tak, jak to jest zaznaczone mniej więcej trawiastem zboczem.

W Kopie Magóry występuje malm, a w małej części i neokom. Dopiero zbliżając się do przełęczy między Kopą Magóry a Kopą Królowej widzimy, że w żlebku szerokim, odgraniczającym od zachodu ostatni cypel skalny grani NNE Magóry, występują wapienie i łupki brekcjowate triasu. Wnikają tu one w warstwy malmu fałszywą synkliną przewróconą.

Trias ten otacza cypel jurajski, kładąc się na warstwy malmu od północy i północno-wschodu. Że mamy tu do czynienia z pofałdowaną dygitacją górną fałdu *G* wskazuje łączność stratygraficzna triasu z główną masą malmu poprzez bat-kelowej-oksford.

Schodząc z przełęczy wyżej wspomnianej, a leżącej na pograniczu między serją reglową i wierchową, przecinamy tę górną dygitację triasową. Oddzielona ona jest wąską smugą (którą łatwo przeoczyć) malmu (oksfordu), której towarzyszą drobne soczewki wapieni czerwonych batu. Smuga ta zaznacza odwróconą strefę synklinalną między dygitacją górną, a triasem, leżącym w spągu malmu Magóry, tym samym, który widzieliśmy, jak wychodzi w intersekcji między Kopą Magóry, a Gładkiem Jaworzyńskiem.

Trias ten, który spotykamy zresztą jeszcze na ścieżce wiodącej stromo ku Hali Gąsienicowej, leży za pośrednictwem werfenu i permu na serji krystalicznej grzbietu Kasprowego, serji, która stanowi jądro fałdu *G*. Mamy tu więc stosunki analogiczne, choć z pewnemi zmianami, do tych, które możemy zaobserwować w przekroju przez Kopę Kondracką-Giewont (fig. 4).

W otoczeniu Hali Gąsienicowej natrafiamy na warstwy triasowe i urgonu serji odwróconej fałdu *G*.

Literatura wycieczkowa.

Ponieważ podanie nawet najważniejszej literatury geologicznej, takiej choćby jak prac Uhliga, Lugeona, Limanowskiego, byłoby zbytecznym balastem dla tak krótkiego przewodnika, zatrzymuję się li tylko na pracach z ostatnich czasów, dających inną, niż poprzedni autorowie, interpretację budowy tektonicznej, a w części i stratygrafji.

Mapy:

Uhlig: Mapa geologiczna Tatr 1:75.000.

Topograficzna: Zwoliński, Tatry Polskie 1:37.500.

* * *

1) F. Rabowski: Budowa Tatr. Pasmo wierchowe. Spraw. P. I. G., t. III, zeszyt 1—2. Warszawa 1925.

2) F. Rabowski i W. Goetel: Budowa Tatr. Pasmo reglowe; ibid.

3) E. Passendorfer: Studjum stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serji wierchowej w Tatrach. Prace P. I. G., t. II, zesz. 4. Warszawa 1929.

4) W. Goetel i St. Sokołowski: Tektonika serji reglowej okolicy Zakopanego. Roczn. P. T. G., t. VI. Kraków 1930.

5) F. Rabowski: Rozważania nad budową pasma reglowego w Tatrach. Spraw. P. I. G., t. V, zeszyt 3—4. 1930.

Résumé.

Première et deuxième journée. Vallée Kościeliska.

La première journée est en partie seulement consacrée à l'étude de la série sédimentaire de la vallée Kościeliska le long de la route.

Après avoir traversé l'Eocène à l'issue de la vallée, on pénètre dans la série subtatrique (Brama Kantaka). Celle-ci est subdivisible en trois unités dont les deux premières: l'écaille liasique de Kończysta et pli de l'Upłaz font partie de la nappe subtatrique supérieure, tandis que la troisième — représente la nappe subtatrique inférieure. On peut étudier les formations crétacées, jurassiques et triasiques de ces unités. Au delà de l'ancienne restauration on pénètre dans la série hauttatrique. (Brama Kraszewskiego), on traverse la série sédimentaire incomplète, avec lacune stratigraphique, du pli couché *C* (le pli couché supérieur *G* n'est pas développé ici; il est resté en arrière et plus haut).

Le terrain les plus récent, le Gault, étant ici écrasé, on voit les masses compactes de l'Urgonien — Malm en superposition au Trias moyen par l'intermédiaire du Batkonien fort réduit et du Bajocien à entroques. La vallée traverse en gorge les roches jurassiques et les rochers déchiquetés du Trias moyen pour s'élargir dans les couches tendres du Gault qui forment ici le synclinal renversé entre le pli *C* et la série sédimentaire de base. L'évasement de la vallée donne lieu a l'alpe Pisana.

La série sédimentaire jurassique qui suit en couches redres-

sées plongeant au N (comme partout d'ailleurs dans la vallée), commence par l'Urgonien-Malm. Le Bathonien et le Bajocien ne sont pas visibles (éboulis); on aperçoit par contre la série liasique plus ou moins complète, gréseuse en grande partie (L'Hettangien manque ainsi que le Rhétien).

Les terrains inférieures (Keuper, Trias moyen, Werfenien et le Permien) sont visibles seulement plus haut sur les versants de la vallée, dont le fond est caché soit par des cônes de déjections, soit par l'éboulis, soit par du glaciaire qui, plus au fond, prend un développement considérable.

Plus loin on penètre dans la série cristalline de la Tatra. Versant droit de la vallée Kościeliska (il importe d'avoir sous la main le profil passant par ce versant et la carte schématique des environs de l'Upłaz Miętusi (1 et 2).

Après avoir suivi la vallée Kościeliska jusqu'à l'issue du vallon latéral de Miętusia on y penètre pour monter bientôt au sud. On traverse tout d'abord le Crétacé du flanc nord de la nappe subtatrique inférieure, répliée ici en petite voute anticlinale qui laisse voir le substratum jurassique. Plus haut on rencontre les calcaires blancs tachetés et les radiolarites du flanc renversé du pli de l'Upłaz et puis les calcaires triasiques dolomitiques du noyau de ce dernier. Nous savons que le pli de l'Upłaz fait partie de la nappe subtatrique supérieure qui, plus au sud, est accidentée par une petite digitation de base (digitation de l'Upłaz) enveloppée par les couches du Keuper et du Rhétien en partie.

Plus haut, dans un bombement anticlinal, surgissent les calcaires dolomitiques de la nappe subtatrique inférieure. Le couverture jurassique (ici seulement radiolarites) et crétacée est visible plus haut.

Le sentier chemine sur les calcaires plaquetés et marneux du Crétacé, au pied des rochers triasiques qui, tout entourées par le Crétacé, forment un lambeau à part. Il fait en tout cas partie de l'unité subtatrique supérieure.

Du col de Gładkie, en descendant sur sont versant ouest, on peut visiter le complexe mésozoïque fort réduit par le laminage mais presque complet de la nappe subtatrique inférieure. En montant du col au Twardy Upłaz on recontre seulement l'élément inférieur de cette série stratigraphique, reposant directement sur le Trias moyen. Ce dernier recouvre la série cri-

stalline de Twardy Upłaz, série qui au nord s'écrase sous les nappes subtatriques et au sud chevauche sur les assises triasiques du Ciemniak.

Le cristallin forme le noyau du pli *G* tandis que le Trias du Ciemniak fait partie du pli *C*. Ce pli, tronçonné presque sous Gładkie—Twardy Upłaz, est bien développé plus au nord sur le versant droit du couloir de Pisana. On le voit ici replié et coupé par des cassures.

Le trias de Ciemniak se prolonge au sud dans Rzędy, où il fait raccord avec le Trias du substratum hauttatrique. On aperçoit ici un synclinal couché, dont le flanc normal est supprimé en partie grâce au mouvement différentiel entre les couches tendres du Werfenien et les calcaires plus dures du Trias moyen. (Un mouvement différentiel pareil s'observe aussi presque partout entre le Gault et l'Urgonien).

Si de Twardy Upłaz, au lieu de monter au Ciemniak, on passe au sud en traversant deux petits cols liant les promontoires secondaires avec la masse principale de Ciemniak, on penètre, au-dessous du synclinal jurassique couché et complexe, dans l'anticlinal, réplié aussi, qui lui fait suite plus bas. (Les détails sont représentés dans la coupe; failles).

Notons encore que du Twardy Upłaz on a une vue sur les cirques de la paroi septentrionale de Krzesanica. L'arête qui sépare ces cirques montre d'une façon bien belle les replis et les écrasement du flanc renversé du pli *C*.

La descente se fait par la vallée Tomanowa où, de dessous le manteau morainique qui la recouvre, ressortent de temps à autre soit les assises du Trias moyen, soit celles du Werfenien.

Cinquième journée. Tronçon supérieur de la vallée de Jaworzynka et Hala Gąsienicowa.

Ce n'est que dans la partie supérieure de Jaworzynka qu'on se trouve au pied du front du pli *G*. Les parois de Gładkie Jaworzyńskie qui dominent la vallée sont formées par des dalles redréssées de l'Urgonien—Malm. Elles sont traversées par des décrochements.

Le Gault apparaît sur le versant gauche à la base du couloir marquant le contact entre la série hauttatrique et la série subtatrique. Plus loin il est caché par les éboulis.

Entre l'arête de Gładkie Jaworzyńskie et le sommet de Magóra se trouve un large col qu'occupent les calcaires triasiques

qui forment la base du Malm de Magóra. Le Trias est marqué dans le terrain par le paturâge qui descend du col au nord en forme d'une langue.

Au-dessus du Malm de Kopa Magóry apparaît encore une bande triasique supérieure, qui enveloppe l'épéron rocheux de l'arête N. N E et penètre par dessous en formant un faux synclinal. Qu'on a affaire ici à une digitation supérieure du pli *G* on peut se rendre compte en remarquant que le Trias est en contact stratigraphique avec le Malm auquel il est lié par le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien.

On traverse cette digitation triasique en descendant du col vers l'Est. Une bande fort exiguë de calcaires blancs, associée à deux petites centilles du Bathonien et du Bajocien, marque ici la zone synclinale renversée qui sépare le Trias de la digitation de celui formant la base du Malm de Magóra. Cette bande triasique inférieure se recontre encore au bord du sentier rapide qui descend vers la Hala Gąsienicowa.

Plus au sud elle repose par l'intermédiaire du Werfenien et du Permien sur la série cristalline de la longue crête de Kasprowy en formant le noyau du pli *G*.

Aux environs de Hala Gąsienicowa on rencontre des témoins mésozoiques du flanc inverse de ce pli.

* * *

Przewodnikiem do **serji reglowej** okolicy Zakopanego, której zwiedzenie wchodzi w program zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w trzecim, czwartym i piątym dniu, jest praca: **W. Goetel** i **S. Sokołowski:** „Tektonika serji reglowej okolicy Zakopanego“ (z 1 mapą geolog. kolorową, 1 mapą rys., 9 profilami, 3 rysunkami i 4 fotografjami), Kraków 1930; odbitka z VI. Tomu Rocznika Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Krakowie za rok 1929.

Le travail: **W. Goetel** et **S. Sokołowski:** „Sur la tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane“ (avec 1 carte géol. colorée, 1 carte des., 9 profiles, 3 fig. et 4 photogr.); extrait du Tome VI. des Annales de la Société Géologique de Pologne année 1929, Cracovie, servira

de guide pour les excursions du Congrès de la Société Géologique de Pologne prévues dans le programme de la troisième, quatrième et cinquième journée dans **la zone subtatrique** dans les environs de Zakopane.

Józef Premik.

Tymczasowa notatka
o postglacjalno-dyluwjalnem torfowisku w Konopiskach (SW od Częstochowy).

Verläufige Mitteilung über portglazial-diluviales Torfmoor in der Gegend von Konopiska (SW von Częstochowa).

(Z 1 ryc. w tekście — Mit einer Abb. im Text).

Robiąc zdjęcia geologiczne w okolicy Częstochowy natknąłem się w pobliżu Konopisk na wielkie torfowiska.

Rozciągają się one na północ od wsi Konopisk między kokalnią rudy żelaznej, Glinami, Wygodą a Podborkiem Kopalnianym i lasem wsi Aleksandrji I.

Obejmują one prawie 3 km^2 obszaru i leżą na utworach jury brunatuej.

Schematyczny profil (ryc. 1) przeprowadzony ze wschodu na zachód od północnego krańca kopalni rudy w Konopiskach do lasu aleksandryjskiego uwidacznia następujące stosunki:

Najniżej leżą na zachodnim odcinku żelaziste piaskowce jury brunatnej (ryc. 1-a), które pod bardzo małym kątem zapadają ku NE pod iły rudonośne (ryc. 1-b). Te ostatnie podścielają w znacznej części torfy na całym omawianym obszarze.

Powierzchnia utworów jurajskich obniża się znacznie na przestrzeni zetknięcia się piaskowców żelazistych i iłów rudonośnych i tworzy tutaj wielkie nieckowate zagłębienie, którego oś podłużna przebiega w kierunku południkowym. W niecce tej zaistniały doskonałe warunki tworzenia się torfowisk.

Na powierzchni utworów jury brunatnej leżą eluwja, wykształcone w postaci piasków, składających się z nierównych ziarn, wśród których występują dość rzadko otoczaki kwarcowe

a ponadto otoczaki konkrecyj krzemiennych (ryc. 1-c).

W stropie piaski owe stają się bardziej ilaste i są zanieczyszczone detritusem roślinnym.

We wschodniej części tego basenu piaski zastąpione są utworami gliniasto-ilastemi, które powstały z rozmycia iłów rudonośnych.

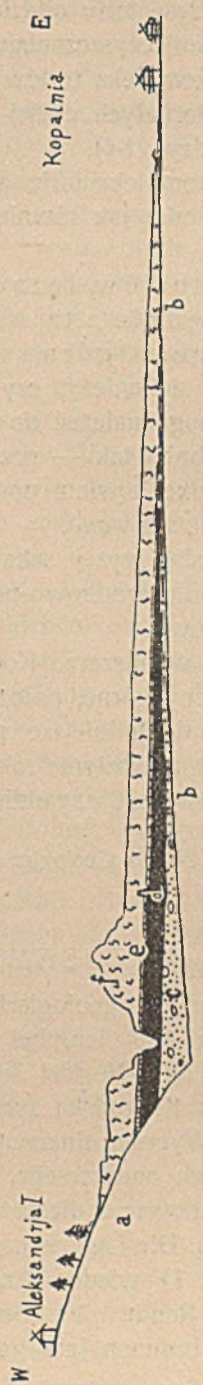
Nad eluwjami leży w najgłębszej części basenu 2-metrowa serja torfów, która ku peryferjom niecki staje się coraz cieńsza.

Wśród torfów wyróżnić można dwa wybitnie różniące się kompleksy — dolny (ryc. 1-d), dochodzący do 50 cm grubości i górny do 150 cm (rys. 1-f).

Dolny kompleks torfów (ryc. 1-d) charakteryzuje się dość znacznem zwęgleniem, silnem sprasowaniem i zwięzłością a ponadto czystością (nie zawiera żadnych domieszek).

W spągowej części torf ten jest piaszczysty. Wyżej przechodzi on w czysty, silnie sprasowany torf z resztkami licznych bagiennych roślin i skrzydeł owadów. W środkowej partji staje się on bardziej mszysty, miejscami zawiera warstewki z drewnami i licznemi nasionami *Menyanthes trifoliata*. Górna część torfu zawiera drobne nasiona roślin takich jak *Carex* sp. i pokrywy skrzydeł owadów.

Całą tę dolną serję zamyka w stropie cienka warstwa torfu zbitego z drobnemi gałązkami i licznemi listkami brzozy karłowatej *(Betula nana)*.



Ryc. 1.

a — Żelaziste piaskowce
b — Iły rudonośne
c — Eluwjalne piaski i glina
a — Eisenschüssige Sandsteine
b — Eisenerztone
c — Eluviale Sande und lehmartiger Ton
d — Dyluwjalne torfy z *Betula nana*
e — Torf zanieczyszczony
f — Postglacjalne torfy
d — Diluvialer Torf mit *Betula nana*
e — Humifizierter Torf
f — Postglazialer Torf

Dolna część torfu oddzielona jest od górnej niezbyt wyraźną warstewką zanieczyszczonego piaskiem torfu (ryc. 1-e).

Górny kompleks torfów cechuje się świeżością roślin, luźnym związkiem storfiałych części składowych, a w końcu małem ich zwęgleniem (ryc. 1-f).

Dolny kompleks torfu występuje tylko w najgłębszej części basenu. Nad nim jak również i na peryferjach pojawia się kompleks górny.

Serja torfów, leżąca poniżej warstewki z *Betula nana* względnie z tą ostatnią włącznie jest wieku dyluwjalnego, górna zaś część postglacjalnego.

Zapytać się należy, czy torfy, leżące poniżej warstwy z *Betula nana* mogą należeć do utworów międzylodowcowych? Najprawdopodobniej tak — przemawia zatem ich pozycja stratygraficzna, leżą one bowiem pod warstwą torfu, w którym masowo występuje *Betula nana.*

Torfowisko wyżej scharakteryzowane leży kilkadziesiąt km na S od moren środkowo-polskich, które przebiegają na N i NW od Częstochowy.

Moreny w obszarze Konopisk mają zupełnie odmienny habitus jak moreny górne, położone na N od Częstochowy.

Dalsze, dokładniejsze poszukiwania w polu, które przeprowadzimy w przyszłym roku. pozwolą nam niewątpliwie rozstrzygnąć powyższe zagadnienie jak i szereg innych.

Kraków, Zakład Geologiczny Uniw. Jagiell. — październik 1930 r.

ZUSAMMENFASSUNG.

Während der geologischen Aufnahmen in der Umgebung von Częstochowa traf ich bei Konopiska grössere Komplexe von Torfmooren an. Die fast 3 km² einnehmenden Torfmoore liegen nördlich von Konopiska zwischen der Eisenerzgrube, dem Dorfe Gliny und Wygoda einerseits und dem Wald bei Aleksandria I. und Podborek andererseits.

Der Untergrund dieser Torfmoore bilden die Schichten des braunen Jura. Die Lagerungsverhältnisse gibt uns das schematische Profil (Abb. 1) wieder. An der Westseite des Torfmoores wird am dessen Rande der Untergrund von eisenschüssigen Sandsteinen des braunen Jura gebildet, welche ganz allmählich gegen

NE unter Eisenerztone derselben Formation, die weiter ostwärts den eigentlichen Untergrund des genannten Torfmoores bilden, einfallen. Der Linie des Zusammentreffens der Sandsteine und der Eisenerztone entlang ist eine longitudinale, flache, trogartige Senkung entstanden, deren Achse meridional verläuft. Diese trogartige, flache Senke wurde mit dem Torf ausgefüllt.

Die Oberfläche der jurassischen Tone ist mit eluvialen grob- und feinkörnigen Sanden, denen 1—5 cm breite, milchweisse Quarz- und Feuersteingerölle beigemischt sind, bedeckt. Gegen oben werden die Sande immermehr ton-bzw. detritushaltig. Im östlichen Teil dieser Senke gehen die Sande in einen lehmartigen Ton, dessen Material aus den Eisenerztonen stammt, über. Über dieser eluvialen, sandigen bzw. tonigen Schicht liegt ein, in der tiefsten Partie der Senke 2 m mächtiges, Torfmoor. Die Mächtigkeit dieses Torflagers nimmt ständig gegen den Rand der Senke ab.

Im Profil dieses Torflagers kann man leicht zwei ziemlich scharf hervortretende Horizonte und zwar den unteren (Abb. 1-d) bis 50 cm hohen und den oberen (Abb. 1-f) bis 150 cm mächtigen unterscheiden. Der untere Torfschichtenkomplex ist ziemlich stark zusammengepresst und verkohlt und stellt nach oben hin einen reinen von mineralischen Bestandteilen nicht verunreinigten Torf dar. Nur die untersten Schichten weisen einen ziemlich hohen Gehalt an Sand und Lehm auf. Die Schichten des Torfes sind aus Resten der Pflanzen einer Verlandungszone eines See und zwar aus Moos-, *Carex*, — *Menyanthes trifoliata* — und anderen Pflanzenresten aufgebaut. Im Torf sind *Coleopteren* — Flügel ziemlich häufig. Die oberste Schicht des unteren Horizontes stellt die Schicht mit *Betula nana* — Resten (Blätter) vor. Der untere Horizont wird von dem oberen mit einer dünnen Schicht eines stark humifizierten Torfes (Abb. 1-e) abgetrennt.

Der obere Torfschichtenkomplex (Abb. 1-f) wird aus nicht zusammengepressten und nur schwach verkohlten Pflanzenresten aufgebaut. Ziemlich oft trifft man hier Holzreste und Baumästchen an.

Der untere Horizont nimmt nur den tiefsten Teil der Senke ein; gegen den Rand zu wird die Senke nur von den Schichten des oberen Horizontes ausgefüllt.

Unzweifelhaft haben wir hier mit zwei abgesonderten Perioden der Bildung dieses Torfmoores zu tun. Höchstwahrscheinlich gehört der obere Horizont dem Postglazial an, der untere aber

stellt uns ein Interglazial (bzw. nur einen Teil des Interglazials und zwar dessen oberen Teil) vor. Das Vorkommen von *Betula nana* in den obersten Schichten des unteren Horizontes zeigt das Ablaufen des Interglazials und Herannahen einer neuen Vergletscherung an. Um was für ein Interglazial es sich handelt, das muss ich vorläufig unentschieden lassen. Jedenfalls, da das Torfmoor südlich des mittelpolnischen Moränenzuges (ca 50 km weit) gelegen ist und dieser Moränenzug dem Varsovien I[1]) (wahrscheinlich dem Warthevorstoss der Saaleeiszeit — Woldstedt 1929[2]) hingehört, so dürfte man annehmen, dass der untere Horizont dem Masovien I)[1]) (Elster—Saale Interglazial) entspreche und wäre so mit dem Interglazial in Szczerców (Premik-Piech 1930)[3]) und in Olszewice (Passendorfer-Lilpop-Trela 1929)[4]) gleichaltrig.

Weitere, genauere Untersuchungen im Terrain, die ich aber im nächsten Jahr erst unternehmen werde, werden — wie ich glaube — zur Klärung dieser Frage beitragen.

Kraków, Geologisches Institut der Jagell. Universität, 1930.

---

[1]) 1928. Szafer W., Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage. — Separatabdruck d. V. Jahrg. d. Polnischen Geolog. Gesellschaft.

[2]) 1929. Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Stuttgart.

[3]) 1930. J. Premik. On the preglacial, glacial and interglacial formations in the area of Middle Warta, Widawka and Prosna.

K. Piech. The flora of the interglacial strata in the environs of Szczerców, Dzbanki Kościuszkowskie and some other places in the basin of the river Warta. Special copy of the VI Annual of the Polish Geological Society.

[4]) 1929. E. Passendorfer, I., J. Lilpop, II., i J. Trela, III. O utworach międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim. The interglacial formations in Olszewice near Tomaszów in Central Poland. Kraków, Spraw. Kom. Fizj. 64. Polskiej Akademji Umiejętności 1929.

Stanisław Zuber.

Przyczynek do historji
plioceńskich basenów w krajach ponto-kaspijskich.

Contributions à l'histoire des bassins pliocéniques dans les pays ponto-caspiens.

O klasyfikacji słonowatowodnych Cardidae.

Note sur la classification des Cardidae des faunes saumâtres.

Avant-propos.

Ces deux essais ont étés écrits comme résumés des deux communications pour le XIV-ème Congrès Géologique International qui s'est tenu à Madrid en 1926. Le manuscrit de ces deux essais a été envoyé au Comité du Congrès, mais le texte s'étant perdu, la publication n'a pas eu lieu. La nouvelle de cette perte m'est parvenue seulement après la publication de tous les mémoires du Congrès trop tard pour pouvoir réparer cette perte.

N'ayant pas eu la possibité de prendre part personnellement aux séances du Congrès, ni de rédiger un mémoire plus ample sur le thème des communications, je me suis décidé à publier les communications telles qu'elles ont été présentées au Comité du Congrès.

Ces deux textes ne sont que des brefs exposés, donc ils ne contiennent pas des listes bibliographiques. En outre depuis l'an 1926 ont paru bien d'autres ouvrages où les thèmes analogues sont traités largement, ce qui ne touche pas l'essentiel des exposés. Ne voulant pas changer le contenu d'alors, je laisse à part la question de la bibliographie ainsi que les résultats de mes études ultérieures, faites dans les pays méditérranéens. Pourtant puisqu'il s'agit d'une publication à part, je me permets de mentionner non pas les titres des ouvrages mais les noms des différents auteurs,

qui ont travaillé dans cette direction et dont les travaux m'ont servi de base pour développer les idées exprimées dans les exposés.

Au premier rang je vais nommer les savants russes dont les travaux ont contribué le plus à la connaissance du néogène supérieur. Ce serait en premier lieu feu N. Androussov, puis Bogatcheff, Laskareff et Pavloff. C'est surtout à mes entretiens particuliers avec M. Bogatcheff que je dois le plus.

La vaste littérature provenant de l'école viennoise, hongroise, yougoslave et roumaine, contient autant de noms que celle de la Russie si non davantage. Je citerai donc les noms de Brusina, Fuchs, Jekelius, Lörenthey, Neumayr, Paul, Sabba Stefanescu, Stur et le savant polonais Teisseyre.

Les idées des ouvrages les plus récents n'affectent pas beaucoup les miennes puisqu'il ne s'agit ici que des considérations méthodiques. En me proposant à l'avenir de revenir sur ce sujet pour le traiter plus amplement, je me limite à ce peu de remarques.

I.

Contributions à l'histoire des bassins pliocéniques aux pays ponto-caspiens.

L'étude détaillée de depôts des bassins pliocéniques de l'Europe nous apporte un vaste domaine de problémes, dont l'ensemble est à classifier de la manière suivante:

1. L'étendue de différents bassins et leur évolution successive suivant les mouvements orogéniques ébranlant les avant-pays des chaînes antérieurement plissées.

2. Les conditions régnant aux bassins, le caractére de processus de sédimentation puis les conditions climatologiques de qui dependent toujours la saturation des eaux de bassins isolés, leur desséchement ou au contraire leur élargissement suivi d'un adoucissement des eaux.

3. La répartition de faunes et leur migration, puis la disparition de faunes indigénes et leur remplacement par les élements nouveaux-venus et enfin les voies de ces migrations.

4. La synchronisation de dépots à la quelle est à attribuer le probléme de la parallélisation de dépôts des bassins qui exi-

staient au Sud de l'Europe avec certaines périodes glaciaires qui ont affecté les pays septentrionaux.

Nos connaissances actuelles sur les bassins de l'Europe Méridionale de la Méditerranée et surtout du bassin Pannonique, nous permettent d'établir approximativement la marche de changements dont ces pays ont été l'arène. Ces connaissances sont toujours bien fragmentaires — si la succession locale nous est connue, les relations reciproques de différents bassins dépassent fort rarement le domaine de l'hypothése. C'est surtout quand surgit la question du quantitatif des épaisseurs changeantes de dépôts de bassins de ce genre.

Pour arriver à une élucidation détaillée de tous les problémes variés du pliocène il faut la chercher ailleurs, au delà de la Méditerranée ou de la Mer Noire. C'est vers les pays Caspiens qu'il est necessaire de se diriger.

Voici un petit conspect de problémes „Caspiens" depuis le paléogène, ou la formation de chaînes du grand et du Petit Caucase, de la Perse septentrionale et du Turkestan prend un aspect tout à fait défini. Il s'accomplit là un isolement toujours grandissant de bassins marins, recouvrant les grands synclinaux placés entre les chaînes in statu nascendi. Au commencement cet isolement est plutôt sédimentaire. Les dépots qui s'y sont formés n'ont été emportés nullepart. Les aires d'affaissement qui commencent à s'y dessiner resteront à peu prés les mêmes jusqu'aux temps actuels. Au miocène nous voyons une suite à ce procès; nous y observons des changements de l'étendue de bassins miocéniques qui en même temps trahissent des traits d'un isolement temporaire. Pourtant les limites de bassins miocèniques ne rappellent encore en rien les limites futures purement caspiennes. La transgression du sarmatien puis la fin de cette période qui nous a laissée de dépots á Mactra du sarmatien supérieur, suive les mêmes lignes de repartition.

Depuis l'étage méotique il y commence une longue période de desséchement toujours grandissant. Les relicts marins du pontien se retrécissent pour disparaître définitivement au bassin caspien méridional, ou pour être plus exact, de la partie méridionale de la province caspienne. Il s'y forment des sédiments continentaux puissants dont la repartition est limitée par les chaînes antérieurement plissées.

En outre de chaînes qui se sont conservées jusqu'á maintenant

il y existait alors un systéme plissé, qui occupait l'espace entre les extrémités orientales du Grand-Caucase et les montagnes de Talych, qui forment une jonction entre le Petit-Caucase et les chaînes de l'Elbourz. Effondré à la fin de la période continentale, ce systéme fit place à un fossé-géosynclinal de la basse plaine de Koura, bien étroit et soumis aux mouvements d'un resserrement entre deux grandes chaînes caucasiennes tectoniquement fort actives. En outre du systéme mentionné il y existait encore un prolongement du Caucase qui est maintenant recouvert par les eaux de la mer Caspienne, puis des prolongements de chaînes de Talych et de plis Transcaspiens qui gisent eux aussi au fond du bassin Caspien actuel, formé grâce aux grandes dislocations transversales.

La période du desséchement et de la formation de dépots continentaux est suivie d'une grande transgression marine. C'est la mer d'Aktchaguyl qui occupe alors un espace deux fois plus étendu que la M. Caspienne actuelle. Elle recouvre une grande partie de la vallée actuelle de Volga, du territoire Transcaspien et toute la basse-plaine de Koura dans la Transcaucasie. La faune qui y existait contient des éléments sarmatiques et méotiques sans aucune trace d'espèces pontiennes. Depuis cette période s'opére un isolement definitif de la Caspienne et de bassins Euxiniques.

Ce qui est extraordinaire, c'est que pendant cette période si transgressive il n'y a pas à noter de grands affluents nourrissant la partie méridionale de la mer d'Aktchaguyl. Au contraire il y régne un climat tout à fait aride.

La mer d'Aktchaguyl disparait, remplacée par les eaux du bassin Apchéronien, peuplées par une faune pontienne degénérée. Un retrecissement de l'étendue s'y opére, mais en même temps il s'y forment de grandes rivières nourrissant la partie Sud du bassin. Ce sont les anciennes Koura et Amou-daria.

La première s'est conservée jusqu'à maintenant, tandis que l'embouchure caspienne de l'Amou-daria n'a existé que jusqu'à la période de terrasses quaternaires les plus récentes. Cette disparition fut causée par les mouvements épeirogéniques au Turkestan, dont la suite fut la formation du lac d'Aral et le developpement final du réseau hydrographique du Turkestan actuel.

Le postpliocène Caspien se distingue par de grandes oscilla-

tions du niveau de la mer. Il est aussi remarquable par des mouvements épeirogéniques si intenses qu'ils s'approchent déjà du domaine d'orogenèse véritable.

Aux étages Aktchaguylien et Apchéronien, la Caspienne reste toujours isolée de bassins Euxiniques. C'est seulement au postpliocène qu'une jonction fort temporaire eut lieu, mais dont les détails nous restent encore voilés.

Le schéma paléogéographique pour les pays euxiniques n'est pas si simple. La repartition de dépots pliocéniques en commençant du méotien nous prouve une grande différentiation de faunes. Nous n'y possédons pas une base assez sure pour la synchronisation relative que c'est par exemple pour l'étage d'Aktchaguyl. L'ensemble de phénomènes nous prouve que la formation définitive de la Mer Noire a du s'opérer très tard, c'est-à-dire bien après l'étage Dacien et qu'il y avait une participation de mouvements d'effondrement tout á fait extraordinaire. La formation du Bosphore n'est qu'un détail final.

Le caractère des faunes pliocéniques trahit toujours de traces d'un endémisme remarquable. Il y a des influences de migrations qui ont été si clairement définies par les géniaux savants russes comme Androussov et Bogatcheff mais les principaux éléments de faunes en restent assez constants. L'un des faits qui est fort évident c'est la connexion entre les influences du climat, le caractère de dépots et l'évolution de faunes. Il y a de phases où on peut constater l'influence du climat plus chaud et au contraire de phases à refroidissement accentué. Si on envisage que surtout aux pays Caspiens, on est témoin d'une apparition subite de grandes quantités des eaux, on parvient à établir une certaine corrélation entre le caractère et l'épaisseur des dépôts aux époques différentes, les transgressions et les regressions qui ne sont causées que par les influences locales, puis entre le caractère général de sédiments et les faunes.

Nous sommes témoins dans la littérature concernant l'époque quaternaire, qu'on tâche de paralléliser certains dépôts regardés comme pliocéniques avec certaines périodes de glaciation. Il y a beaucoup de données qui parlent en faveur d'une parallélisation de ce genre. Mais, en le faisant on ne devrait pas oublier, qu'en outre du problème de l'étendue de bassins avec leur faunes et le climat changeant il y reste encore la question de la repartition des sédiments. Les dépôts du pliocène Caspio-Euxinique atteignent

des épaisseurs parfois bien extraordinaires. Il est vrai que leur caractère nous parle en faveur d'une formation plutôt accélerée et cela fait surgir des écueils hypothétiques fort difficiles à éviter. En même temps nous observons aux pays caspiens des conditions qui nous rappellent bien ce qui devait régner pendant le pliocène dans de vastes provinces géologiques.

Voilà le point saillant du problème de la synchronisation de dépôts pliocéniques et du Quaternaire qui ne consiste pas uniquement dans une synchronisation approximative. Cette synchronisation peut aller beaucoup plus loin. A savoir: la synchronisation quantitative du même genre que cela fut une fois établi pour les pays scandinaves par Mr de Geer, mais qui devrait être accomplie en faisant usage des méthodes un peu différentes.

II.

Notes sur la classification des Cardidae des faunes saumâtres.

Parmi les problèmes concernant la repartition des faunes saumâtres du pliocène de l'Europe orientale puis des pays euxiniques et des pays caspiens, le plus important est le problème du classement systématique des Cardidae.

Nous y voyons au premier plan la question d'affinité des différents types apparaissant dans les divers bassins pliocéniques. Nous y voyons différents types, très nombreux liés les uns aux autres par une suite de formes transitoires. L'évolution de ces Cardidae est toujours une évolution des types dégénérés. Des types se trouvant aux divers stades de cette dégénérescence sont à observer dans différents bassins et aux étages différents. Une stratigraphie exacte de couches appartenant aux mêmes provinces est toujours à établir suivant la classification des Cardidae mais, si on essaye de synchroniser les faunes de différents bassins on se heurte à des difficultés fort sérieuses.

Ces difficultés consistent dans l'incertitude de définir si l'on à affaire avec les influences de migration prolongée ou de courte durée, ou dans l'insuffisance de nos connaissances sur ce groupe paléontologique dans ce qui concerne la possibilité du polyphyletisme. L'évolution de certains types s'opère avec une vitesse extraordinaire, ce qui doit obscurcir le tableau p. ex. aux cas où

une migration prolongée est incontestable. D'autre part il est certain, que beaucoup de types qui, dans d'autres conditions donnent des dérivées innombrables, se conservent autre part d'une manière fort surprenante.

Nous avons une base d'où pourrait découler la classification des Cardidae pliocéniques. Ce sont les *Cardium* du sarmatique. Ils conservent leur habitus du bassin de Vienne jusqu'à la Mer d'Aral. Il y a longtemps que ces types ont été classifiés et décrits. Nous connaissons la genèse de ces formes qui apparaissent déjà aux couches du Méditerranéen supérieur. (Couches de Bouglovka et de Konka). Il y a trois types principaux: le type arrondi *Cardium absoletum (Androussovi, Platovi* etc.) puis le type oblong = *C. protractum et lithopodolicum* et enfin les espèces plutôt dégénérées comme *C. Fittoni* ou *C. Döngkingki.*

Parmi les Cardidae pliocéniques nous discernons les groupes suivants: Les Didacna et Monodacna, les Prosodacna, les Limnocardium et puis les types qui ont presque perdu leur affinité avec les Cardidae caractéristiques. Ce seraient p. ex. les Adacna et les Apscheronia les plus rapprochés aux Didacna du type Caspien, les Arcicardium apparentés avec les Cardidae daciennes du bassin de la Crimée, les Budmannia formes dérivées de Limnocardium etc.

Tous ceux qui se sont occupés des Cardidae de faunes saumâtres, savent fort bien que, même suivant les descriptions les plus exactes de différentes espèces, on trouve toujours de types nouveaux, méritant de porter le titre de „n. sp.". Grâce à cette qualité nous sommes témoins d'un tel brouhaha des „novae species" qu'il est parfois impossible de ne pas s'y égarer, surtout s'il s'agit de l'étude comparative de faunes riches en Cardidae.

Cependant certaines affinités existent quand même. En examinant l'habitus de Cardidae provenant de différentes provinces nous sommes bien souvent frappés par leur ressemblance extraordinaire même aux cas s'ils appartiennent aux subgenus différents. Outre les formes trés bombées, les espèces plus simples se ressemblent entre elles mais tandis qu'aux bassins Caspiens ce sont les Didacna ou Monodacna qui prévalent, nous voyons, aux bassins Euxiniques orientaux (la Crimée et la Géorgie occidentale) une différente forme de „Monodacnisme" qui est grandement rapprochée au „Prosodacnisme". Ce dernier domine aux dépôts pliocèniques de la Roumanie. Dans la province Pannonienne ce sont les Limnocardium qui jouent un role exclusif, ces mêmes

Limnocardium qui n'apparaissent plus à l'Est qu'en élément tout à fait subordonné.

En classifiant les Cardidae nous sommes bien souvent incertains quel trait est à envisager comme primordial. Androussov le voyait dans le caractère des ornements de la coquille, à savoir au nombre et la forme de côtes. La charnière et surtout les relations qui existent entre les dents cardinaux et latéraux, ce qui est si important pour certains types ne sont pas si sures. La forme de la coquille puis l'allure de l'empreinte du pallium nous fournissent des indices fort importants mais en général cela n'est pas valable qu'en correlation avec l'ensemble de tous les traits.

Ce qui est tout à fait évident c'est que toutes les formes saumâtres de Cardidae dérivent de peu de types sarmatiques. Il n'est moins connu que ces derniers se distinguent par des charnières peu développées. La marche de l'évolution dégénérative apporte au premier stade une atrophie de certaines dents (surtout des dents latérales) et une hypertrophie des autres (les dents cardinales). L'acardie caractérise les stades finaux, ce qui est parfois accompagné d'un développement extraordinaire de côtes, puis d'un bombement de la coquille ou d'un recourbement de l'umbo.

La connaissance approfondie des Cardidae est d'une importance tout à fait extraordinaire pour l'étude de dépôts pliocéniques. Cela n'est pas à accomplir que par une revision générale de types qui tout en semblant de se distinguer par les différences suffisantes pour être classés comme des espèces nouvelles ne les possèdent pas. Regardées à travers l'ensemble de faunes, ces espèces ne nous présentent que des dérivées d'un petit nombre de types originaires.

Bien que la méthode descriptive nous a fourni de descriptions excellentes et que nous possédons grace à cette méthode des affinités établies d'une manière bien évidente, mais cela ne suffit pas encore. La méthode unique qui pourrait désenchevétrer l'énigme des affinités reciproques des Cardidae, ou d'établir ou il y a l'immigration et ou se trahirait le polyphylétisme (d'ailleurs peu probable). Tout cela est à accomplir en se servant de diagrammes.

Ce qui y est à prévoir c'est une réduction d'un grand nombre des „espèces" pliocéniques et leur classification rationnelle d'aprés les Cardium sarmatiques.

Józef Premik.

Przyczynek

do znajomości utworów górnojurajskich pasma krakowsko-wieluńskiego i środkowej Widawki.

Contribution à la connaissance des dépôts suprajurassiques de la chaîne de Cracovie à Wieluń et du cours moyen du fleuve Widawka.

(Z 1 ryc. w tekście — Avec une fig. dans le texte).

Korzystając z uprzejmego zaproszenia Dyrekcji Zjednoczonych Fabryk Cementu w Rudnikach pod Częstochową zbadałem tamtejsze utwory jurajskie i dyluwjalne. Temi ostatniemi zajmować się tutaj nie będziemy.

Na badanym obszarze jest mało odkrywek jury białej. W nich jednak zetknąłem się z jurą, która w pasmie krakowsko-wieluńskiem dotychczas nie była mi znaną, ani o której dotychczas w literaturze nie ma prawie żadnej wzmianki. Dlatego mimo zebrania bardzo ubogiego materjału paleontologicznego jak i nielicznych obserwacyj podaję do wiadomości swoje spostrzeżenia i uwagi, które nasunęły mi się przy przeglądaniu już nagromadzonego materjału [24].

W okolicy Mstowa nad Wartą i na *W* od wsi Kościelca (kota 265) występują śmiałe wzgórza, zbudowane z wapieni skalistych. Wapień ten charakteryzuje się barwą białą lub szaro-białą, strukturą zbitą, przełomem muszlowym lub zadziorzystym. W wapieniu tym chaotycznie porozrzucane są wielkie, ciemne i rozmaitego kształtu konkrecje krzemienne, które na powietrzu przybierają zabarwienie rdzawe lub ceglaste. Uławicenie jest niewyraźne. Tam gdzie ono jest widoczne, ławice dochodzą do 1 m grubości. Bieg ich jest *NNE—SSW* a upad *SE* 20°. Skamieliny są dość rzadkie

i źle zachowane. Wśród nich znalazłem ułamki skorupek *Rhynchonella Astieriana* i *Terebratula sp.* — Wapień ten leży na t. zw. górnym wapieniu skalistym.

Wapienie wyżej opisane przechodzą w stropie jak to widać w chłopskim kamieniołomie na *W* od wsi Kościelca w wapienie białe, cienko-uławicone bez konkrecyj krzemiennych i skamielin. Upad ich dochodzi 10° ku *SE.*

Na nich leżą białe, miękkie wapienie płytowe, które wietrzejąc przybierają barwę żółtą i szybko lasują się. Uławicenie ich jest doskonałe. Łamią się one łatwo i rozpadają się na nieregularne kostki. Miąższość ich dochodzi do 100 m. W stropie stoją się bardziej margliste i zabarwiają się na żółtawo. Skamieliny są dość rzadkie, wśród nich pierwsze miejsce zajmuje *Pentacrinus pentagonalis* Goldf., *Perisphinctes sp., Belemnites sp., Pleuromya tellina var. Agassizi* Lew., *Pleuromya sp., Thracia sp.* Niektóre z nieoznaczonych małżów mają dość znaczne podobieństwo do Aucelli?

Znaczne odkrywki tych wapieni widać w kamieniołomach w Rudnikach, dalej w przekopach drogi, prowadzącej z Rudnik do Mstowa w pobliżu Latosówki, a w końcu w płytkim kamieniołomie przy kocie 274 na *SW* od Latosówki, gdzie w południowowschodniej części jego bieg ich jest *E—W*, a upad południowy pod kątem 16°.

Ponadto wapienie te znane są z płytkich bo kilkumetrowych wierceń, przeprowadzonych kilkaset metrów na *N* od toru kolejowego w Rudnikach w kierunku na Kościelec. Te same wapienie stwierdzono pod piaszczystą gliną moreną w głębokości kilku m przy drodze polnej, prowadzącej z przysiółka Karoliny i leśniczówki do Rudnik i na *S* od tej miejscowości koło Konina i Latosówki.

W czynnym dzisiaj kamieniołomie cementowni w Rudnikach między torem kolejowym a dworem występują płytowe wapienie, na których leży kilkumetrowy kompleks niebieskawych margli. Są to zbite, twarde, niebieskawe margle, wśród których występują bardzo rzadko konkrecje pirytowo-margliste. Margle te zawierają 67% $CaCO_3$. Skamieliny są nieliczne, wśród nich zdołałem oznaczyć łodygi liljowców, *Pentacrinus pentagonalis* Goldf., ułamki odnóży przednich z *Decapodów* i dość liczne skorupki lub ośródki drobnych małżów jak *Astarte cingulata* Contej. i *Astarte scalaria* Roemer. Okazy *Astarte cingulata* Contej., zbliżone są bardzo do form, opisanych przez Contejean'a [2, tabl. XI,

fig. 5, 6, 7, 8, 9 i 10, str. 267—268], a ponadto odpowiadają formom, przedstawionym przez Loriol'a, Tombeck'a i Royer'a [4] na tabl. XVI., fig. 11, str. 277. Zupełną identyczność okazów z Rudnik stwierdzamy z okazami, ilustrowanemi na tabl. XV. fig. 2 *a*, *b*, str. 83 (239) [1]).

Astarte scalaria Roemer (str. 79 (235), tabl. XV., fig. 5, 6, 7) [1]).

Okazy tego gatunku występują licznie. Są one doskonale zachowane i odpowiadają okazom Loriol'a i Pellat'a.

Te same niebieskie margle zostały stwierdzone wierceniami płytkiemi na obszarze budynków dworskich aż po centrum wsi Rudnik, gdzie grubość ich dochodzi do 6 m. Ku *E* zanurzają się one coraz bardziej pod utwory dyluwjalne. Grubość tych ostatnich wynosi w Rudnikach 6—8 m, między Rudnikami a Michałowem już 15 m.

Licznemi płytkiemi wierceniami (36 wierceń) został margiel ten stwierdzony pod cienkim płaszczem dyluwjalnym na *W* i *NW* od wzgórza 274 pod Latosówką, gdzie grubość jego dochodzi do 6 m, w wyjątkowych wypadkach do 11 m.

Obszar rozprzestrzenienia niebieskawych margli rozciąga się ponadto wzdłuż drogi polnej Konina do Jaskrowa, nie dochodzi jednak do drogi na linji wieś Rędziny—Cegielnia.

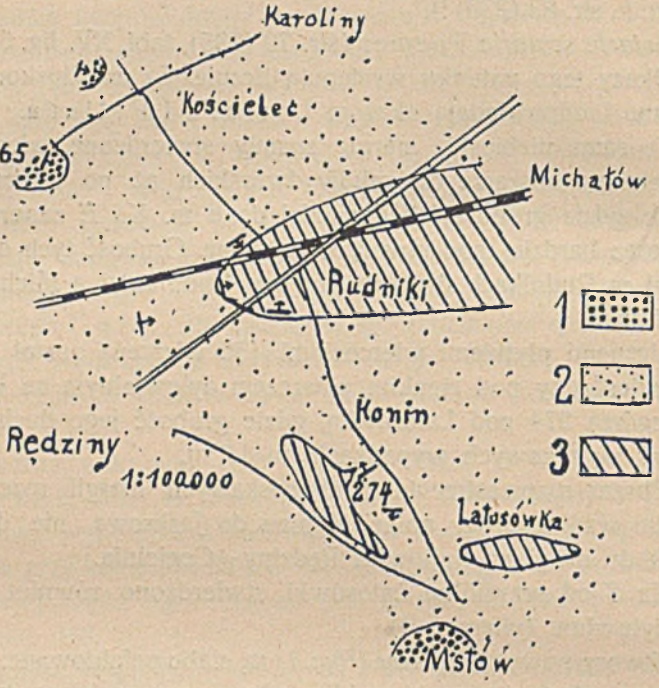
Na *S* od przysiółka Latosówki stwierdzono również margle pod dyluwjum (wierceń 9).

Utwory powyżej opisane (Ryc. 1) są słabo pofałdowane. Tworzą one szereg płaskich siodeł i synklin, które są poprzecinane uskokami. Osie podłużne synklin i antyklin przebiegają z *NNW—SSE* a więc zgodnie z kierunkiem pasma krakowsko-wieluńskiego lub prostopadle do niego, prawie *W—E*. Jądra synklin owych budują niebieskie margle, jak to widać w kamieniołomie cementowni w Rudnikach, w okolicy Latosówki i Michałowa.

Synklina rudnicka, której oś podłużna przebiega z *ENE* ku *WSW*, zwęża się ku *W* i w kamieniołomie cementowni wychodzi w powietrze. Ku *E*, w kierunku Michałowa synklina owa rozszerza i zanurza się. Północno-zachodnie skrzydło jej wychodzi tuż za torem kolejowym od strony Kościelca w powietrze. To samo dzieje się ze skrzydłem południowo-wschodniem na linji budynków dworskich.

[1]) Loriol et E. Pellat. Monographie paléontologique et géologique des étages supérieurs de la formation jurassique des environs de Boulogne-sur-mer.

Synklina Latosówki, którą stwierdzono wierceniami ma taki sam kierunek jak poprzednia, jest od niej tylko mniejsza i węższa. Jądro jej jest zbudowane z niebieskich margli. Te ostatnie leżą również na znacznej przestrzeni na *W* od wzgórza 274 i na



Ryc. 1.

1. Wapień skalisty.
2. Wapień płytowy.
3. Niebieskawe margle.

1. Calcaire rocheux.
2. Calcaire en dalles.
3. Marnes bleuâtres.

S od wioski Konina. Leżą one w jądrze synkliny, której oś podłużna przebiega z *NNW* ku *SSE*. Liczne wiercenia wykazały, iż miąższość margli dochodzi tutaj do 6 a nawet do 11 m. Margle owe zalegają również małą depresję, położoną na *NW* od koty 274.

Z tego cośmy powiedzieli wynika, iż między Latosówką a Rudnikami prócz poprzecznych i podłużnych płaskich depresyj istnieją elewacje o charakterze brachyantyklinalnym. Jedna z nich t. zw. konińska, leżąca między Rudnikami a wzgórzem 274, jest znacznie większa od brachyantykliny koty 274. Obie zbudowane są z płytowych wapieni.

Na *N* od Rudnik i na *S* od Latosówki obszary mają budowę antyklinalna. Jądra ich zbudowane są z wapieni skalistych.

W licznych kamieniołomach a specjalnie w kamieniołomie należącym do Tow. Wapnorud widać mniejsze lub większe dyslokacje o charakterze uskokowym. Te mają przeważnie kierunki *NNW—SSE.*

Niebieskawe margle, tworzące na badanym obszarze najwyższe ogniwo jury, pokrywały niegdyś znacznie większe obszary, skutkiem jednak denudacji i erozji zostały zniszczone, a resztki ich zachowały się tylko w jądrach depresyj.

Najstarszym utworem na opisanym terenie jest wapień skalisty z okolic Kościelca i Mstowa. Obecność ułamków *Rhynchonella Astieriana* rozstrzyga o przynależności jego do dolnej części środkowego kimerydu (górny sekwan). Wapień ten odpowiada pozycją stratygraficzną wapieniom skalistym ze Szwabji i Frankonji.

Z wapieni ze Mstowa nad Wartą wymienia Siemiradzki [12, str. 435), *Rhynchonella (Astieriana) inconstans* Sw., *Stomechinus aroviensis* i zalicza je do najwyższych części poziomu *Oppelia tenuilobata* i *Rhynchonella inconstans.* Romer [3] zaliczył wapienie skaliste z konkrecjami krzemiennemi i dolną część wapieni płytowych (z nielicznemi i drobnemi konkrecjami krzemiennemi) do poziomu *Rhynchonella Astieriana.* Z tego poziomu wymienia autor ponadto formy *Terebratula pectunculoides, Pecten subspinosus, Ostrea rostellaris, Cidaris coronata, Cidaris Blumenbachi, Glyplicus hieroglyphicus. Sphaerites septatus.* Poziom z *Rh. Astieriana* uznał autor ten za równowiekowe z piętrem E. Quenstedta. Romer już przed Siemiradzkim przypuszczał, iż na wschodnim stoku pasma krakowsko-wieluńskiego i dalej na *E* istnieją młodsze poziomy jury od wapieni skalistych.

Cienko-uławicone wapienie bez konkrecyj krzemiennych z pod Kościelca, leżące w stropie wapieni skalistych a w spągu wapieni płytowych są tego samego wieku.

Wapienie płytowe, leżące w stropie wyżej wymienionych utworów dochodzą do 100 m miąższości. Skamieliny, wydobyte z tej skały jak *Pentacrinus pentagonalis* Goldf., *Pleuromya tellina var. Agassizi* Lew. i inne nie określają zupełnie ich wieku.

Położenie ich jednak w stosunku do wapieni skalistych jak i ich znaczna miąższość wskazuje, iż muszą one reprezentować nie tylko górną część środkowego, ale i górny kimeryd. Możliwem jest, iż obejmują one nawet część dolnego portlandu.

Upewnia nas w tem przekonaniu fakt, iż wapienie płytowe są identyczne pod względem petrograficznym z wapieniami z Trojanowa i Szal z pod Kalisza [21], a fauna okazuje pewne podobieństwo (człony liljowców *Pentacrinus pentagonalis*, małże *Pleuromya tellina var. Agassizi* Lew., *Thracia sp.* i małże podobne do *Aucelli?*).

Wiek wapieni z Trojanowa i Szal określiliśmy na dolno- i środkowo-kimerydzki. Wyraziliśmy nawet przypuszczenie, iż mogą one być górno-kimerydzkiego względnie dolno-portlandzkiego wieku (poziom *Waagenia Beckeri*, [21], str. 360).

Michalski ([6], str. 24) podkreślił z naciskiem, iż w pasmie krakowsko-wieluńskiem po wschodniej stronie cała masa skalistych a conajmniej znaczniejsza ich część leży pod wapieniami płytowemi, tak, iż należy przyjąć dla nich wiek kimerydzki. Ściślej jeszcze precezuje ich wiek Kontkiewicz ([7], str. 42—43). Opisując jurę Wolbromską mówi wyraźnie, iż wapień skalisty leży pod marglistemi płytowemi wapieniami. Wobec zaś występowania form *Rhynchonella Astieriana (Rh. inconstans)* i innych w wapieniu skalistym i dolnej części marglistych wapieni płytowych, zalicza je autor za Roemerem do środkowego kimerydu *(Pteroceras Oceani)* względnie porównywa je z piętrem E. Quenstedta, wreszcie z dolomitami z Frankonji.

Na podstawie powyższych rozważań i pozycji ich w stosunku do najgórniejszych wapieni skalistych w okolicy Rudnik dochodzimy do przekonania, iż wapienie płytowe są środkowo- i górno-kimerydzkiego a nawet może portlandzkiego wieku.

Na powyższych wapieniach leżą twarde, zbite, niebieskawe margle, które ostro odgraniczają się od poprzednich utworów. To ostatnie zjawisko świadczy o dość gwałtownej zmianie warunków tworzenia się osadów. Fauna znaleziona w nich jest uboga, przeważają liljowce i drobne małże.

Z tych ostatnich zasługują na uwagę *Astarte scalaria* Roem. i *Astarte cingulata* Contj. Pierwsza forma znana jest z utworów środkowo- i górno-kimerydzkich a ponadto środkowego portlandu. Druga występuje w osadach górno-kimerydzkich i dolno-portlandzkich [1]).

Wiek więc tych margli wahałby się w granicach środkowego kimerydu i środkowego portlandu.

[1]) Loriol et E. Pellat. Monogr. paléontol. et géol. des étages supérieurs de la formation jurassique des environs de Boulogne-sur-mer.

Oznaczenie wieku tych skał na podstawie dwóch wyżej wymienionych form wydaje się jednak za zbyt niepewne.

Położenie niebieskawych margli w stosunku do wapieni płytowych, jakoteż pewne analogje z podobnemi utworami, występującemi gdzieindziej w Polsce, nasuwają wniosek, iż mogą być one tylko portlandzkiego wieku.

W tem przekonaniu utwierdza nas porównanie tego utworu z osadami okolic Tomaszowa Mazowieckiego, opisanemi przez Lewińskiego i Passendorfera. Lewiński opisuje niebieskie (siwe), twarde margle z okolic Niebrowa i Wąwału (Brzostówki) i zalicza je do 2-go poziomu Provirgatites Alexandrae ([13], str. 14—15). Passendorfer znalazł takie same margle pod wsią Wąwał ([25], str. 21).

Margle z Rudnik porównane z okazami z Wąwału wykazały zupełną identyczność petrograficzną.

Podobne margle wymienia Lewiński z Kujaw [9] z utworu świdrowego w Janiszewie na *SW* od Włocławka. Margiel ten przedstawia się jako niebiesko-szara, ciemna skała, zawierająca liczne czarne ziarnka (od 0·5 do 3 mm średnicy) i ślady skamielin jak *Terebratula* i *Exogyra sp.*. Wiek tych wapieni marglowatych oznaczył autor na kimerydzki, zaznaczając, iż serja ta różni się znacznie od normalnego typu kimerydu w granicach wychodni b. Królestwa Polskiego (105 str.).

A. Mazurek oznaczając zachodnią granicę kredy nadnidziańskiej [15], zalicza utwory jurajskie, wykształcone w postaci siwych i brunatnych iłów (margle) z Poręby Dzierżnej i Lgoty Wielkiej (leżących w okolicy Wolbromia) do kimerydu.

Sujkowski w pracy wolbromskiej [22] wymienia również siwe margle z okolic Wolbromia (str. 385—386). Są to niewątpliwie te same margle, które opisałem z Rudnik, wynika to nie tylko ze zgodnych cech petrograficznych, ale przedewszystkiem ze względu na stosunek ich do otaczających wapieni płytowych i skalistych.

Sujkowski przyjmuje, iż margle te należy uznać za partję spągową wapieni płytowych, które w okolicach Wolbromia odpowiadają najprawdopodobniej oksfordowi lub raurakowi w żadnym wypadku zaś kimerydowi.

W okolicy Wolbromia rozróżnił autor ten trzy poziomy w jurze białej t. j. wapień skalisty, wapienie płytowe i margle siwe. Uważa on, iż margle siwe są najstarszem (oksford lub raurak) a wapień skalisty najmłodszem (najwyższy sekwan) ogniwem

jury. Widzimy więc, że Sujkowski zajmuje odmienne stanowisko w stratygrafji tych utworów od naszego. — Z tego powodu musimy zatrzymać się nieco nad tą pracą. Przedtem jednak podkreślić powinniśmy, iż stratygrafja jury okolic Wolbromia dawniejszych i nowszych badacza jak Roemera, Michalskiego, Kontkiewicza i Mazurka stoi w niezgodzie ze stratygrafją Sujkowskiego, o czem wyżej już wspomnieliśmy.

Analiza mapy geologicznej Sujkowskiego wykazuje, iż najbliższe okolice Wolbromia mają budowę synklinalną.

Zewnętrzna (skrzydła) część niecki wolbromskiej zbudowana jest jak to widać z mapki z wapieni skalistych, potem z wapieni płytowych, jądro zaś z niebieskawych margli a w końcu z kredy.

Doskonale zaznacza się zatokowate występowanie różnych poziomów kredy w niecce Wolbromskiej. Podłużna oś jej ma kieruwek *W—E*. Ku zachodowi niecka owa wychodzi w powietrze, ku wschodowi zaś zanurza się.

Z powyższej interpretacji wypływa, iż utwory, leżące na skrzydłach owej poprzecznej depresji a więc wapień skalisty jest najstarszym elementem stratygraficznym a margle niebieskawe (siwe) najmłodszym. Na tym ostatnim leżą kolejno już utwory kredowe.

Sujkowski przyjmując, iż margle są najstarsze na tym terenie zmuszony był do przyjęcia olbrzymich uskoków, odgraniczających je od wapieni skalistych. Niewątpliwie budowa geologiczna tego terenu jest skomplikowana. Nie ulega też wątpliwości, iż obszar ten już przed transgresją kredową był porzeźbiony, i że osady kredowe leżą na różnych ogniwach jury. Autor sądzi, iż główne ruchy w tym obszarze odbyły się tutaj przed transgresją kredową.

Fakty obserwowane w krakowskim potwierdzą istnienie ruchów przedkredowych, widzimy bowiem na Krzemionkach w kamieniołomie cementowni jak utwory kredowe ścinają szczyty płaskich antyklin, zbudowanych z jurajskich wapieni. Niemniej jednak fakty tutaj obserwowane mówią nam przedewszystkiem, iż główne ruchy odbyły się w czasie i po osadzeniu się kredy. Obserwujemy bowiem na Krzemionkach liczne większe dyslokacje, które zaznaczają się w utworach jurajskich, kredowych i mioceńskich. Z tego wynika jasno, iż tektonika utworów jurajskich i kredowych południowej części pasma krakowsko-wieluńskiego zawdzięcza swoje powstanie przeważnie ruchom pokredowym i mioceńskim.

Dodać musimy, iż Sujkowski zastrzega się, iż z powodu

braku dostatecznej ilości skamielin nie był w stanie przeprowadzić dokładnej stratygrafji, a zatem i podany obraz budowy geologicznej tego terenu należy uważać za pierwszą próbę (str. 395—396).

Na zakończenie podkreślić należy, iż znając białą jurę całego pasma krakowsko-wieluńskiego, nigdzie nie stwierdziliśmy, aby między warstwami kordatowemi a wapieniami skalistemi występowały skały wyżej opisane.

Według więc naszej interpretacji mapy geologicznej Wolbromia wynika, iż najstarszym utworem jest wapień skalisty, którego wiek według licznych skamielin zebranych i oznaczonych przez Sujkowskiego został określony na górnosekwański (względnie część ich na dolnosekwański), a więc zgodnie naogół z zapatrywaniami Michalskiego, Kontkiewicza, Siemiradzkiego i mojemi. Młodszym wiekowo byłby wapień płytowy, obejmujący środkowy i górny kimeryd. Margiel niebieskawy reprezentowałby zaś dolny portland.

Zwrócić musimy jeszcze uwagę na zlepieńce, znalezione przez Sujkowskiego w Glanowie ([22], str. 392). Składają się one z kawałków niebieskawego wapienia, zlepionych cementem marglistym o zabarwieniu kawowem. Zawierają one faunę, która według autora oznacza wiek zlepieńców na górno sekwański względnie prawie na dolno kimerydzki (leżą one na granicy sekwanu i kimerydu).

Naszem zdaniem reprezentują one najprawdopodobniej średnią kredę i odpowiadałyby one wiekowo utworom, opisanym przez Samsonowicza [20].

W czasie swoich badań na obszarze powiatu wieluńskiego i częstochowskiego zmuszony byłem celem rozwiązania niektórych zagadnień zaznajomić się z utworami, leżącemi poza granicami tych powiatów. W obszarze dorzecza Widawki i środkowej Warty zetknąłem się z odkrywkami jury białej, która ma zupełnie odmienny habitus pod względem petrograficznym i faunistycznym niż jura pasma krakowsko-wieluńskiego.

W okolicy wsi Gawłowa i Skąpej na *NE* od Pajęczna napotykamy w dołach zbite, kremowo-białe wapienie z drobnemi, czarnemi konkrecjami krzemiennemi. Wapienie te są cienko uławicone.

Na *N* od Rząsnej w przysiółku Brutus widać przy starym wapienniku doły w których występują wapienie barwy żółtawo-szarej, struktury zbitej, z drobnemi nielicznemi żyłkami kalcytu. W skład wapieni wchodzą liczne skamieliny, z których oznaczyć

zdołaliśmy *Pleuromya tellina Agass., var. Agassizi* Lew. (rzadkie), *Ostrea sp., Pecten sp., Waldheimia sp., Terebratula sp., Pentacrinus pentagonalis* Goldf. (rzadkie). — Posuwając się ku *N* spotykamy niedaleko Widawki w Sarnowie znane już Michalskiemu wapienie o zabarwieniu biało-kremowem, strukturze zbitej, nawpół krystalicznej z żyłami przeźroczystego kalcytu. Wapień ten zawiera drobne ślimaczki jak *Itieria, Cerithium, Nerinea* lub skorupki małżów jak *Pecten, Ostrea.* Pod nim leży biały, zbity, marglisty wapień.

Na *E* od Sarnowa przy ujściu rzeczki Krasowy do Widawki na północno-zachodnim krańcu wsi Korablew widać w głębokim dole rumowisko wapienne. Wapienie owe są bardzo margliste i kruche. W skale tej zaobserwować można liczne gniazda przeźroczystego kalcytu, bardzo małe otoczaki wapienne i otoczone drobe ślimaczki z rodz. *Cerithium, Nerinea, Natica, Chemnitzia.* Ponadto zawiera ona kawałki kolców jeżowców i mszywiołów.

Skała ta swoim wyglądem odpowiada wapieniom inwałdzkim, różniąc się od tych ostatnich znaczną marglistością, wielkością otoczaków i skorupek gastropodowych. Wśród skamielin odgrywają znaczną role małże jak *Ceromya, Anisocardia, Ostrea, Mytilus, Corbula?, Lucina?, Astarte.*

Skamieliny są jednak bardzo małe i źle zachowane i z tego względu trudne do oznaczenia. Z małżów, oznaczyliśmy tylko formę *Astarte Saemanni* Lor. Okazów tego gatunku mamy kilkanaście. Odpowiadają one formom, opisanym przez Altha ([5], tabl. VIII., fig. 26 i tabl. IX., fig. 16) z tą różnicą, iż okazy z Korablewa są znacznie mniejsze od niżniowskich. Ponadto skorupki nasze są mniej wypukłe, odznaczają się jednak taką samą różnorodnością i współśrodkowem prążkowaniem. U niektórych okazów prążki są bardzo wybitne i dość znacznie oddalone od siebie, u innych zaś są one mniej wyraźne ale gęściej występują obok siebie. Między głównemi prążkami występuje kilka rzędów delikatniejszych prążków.

Skamielina ta znana jest z górnych warstw środkowego portlandu.

Stratygrafja wyżej opisanych wapieni przedstawia się następująco: idąc od Gawłowa ku Korablewowi od *SW* ku *NE* napotykamy coraz to młodsze ogniwa jury.

Najstarszym utworem są wapienie ze Skąpej i Gawłowa, zbliżone petrograficznie do wapieni skalistych. Z nich wymienia Siemiradzki *Astarte supracorallina* Orb., *Protocardia eduli-*

formis Roem., *Pleuromya donacina* Ag. i zalicza je do poziomu *Oppelia tenuilobata* i *Rhynchonella inconstans* ([12], str. 436). Wapienie ze wsi Brutus swoim wyglądem petrograficznym jak i fauną odpowiadają wapieniom z pod Kościelca względnie spągowym warstwom wapieni płytowych. Wobec tego reprezentowałyby one dolną część środkowego kimerydu.

Wapienie z Sarnowa (dolna ich część) zaliczył Michalski na podstawie skamielin *Pholadomya Protei* Brogn., *Mytilus perplicatus* Etal., *Exogyra sp., Thracia incerta, Olcostephanus trimerus* Op. do dolnego kimerydu [6]. Siemiradzki zaś do najwyższego poziomu warstw z *Oppelia tenuilobata* ([12], str. 438). Stropowa partja wapieni sarnowskich zawierająca mnóstwo drobnych ślimaków jak *Itieria, Cerithium, Nerinea* jest środkowo- lub nawet górno-kimerydzkiego wieku.

Wapienie z Korablewa zawierają faunę, wśród której występują formy jak *Astarte Saemanni*, znane z jury niżniowskiej, a które reprezentują najgórniejszą jurę po środkowy portland włącznie. Możliwem jest przeto, iż wapienie korablowskle są portlandzkiego wieku.

Wapienie z okolic Burzenina, Ruszkowa, Barczewa, Brzykowa i Wielkiej Wsi, opisane przez Lewińskiego [8] bądź Siemiradzkiego [12], odpowiadają w swych spągowych partjach wapieniom z Sarnowa (prócz dolnych wapieni z porowatemi niebieskawemi krzemieniami z Ruszkowa, te uważamy za starsze) w stropowych zaś ze względu na ten sam lub podobny wygląd petrograficzny i faunistyczny, wapieniom z Korablewa.

Z górnych wapieni wymienia Siemiradzki z wyżej wymienionych miejscowości (Ruszków, Barczew, Burzenin) skamielinę *Exogyra virgula*, która zdecydowanie określa wiek wapieni na górnokimerydzki. Na powyższych wapieniach leżą w Brzykowie i najbliższej okolicy utwory, które zwracają na siebie uwagę swem wykształceniem petrograficznem. Są to warstwy zlepieńców wapnistych, złożone z otoczaków wapiennych o średnicy 8—15 mm, zlepionych zielonawo-szarym, marglisto-ilastym cementem. Zlepieniec ten jest dość luźny. W większości otoczaków istnieją wewnątrz skorupki *exogyr*.

Zlepieńce owe są niewątpliwie młodsze od utworów górnokimerydzkich.

Z powyższych opisów wynika, iż na północno-wschodniem skrzydle antyklinorjum śląsko-krakowsko-wieluńskiego jakoteż

w synklinorjum Nidy występują utwory jurajskie znacznie młodsze aniżeli dotychczas sądzono.

Niżej podajemy schemat stratygraficzny utworów jurajskich, położonych na wschodnim stoku pasma krakowsko-wieluńskiego synklinorjum Nidy i innych części Polski jakoteż porównanie tychże z jurą innych krajów.

Z powyższego zestawienia widać jasno, iż jura pasma kra-

Podział górnej jury z okolic Rudnik, Wolbromia i Korablewa i zestawienie tejże z jurą niektórych części Polski i innych krajów.

Anglja	Francja		Polska: Burzenin Korablew Sarnów	Polska: Trojanów	Polska: Tomaszów i okolice	Polska: Rudniki Wolbrom	Południowo-zach. Niemcy: Szwabja	Południowo-zach. Niemcy: Frankonja
Portland	Portlandien	górny	Wapniste zlepience z Korablewa z *Astarte Saemanni* Lor. i Brzykowa	Wapienie z Trojanowa i Szal z *Aspidoceras acanthicum*	Iły, margle i wapienie płytowe z Tomaszowa i okolicy	Niebieskawe margle (cementowe) z *Astarte scalaria* Roem. i *Ast. cingulata* Contj.	ζ Margle cementowe wap. płytowe	Litograficzne wapienie (solnhofeńskie) p. Waagenia Beckeri
Kimmeridge	Kimméridgien	Virgulien	wap. z Burzenina, Barczewa i Ruszkowa		Muszlowce i wapienie z Sulejowa	wapienie płytowe	ε Wapień skalisty z *Rhynch. Astieriana*	Wap. skaliste Dolomit frankoński
		Ptérocérien	wap. z Sarnowa i Brutusa			wap. skalisty z *Rhynch. Astieriana*		
	Séquanien	Séquanien	wap. ze Skąpej i Gawłowa		Grab i oolit z Sulejowa. Białe wapienie z *Diceras*	wapienie skaliste górne i dolne	δ Pseudomutabisowy poziom wap. skaliste	
		(Astartien)					γ Dentatus. poziom	
Oxford górny		Rauracien					β	

kowsko-wieluńskiego i z Trojanowa [21] wykazuje wielkie podobieństwo do jury południowych Niemiec.

Utwory te wykazują u nas jak i w Niemczech znaczne zróżnicowanie facjalne, co utrudnia w wysokim stopniu określenie ich wieku i paralelizację. Zróżnicowanie to uzależnione było od tworzenia się osadów bądź na skrzydłach antyklinorjum śląsko-krakowskiego bądź w synklinie nadnidziańskiej, Ta ostatnia nie ma wcale budowy prostej lecz tworzy synklinorjum (Teisseyre, [11], Nowak, [23]). Z obserwacji naszych wynika, iż na badanym obszarze występuje kilka płaskich fałdów. Do takich należy fałd Sarny—Dubie—Szczerców, zbudowany z jury i iłów poznańskich? [26]. Oś podłużna jego biegnie z *NW* ku *SE*. Oś tego fałdu wynurza się ku *NW*, gdzie jądro jego zbudowane jest z wapieni jurajskich (Korablew—Sarny). Drugi fałd prawdopodobnie złożony z kilku mniejszych reprezentują wysady wapieni jurajskich w okolicach Burzenina. Stanowią one już południowo-zachodnie skrzydło antyklinorjum świętokrzyskiego. Kierunek jego jest taki sam jak poprzedniego. Skrzydło jego południowo-zachodnie jest bardziej strome jak to obserwować można w Barczewie i Ruszkowie. Wysady jury w Trojanowie i Szalu mają również zapewne budowę antyklinalną. To samo możemy powiedzieć o wysadach jury, opisanej przez Mazurka z pod Buska (na *SE*) w pobliżu wsi Skotniki Duże ([14], str. 105). Jura ta przedstawia się jako muszlowiec składający się ze skorup *Exogyra Bruntrutana* Thurm., *Ostrea Dubiensis* Cont., *Avicula Douvillei* Lor., *Mytilus* i zęby ryb. Wiek muszlowca określił autor na górno-kimerydzki.

Z rozmieszczenia wysadów jurajskich wynika, iż najwięcej ich jest w północno-zachodniej części omawianego obszaru. Zjawisko to tłumaczyć należy spłaszczeniem antyklinorjum śląsko-krakowsko-wieluńskiego i świętokrzyskiego (Nowak), co oczywista odbiło się również na synklinorjum Nidy. Stało się ono zupełnie płaskie, nie różniąc się zbytnio od antyklinorjów. Ku *SE* synklinorjum Nidy pogłębia się znacznie i przechodzi w synklinę przedkarpacką. Wysadów jurajskich jest tutaj mniej. Kryją się one w głębi intenzywnie spiętrzonych fałdów (Teisseyre, [11]).

Wspomnieć należy, iż wysady jury okolic Trojanowa, Szal i Burzenina oddzielone są od występywań jury w okolicy Wielunia, Gawłowa, Skąpej wielkim obszarem nizinnym, na którym nie ma śladu skał tej formacji. Już kilkakrotnie wspominałem, iż na tym obszarze istnieje nietylko wielka depresja morfologiczna,

ale i tektoniczna [16]. Tędy biegnie prawdopodobnie podłużna oś synklinorjum nadnidziańskiego (na linji, leżącej na południe od Złoczewa i Szczercowa).

Bardzo charakterystycznem zjawiskiem jest wielkie podobieństwo facjalne jury korablewskiej do niżniowskiej i andrychowskiej. Zjawisko to staje się zrozumiałem w świetle stosunków paleogeograficznych, istniejących w owym czasie, a przedstawionych w sposób bardzo jasny przez Nowaka [23].

Synklinorjum Nidy przechodzi w kierunku *S* i *SE* w synklinę przedkarpacką i pokucką (Nowak, [23]), które łączą się na znacznej przestrzeni z synklinorjum Niżniów—Warszawa—Gdańsk.

W tych warunkach zrozumiałem staje się, iż na całym tym obszarze istniały podobne albo nawet miejscami identyczne warunki tworzenia się osadów jurajskich. W synklinorjum Nidy i na południowo-zachodniem skrzydle antyklinorjum świętokrzyskiego na obszarze Trojanowa, Szal, Burzenina, Sarnowa i Korablewa wynurzają się (zapewne niezupełnie równocześnie) z pod powierzchni płytkich wód płaskie fałdy, których czoła były niszczone przez wody, tworząc ten sposób masy zlepieńców. W tym samym czasie w innych miejscach tego synklinorjum (w synklinach) mogły tworzyć się białe lub niebieskawe margle (Trojanów, Szale, Tomaszów, Rudniki, Wolbrom).

Z powyższego rozważania wynika, iż z końcem jury morze znacznie kurczy się, ale w portlandzie dolnym istnieje jeszcze wąski pas morza w obszarze Nidy, łączący basen wód brózdy środkowo-polskiej z basenami niżniowskim i karpackim. W środku tych basenów wodnych wznosi się ląd świętokrzyski. W tym kierunku należy skorygować mapkę rozmieszczenia lądów i mórz Lewińskiego [10, 13].

Późniejsza transgresja środkowej kredy zalała prawdopodobnie ponownie synklinę Nidy, pozostawiając osady zlepieńcowate (Wolbrom) i inne.

Na zakończenie wspomnieć należy, iż w obszarze południowej części pasma-krakowsko-wieluńskiego po Częstochowę napotyka się dyslokacje, elewacje i depresje o kierunkach *W—S* z małemi odchyleniami.

Zaburzenia te zdaje się są odgłosem karpackich ruchów górotwórczych. Czas ich powstania jest stosunkowo młody, bo pokredowy względnie mioceński.

Podkreślić jeszcze należy, iż obserwowane przez nas znaczne

zróżnicowanie facjalne utworów nietylko górno- lecz i środkowo-jurajskich na badanym obszarze, świadczy o permanencji ruchów tej części skorupy ziemskiej, których nasilenie raz wzmaga się, innym razem słabnie.

Kraków, Zakład Geologiczny Uniw. Jag. 1930 r.

SPIS LITERATURY. — OUVRAGES CONSULTES.

1. 1849. Zejszner L.: Geognostische Beschreibung des Nerineen-Kalkes von Inwałd und Roczyny. Naturwissenschaftliche Abhandlungen III, 1 Abt. Wien.
2. 1859. Contejean Ch.: Étude de l'étage Kimméridgien dans les environs de Montbéliard et dans le Jura.
3. 1870. Roemer F.: Geologie von Oberschlesien.
4. 1872. Loriol, Tombeck et Royer: Monographie des étages supérieurs du terrain jurassique de la Haute-Marne.
5. 1881. Alth Al.: Wapień niżniowski i jego skamieliny. Pamiętnik Akad. Umiejętności, Kraków.
6. 1885. Michalski A.: Formacja jurajska w Polsce. Pamiętnik Fizjogr. T. V.
7. 1890. Kontkiewicz St.: Badania geologiczne w paśmie formacji jury między Częstochową a Krakowem. Pamiętnik Fiz. T. X.
8. 1904. Lewiński J.: Sprawozdanie z badań geologicznych, dokonanych wzdłuż drogi żelaznej Warszawsko-Kaliskiej. Pam. Fiz. T. XVIII.
9. 1910. Lewiński J.: Przyczynek do znajomości utworów górnojurajskich na Kujawach. Odbitka ze Sprawozdań z posiedzeń Tow. Nauk. Warsz., Rok III. Zesz. 5.
10. 1921. Lewiński J.: Kopalne prądy morskie w Bononie polskim. Kosmos. Rocznik 46.
11. 1921. Teisseyre W.: Zarys tektoniki Podkarpacia. Cz. I. Kosmos. Rocznik 46.
12. 1922. Siemiradzki J.: Geologja Ziem Polskich T. I.
13. 1923. Lewiński J.: Monographie géologique et paléontologique du Bononien de la Pologne. Mém. Soc. Géol. de France. Paléontologie. T. 24—25. Fasc. 3—4.
14. 1923. Mazurek A.: Nowe dane o cenomanie i turonie niecki nadnidziańskiej. Spraw. Państw. Inst. Geol., T. II. Zesz. 1—2.
15. 1924. Mazurek A.: O zachodniej granicy kredy nadnidziańskiej. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 9.
16. 1924. Premik J.: O zastoisku Widawskiem. Spraw. Państw. Inst. Geol., T. II. Zesz. 3—4.
17. 1924. Premik J.: Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Olewina, Kraszkowic, Burzenina, Widawy i Szczercowa. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 8.
18. 1924. Kayser E.: Lehrbuch der geologischen Formationskunde. II. Bd. Jura, Kreide, Tertiär und Quartärformation.
19. 1925. Premik J.: Górna Jura Skąpego i Gawłowa, Szal i Trojanowa. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 10.

20. 1925. Samsonowicz J.: Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu w bróździe północno-europejskiej. Spraw. Państw. Inst. Geol. T. III., Zesz. 1—2.
21. 1926. Premik J.: Warstwy z Aspidoceras acanthicum w Trojanowie pod Kaliszem. Spraw. Państw. Inst. Geol., T. III. Zesz. 3—4.
22. 1926. Sujkowski Zb.: O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia. Spraw. Państw. Inst. Geol. T. III. Zesz. 3—4.
23. 1927. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski. II. Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce 1927. Kraków.
24. 1930. Premik J.: Utwory górnej jury i portlandu w okolicy Rudnik i Rędzin na *NE* od Częstochowy, II. Jura górna nad środkową Widawką. V. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 25.
25. 1930. Passendorfer E.: Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1929 na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach. Pos. Nauk. P. I. G.
26. 1930. Premik J.: Badania nad dyluwjum województwa Łódzkiego. Cz. I. geologiczna. Rocznik Pol. Tow. Geol. T. VI.

RESUME.

A l'Est du versant de la chaîne Cracovie—Wieluń, à Rudnik près de Częstochowa et environs (fig. 1), j'ai constaté dans le dépôt jurassique un profil du bas en haut, à savoir:

1. Des calcaires rocheux qui se caractérisent par leur couleur blanche et par leur structure compacte. Leur stratification est peu apparente. Parmi les fossiles on rencontre le plus souvent *Rhynchonella Astieriana.*

2. Au-dessus, reposent des calcaires blancs finement stratifiés, sans fossiles.

3. Dans les dépôts précédents se trouvent des calcaires en dalles dont l'épaisseur atteint 100 mètres.

4. Des marnes bleuâtres, dures et compactes, dont l'épaisseur atteint 6 mètres, reposent le plus haut. Parmi les fossiles il faut énumérer *Astarte scalaria* Roem. et *Astarte cingulata* Cont.

Les dépôts ci-dessus mentionnés forment une suite d'anticlinaux et de synclinaux plats. Les noyaux des synclinaux sont faits de marnes bleuâtres. Le calcaire rocheux, à cause de sa nombreuse faune, a été classé par Roemer [3], par Kontkiewicz [12] et par Sujkowski [22] dans l'étage du Séquanien supérieur ou relativement dans la partie inférieure du Kimméridgien moyen. Les calcaires finement stratifiés sont probablement du même âge.

Les calcaires en dalles, dont l'épaisseur atteint 100 mètres, n'ont pas de fossiles caractéristiques, mais leur position stratigraphique indique nettement l'âge Kimméridgien supérieur et même l'âge Portlandien inférieur.

Les marnes bleuâtres doivent être classées tout au moins dans le Portlandien inférieur en égard à la grande affinité aux dépôts du Portlandien aux environs de Tomaszów et de l'Allemagne et en égard à la position des calcaires en dalles.

Sujkowski [22] décrit des dépôts identiques dans les environs de Wolbrom. Cet auteur considère les marnes bleuâtres comme étant les plus âgées et les calcaires rocheux comme étant plus jeunes. Mais l'analyse de la carte géologique de cet auteur prouve, sans équivoque, que le dépôt le plus jeune ne peut être que les marnes bleuâtres sur lesquelles se trouvent les couches de Crétacé moyen.

Dans la région de Widawka et de la Warta moyenne, j'ai rencontré du Jurassique possédant un caractère tout à fait différant du Jurassique de la chaîne Cracovie—Wieluń, au point de vue de la faune et de la pétrographie.

Dans la région de Gawłów et de Skąpa on rencontre des calcaires blancs d'une stratification fine et compacte. Siemiradzki [12] en énumère les fossiles *Astarte supracorallina Orb.*, *Protocordia eduliformis* Roem., *Pleuromya donacina Ag.* Dans le village de Brutus on voit des calcaires jaunâtres avec des fossiles *Pleuromya tellina Ag. var. Agassizi* Lew., *Pentacrinus pentagonalis* Goldf., *Terebratula* sp.

Si nous nous dirigeons vers le Nord, nous rencontrons à Korablew et en partie à Sarnów un conglomérat de calcaire avec de petits escargots du genre *Cerithium, Nerinea, Natica, Chemnitzia*, de plus des spécimens *d'Astarte Saemanni* Lor.

Les calcaires de Gawłów et de Skąpa appartiennent à l'horizon *Oppelia tenuilobata* et *Rhynchonella inconstans* (12, p. 436).

Les calcaires du village de Brutus ressemblent à la partie inférieure des calcaires en dalles, c'est pourquoi ils représenteront la partie inférieure du Kimméridgien moyen. Les calcaires de Korablew au contraire avec les fossiles *Astarte Saemanni* Lor. représenteront probablement le Portlandien inférieur.

Lewiński [8] et Siemiradzki [12] décrivent les calcaires de Burzenin, Ruszków, Barczew, Wielka Wieś et de Brzyków, et ils les classent soit dans la couche de la zone *Oppelia tenuilobata*

soit de la zone *Exogyra virgula*. Sur les calcaires susdits de Brzyków et environs reposent des conglomérats de calcaires probablement plus jeunes de Kimméridgien supérieur. Les calcaires de Trojanów près de Kalisz représentent tout le Kimméridgien et probablement le Portlandien inférieur [21].

Ci-dessous nous donnons le schéma stratigraphique des dépôts jurassiques situés à l'Est du versant de l'anticlinorium de la

La division du Jurassique supérieur dans les environs de Rudniki, Wolbrom et de Korablew, et sa comparaison avec le Jurassique des quelques parties de la Pologne et des autres pays.

Angleterre	France			Pologne				Allemagne		
				Burzenin Korablew Sarnów	Trojanów	Tomaszów et les environs	Rudniki Wolbrom	Souabe		Franconie
Portlandien	Portlandien	supérieur		Conglomérats de calcaires de Korablew à *Astarte Saemanni* Lor. et de Brzyków	Calcaires à Trojanów et Szale à *Aspidoceras acanthicum*	Marnes argileuses à *Virgatites* et calcaires en plaquettes de Tomaszów	Marnes bleuâtres à *Astarte scalaria* Roem. et *Ast. cingulata* Contj.	Marnes de ciment calcaires en dalles	ζ	Calcaires lithographiques (Solnhofen) zone Waagenia Beckeri
		inférieur	Kimméridgien	Calcaires à Burzenin, Barczew et Ruszków Calcaires à Sarnów et Brutus		Lumachelles et calcaires de Sulejów et Piekło	calcaires en dalles Calcaire rocheux à *Rhynch. Astieriana*	Calcaire rocheux à *Rhynch. Astieriana*	ε	Calcaires rocheux Dolomite franconien
Kimméridgien		Virgulien						Pseudomutabilis zone calcaires rocheux	δ	
		Ptérocérien		Calcaires à Skąpa et Gawłów		Oolithes de Sulejów calcaires blancs à *Diceras*	Calcaires rocheux supérieurs et inférieurs	Dentatus zone	γ	
	Séquanien	Séquanien (Astartien)							β	
Oxfordien supérieur	Rauracien									

chaîne Cracovie—Wieluń, et de synclinorium de la Nida, ainsi que la comparaison avec le Jurassique des autres pays.

D'après ce schéma on voit que le Jurassique de la chaîne Cracovie—Wieluń et de Trojanów ressemble beaucoup à celui de l'Allemagne méridionale.

Ces dépôts chez nous ainsi qu'en Allemagne, marquent la grande différenciation de faciès, ce qui rend très difficile de déterminer son âge et la parallèle. Cette différenciation dépend de la formation des dépôts soit dans l'anticlinorium Cracovie—Wieluń, soit dans le synclinorium de la Nida.

Un phénomène très caractéristique est la grande ressemblance de faciès du Jurassique de Korablew au Jurassique de Niżniów (Podole) et à Andrychów (Carpathes). Ce phénomène est tout à fait compréhensible dans le rapport paléographique de ce temps, qui fut représenté très clairement par prof. J. Nowak [23]. Le synclinorium de la Nida se dirige vers le Sud et le Sud Est dans le synclinorium près-carpathique et de Pokucie (Nowak, [23]), et s'unit dans un espace considérable avec le synclinorium de Niżniów—Varsovie—Gdańsk. En cet égard il est facile de comprendre que dans toute cette région il y avaient des semblables et même des conditions identiques de la formation des dépôts jurassiques.

Parmi ces bassins d'eau s'élevait probablement encore dans le Portlandien inférieur la terre de Święty Krzyż.

La transgression postérieure du Crétacé moyen inondait probablement encore une fois le synclinal de la Nida.

Il faut remarquer, que les dépôts à faciès très variable, observés par nous, non seulement sur le terrain du Jurassique supérieur, mais aussi de celui de moyen, témoignent de permanence des mouvements de cette partie terrestre dont la crue augmente ou diminue.

Cracovie, Institut de Géologie de l'Université Jag. 1930.

Franciszek Bieda.

Egzotyki numulinowe z Karpat polskich.

Les galets à Nummulines des conglomérats des Carpathes polonaises.

(Z 2 tablicami. — Avec 2 planches).

Wstęp.

Materjały do niniejszej rozprawy pochodzą z dwu miejscowości w Karpatach polskich. Jeden otoczak mający wymiary mniej więcej 12×8×5 cm, został znaleziony przez p. prof. dr. Nowaka w Wańkowej w warstwach wyższych eocenu. P. doc. dr. Świderski był łaskaw odstąpić mi 2 niewielkie kawałki, które wydobył ze zlepieńca słobódzkiego w Luczy koło Jabłonowa. Obu Panom uprzejmie dziękuję za odstąpienie mi tych materjałów.

Ostateczne wykończenie tej pracy umożliwił mi pobyt w Paryżu, gdzie mogłem dzięki uprzejmości p. prof. H. Douvillégo korzystać z jego zbiorów numulin w Ecole des Mines. W Muséum d'Histoire Naturelle korzystałem również ze znajdujących się tam zbiorów d'Archiaca, dzięki zezwoleniu p. prof. Boulea. Miło mi zatem jest złożyć jak najszczersze podziękowanie wyżej wymienionym Panom oraz p. prof. Ch. Jacobowi za udzielenie mi miejsca w laboratorjum geologicznem w Sorbonie.

Miejscowości skąd pochodzą te 2 egzotyki są dosyć odległe od siebie, Wańkowa znajduje się w środkowej części, gdy natomiast Lucza blisko wschodniej granicy Karpat polskich. Różny jest też charakter petrograficzny tych egzotyków. Okaz z Wańkowej przedstawia nam skałę wapienną silnie zanieczyszczoną składnikami ilasto-piaszczystemi, barwy ciemno-popielatej, skorupki organizmów stanowią prawie połowę zawartości skały. Najwięcej

jest ortofragmin, które jednak należą przeważnie do jednego gatunku *Orthophragmina (Discocyclina) scalaris*, następnie idą numuliny, inne otwornice, litotamnia, szczątki skorup małż i ślimaków, szczątki zębów ryb. Osad tego rodzaju musiał się tworzyć w morzu względnie płytkiem w pewnej odległości od brzegu. Stan zachowania skamielin jest niezbyt dobry, ale pozwala na oznaczenie ich.

Znacznie gorzej przedstawia się sprawa z egzotykiem z Luczy. Mamy tutaj do czynienia z osadem przybrzeżnym, jest to bowiem zlepieniec, w którym obok drobniejszych ziarn głównie kwarcu i skorupek organizmów, widać także większe kawałki drobnoziarnistego piaskowca, który wtórnie jest tak zmieniony, że mamy przed sobą prawdziwy kwarcyt. Te wtórne zmiany odbiły się także i na skamielinach, są one bowiem przeważnie skrzemieniałe w pewnych partjach, tak iż struktura organiczna się zatarła (patrz tabl. I. fig. 2). Rozpuszczanie wapienia i osadzanie na to miejsce krzemionki następowało wzdłuż drobnych kanalików, które na powierzchni okazów dają obraz (tabl. I. fig. 13) jakby brodawek u numulin brodawkowatych. Z tego też powodu należało postępować bardzo ostrożnie przy oznaczaniu okazów i mogłem jedynie oznaczenia te przeprowadzić w tych wypadkach, gdy miałem okazy względnie dobrze zachowane, albo gdy miałem do czynienia z formami bardzo znamiennemi a występującemi w większej liczbie okazów. Jeden nowy gatunek: *Nummulina carpathica* został opisany z egzotyka luczańskiego na podstawie obfitego materjału o różnym stopniu zachowania, natomiast nie byłem w możności dokonać oznaczenia niektórych źle zachowanych form, wśród których prawdopodobnie znajdować się będzie między innemi *Num. irregularis*.

Co się tyczy fauny z jednego i drugiego egzotyka, to możemy skonstatować, iż egzotyk z Wańkowej ma niewiele gatunków, ale dużo osobników z danego gatunku, natomiast egzotyk z Luczy, mimo iż jest znacznie mniejszy i zawiera mniej skamielin, ma faunę bogatszą co do liczby gatunków. Zjawisko to jest zrozumiałem w związku z środowiskiem, w którem dane fauny żyły.

Innych organizmów poza numulinami, assilinami i ortofragminami nie oznaczałem z tego powodu, że oznaczenie otwornic tkwiących w skale jest trudnem i niepewnem, a szczątki wyższych zwierząt też się nie nadawały do oznaczeń.

W egzotyku z Luczy mamy:

Nummulina variolaria Lamk. forma A i B
„ *atacica* Leym. „ „ „
„ *Murchisoni* Brunner „ „ „
„ *distans* Desh. „ „ „
„ *carpathica* n. sp. „ „ „
„ cf. *uroniensis* Heim „ A
Assilina granulosa d'Arch. „ A i B
Orthophragmina (Discocyclina) Archiaci Schlumb.

W egzotyku z Wańkowej:

Nummulina variolaria Lamk. forma A i B
„ *atacica* Leym. „ „ „
„ *granifera* Douv. „ „ „
„ *laevigata* Brug. „ „ „
Orthophragmina (Discocyclina) scalaris Schlumb.

Jak moglibyśmy określić wiek tej fauny? W części szczegółowej przy opisie każdego gatunku podany jest wiek w którym on występuje. Z zebrania wszystkich danych wynika, że odnośnie do egzotyka z Luczy, możemy mówić o ypresienie i lutetienie, natomiast występowanie *Num. laevigata* w egzotyku z Wańkowej przemawia stanowczo za tem, iż jest to dolny lutetien. Ten bowiem gatunek jest pewną skamieliną przewodnią dla tego poziomu.

Zdaje się też, że także dla fauny egzotyka z Luczy trzeba przyjąć ten sam wiek. Możemy brać pod uwagę przy wyciąganiu wniosków co do wieku tej fauny, tylko poniżej wymienione gatunki. *Num. Murchisoni* według Abrarda [1] występuje w londinienie i w dolnym lutetienie, *Num. distans* według Douvillégo [13] i Abrarda w dolnym i środkowym eocenie, tak samo *N. atacica. Num. uroniensis* według tych autorów (Douvillé [14], Abrard [1]) jest formą pojawiającą się w dolnym lutetienie, zaś w górnym lutetienie daje ona początek *N. perforata. Ass. granulosa* według Douvillégo [12] występuje w dolnym eocenie, Doncieux [10] znajduje ją w środkowym lutetienie. Jak więc widzimy przeważnie te gatunki mają stosunkowo dużą jak na numuliny względnie assiliny rozpiętość stratygraficzną i tylko zestawienie takich form jak *N. Murchisoni* nie pojawiającej się wyżej jak w dolnym lutetienie, oraz *N.* cf. *uroniensis*, pozwala

nam określić wiek fauny egzotyka z Luczy również na dolny lutetien, zaś występowanie innych gatunków t. j. *N. distans*, *N. atacica* temu wnioskowi się nie sprzeciwia.

Mielibyśmy zatem do czynienia z osadami równowiekowemi w sensie geologicznym, przytem jeszcze raz należy podnieść, że egzotyk z Luczy przemawia za bezpośrednią bliskością brzegu, gdy natomiast egzotyk z Wańkowej za morzem otwartem.

Bardzo interesującem dla stratygrafji Karpat jest znalezienie przez prof. Nowaka egzotyka z Wańkowej w górnym oddziale eocenu [1]). W pracy p. de Cizancourt [8] znajdujemy bowiem, że w Bachowie koło Przemyśla, a więc stosunkowo niedaleko od Wańkowej występują *N. distans* i *N. atacica*: „w drobnoziarnistym zlepieńcu wśród pierwszych pstrych łupków eoceńskich, około 20—30 m poniżej dolnej granicy łupków menilitowych".

P. de Cizancourt stwierdziła w rozmowie ze mną, iż niema mowy o tem, ażeby numuliny z Bachowa były na drugorzędnem złożu; zatem Bachów będzie nam musiał reprezentować górny lutetien [2]), biorąc górną (dotychczas ogólnie przyjętą) granicę występowania *N. distans* i *N. atacica*. Skoro bowiem mamy w Wańkowej faunę dolno-lutetieńską na drugorzędnem złożu w górnej partji eocenu nie może równowiekowa fauna znajdować się „in situ" w tym samym poziomie w Bachowie. W ten sposób mielibyśmy określony wiek stropowych warstw eocenu karpackiego na górny lutetien.

W dalszym ciągu wynika z powyższego, że należy przyjąć istnienie wypiętrzenia w tej części Prakarpat, które to wypiętrzenie miało miejsce mniej więcej na granicy dolnego i górnego lutetienu. Tem samem mielibyśmy tu potwierdzenie przypuszczenia wypowiedzianego na innem miejscu [4], a mianowicie, że na obszarze prakarpackim w czasie lutetienu istniała faza lądowa. Transgresja morska w górnym lutetienie spowodowała w tej partji Prakarpat zniszczenie osadów morza dolno-lutetieńskiego a może i dolno-eoceńskiego. Dalej ku wschodowi znamy z Pasiecznej i Wygody [4 i 8] poziom zawierający numuliny dolno-eoceńskie „in situ", zaś egzotyk z Luczy świadczyłby, iż

[1]) J. Nowak, Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927, str. 34.

[2]) W danym wypadku idąc za Boussac'iem i Abrardem odróżniam w lutetienie jedynie poziom dolny i górny.

osady dolno-lutetieńskie były tutaj kruszone w czasie stosunkowo młodym.

Uderzyć nas musi fakt, iż fauna egzotyka z Luczy odpowiada faunie znajdywanej w otoczakach zlepieńca piętra śródziemnomorskiego z Petricica na brzegu Karpat rumuńskich. Popescu-Voiteşti [32] stwierdza, że takie same numuliny jak w zlepieńcu z Pietricica, znajdują się „in situ" bardziej na południe w zewnętrznej części łańcucha karpackiego. Oczywiście znalezienie *N. distans* w Luczy i w Bachowie musi spowodować zmianę granicy, którą podaje Popescu-Voiteşti, pomiędzy prowincjami *N. distans* i *N. irregularis* z jednej, a *N. perforata* i *N. complanata* z drugiej strony, o ile wogóle taka granica istnieje.

Kwestje natury paleontologicznej zostały przezemnie poruszone, jużto w osobnej rozprawie [5], jużto w niniejszej przy opisach poszczególnych gatunków. Tutaj chciałbym zwrócić uwagę na jeden znamienny fakt odnośnie do numulin i assilin z obydwu egzotyków karpackich. Uderza nas mianowicie, że mamy tu do czynienia albo z formami o luźnych skrętach jak: *Num. Murchisoni, N. distans, N. granifera,* zaś u innych gatunków konstatujemy, że są one reprezentowane przez odmiany laxi-spiralne (np. u *N. variolaria, N. laevigata, Ass. granulosa).* Zjawisko to zapewne jest w związku z pewnemi czynnikami biologicznemi, z których na razie nie możemy zdać sobie sprawy, nie znamy bowiem dostatecznie paleobiologji numulin. Przypuszczeń w tym wypadku można snuć wiele, odnoszę jednak wrażenie, że będzie można przedsięwziąć próbę wytłumaczenia tego zjawiska jedynie przy szerszem i bardziej szczegółowem ujęciu problemu, na co w obecnej notatce nie mogę sobie pozwolić. Może w niedalekiej przyszłości będę mógł powrócić do tej sprawy.

Odnośnie do porządku systematycznego, który zachowuję w części szczegółowej, muszę podnieść tutaj, że ze względu na nieustaloną jeszcze systematykę numulin, trzymam się następującego porządku przy opisie: formy bezbrodawkowate, brodawkowate i siatkowate. Bynajmniej nie jest to dowodem, że ten porządek zgodny jest z rzeczywistą systematyką numulin, uważam go jedynie za praktyczny do czasu, gdy będziemy dokładnie znali rozwój poszczególnych gałęzi numulin.

* * *

CZĘŚĆ SZCZEGÓŁOWA.

Gen. Nummulina d'Orb.

Nummulina variolaria Lamk.

Forma B.

1853. *Nummulites* *Heberti* n. sp. d'Archiac et Haime, [2], str. 147, tabl. IX. fig. 14—15.

1902. *Hantkenia* *Heberti* d'Arch., Prever [28], str. 84, tabl. IV. fig. 21.

1902. *Nummulites* *Heberti* d'Arch. et H., Martelli [25], str. 64, tabl. VI. (I), fig. 14.

1928. „ *semicostata* Kaufm., de Cizancourt [8], str. 293, tabl. II. fig 8.

Średnica okazów 1·8 mm — 3·5 mm, przy średnicy 3·5 mm grubość wynosi 2 mm. Skrętów 4—6.

Liczba przegród:

okaz z Luczy,	okaz z Wańkowej
3—4	3 w 1/4 2-go skrętu
4—5	4 „ „ 3-go „
5—6	5—6 „ „ 4-go „
6	7 „ „ 5-go „
—	8—9 „ „ 6-go „

Na powierzchni widać dużą środkową brodawkę, z której wychodzą rozgałęziające się przedłużenia przegrodowe, zgrubiałe w pobliżu środkowej brodawki.

Na przekroju równikowym widać ściany o grubości od 1/4 do 1/2 wysokości kanału skrętu [1]), przegrody są zgięte i lekko

[1]) Grubość ściany skrętu określa się ułamkiem, którego licznik odpowiada wysokości komór branej za jednostkę, a mianownik podaje, ile razy mieści się grubość ściany w danej wysokości komór. Odnoszę wrażenie, że lepiej będzie zamiast wysokości komór brać pod uwagę wysokość (czyli krok) kanału skrętu, a to z następującego powodu. Określenia „wysokość komór" i „wysokość kanału skrętu" oznaczają często ten sam wymiar, jednak nie zawsze. I tak np. u takiej *Num. Murchisoni* wysokość komór jest znacznie większą od wysokości (kroku) kanału skrętu. W tym więc wypadku gdybyśmy chcieli wziąć grubość ściany w stosunku do wysokości komór, to biorąc grubość ściany w tej samej linji co wysokość komór, t. j. bardzo ukośnie do przebiegu skrętów, określalibyśmy tę grubość niewłaściwie, a mianowicie jako znacznie większą niż ona jest w rzeczywistości.

Również inne wyrażenie, a mianowicie „krok skrętu" wymaga pewnego wyświetlenia. De la Harpe [19] pod wyrażeniem „le pas" t. j. „krok"

nachylone, u podstawy zgrubiałe, kąt tylny-górny dosyć ostry. Komory w skrętach środkowych mają wysokość większą niż długość i są sierpowate, gdy natomiast w skrętach ostatnich się zniżają i są raczej rombowe. Sufit komór lekko wygięty ku górze.

Forma A.

Tabl. I. fig. 14.

1886. *Nummulites semicostata* Kaufm. sp. Uhlig [40], str. 207, fig. 13, tabl. II. fig. 9, 11—13.

1901. *Nummulites variolaria* Sow., Gentile [17], str. 12, tabl. I. fig. 13.

1902. *Hantkenia variolaria* Lam., Prever [28], str. 83, tabl. IV. fig. 22.

1902. *Nummulites variolaria* Sow., Martelli [25], str. 63, tabl. VI. (I.), fig. 13.

1908. *Nummulina variolaria* (Lam.) Sowerby, Heim [22], str. 224.

1926. „ *variolaria* Lamarck sp. f. A., † de la Harpe et Rozlozsnik [21], str. 37.

1928. *Nummulites semicostata* Kaufm., de Cizancourt [8], str. 293, tabl. II. fig. 7.

---

rozumie odległość pomiędzy dwiema ścianami skrętów. Rozlozsnik [34] wychodząc z założenia, że krok skrętu w pojęciu de la Harpe'a jest wyrażeniem równoznacznem z wysokością komór, proponuje, ażeby pod określeniem „krok skrętu" rozumieć odległość pomiędzy zewnętrznemi płaszczyznami dwu następujących po sobie skrętów. Według niego więc, krok skrętu = wysokość komory + grubość przynależnej ściany skrętu. Propozycja Rozlozsnika jest słuszną, z tą jednak poprawką, że zamiast wyrażenia „wysokość komory" trzeba wstawić „wysokość kanału skrętu", w myśl tego co wyżej było powiedzianem. Możemy zatem pod wyrażeniem „krok skrętu" pojmować, tak jak podaje Rozlozsnik, odległość pomiędzy zewnętrznemi płaszczyznami dwu następujących po sobie skrętów, z tem że równa się on: wysokości kanału skrętu + grubość przynależnej ściany skrętu. Przy tego rodzaju rozwiązaniu sprawy nieporozumień nie będzie, a zaznaczyć warto, że krok skrętu jest wielkością bardziej stałą niż jego części składowe t. j. wysokość kanału i grubość ściany, osobno brane. Grubość ściany skrętu jest wielkością zmienną i zależy z jednej strony od czynników związanych z warunkami życiowemi organizmu, a z drugiej od rzeczy natury mechanicznej jak np. płaszczyzna pękania. Każda zaś zmiana grubości ściany wpływa na wymiar wysokości kanału skrętu.

Średnica okazów 1·5—3 mm, okaz o średnicy 3 mm ma 1·8 mm grubości.

Skrętów 2—4, przeważnie 3 skręty na promieniu 1·1 mm.

Liczba przegród: 2—3 w $^1/_4$ 1-go skrętu
„ „ 4—5 „ „ 2-go „
„ „ 6 „ „ 3-go „

Na powierzchni widzimy dużą środkową brodawkę o nierównych konturach, z której wychodzą dosyć gęste przedłużenia przegrodowe, jużto całkiem gładkie, jużto mają one na sobie zgrubienia w pobliżu brodawki środkowej. Na okazie przedstawionym na tabl. I. fig. 14., widać te zgrubienia w dolnej połowie okazu, górnej połowy okazu nie należy brać pod uwagę[1]). Na kilku okazach można było obserwować rodzaj siatki w pobliżu środkowej brodawki. Grzbiet skorupki tępy.

Na przekroju równikowym widzimy ściany dosyć cienkie, $^1/_3$—$^1/_4$ wysokości kanału skrętu, przegrody też cienkie, dosyć rzadko obserwować można, że podstawa przegród jest zgrubiała. Komora centralna mała, druga podobna jest nieco mniejsza. Komory następne są bardziej wysokie niż długie, w ostatnich skrętach się zniżają, tak że u niektórych okazów wysokość może być mniejsza od długości. Kształt komór jak u formy mikrosferycznej. Kąt tylny-górny niezbyt ostry, sufit komór wygięty ku górze.

Na przekroju osiowym widać jużto po obu stronach szeroki słupek centralny, jużto słupek ten rozpada się po jednej stronie na wiązkę drobniutkich słupków, czasem nawet zachodzi to zjawisko po obu stronach. Grubość ścian jest znacznie większa niż na przekroju równikowym.

Niewątpliwych okazów *N. variolaria* forma A w egzotyku z Wańkowej mam ponad 100, z Luczy około 30.

Musimy skonstatować na podstawie powyżej podanych opisów form mikrosferycznych i megasferycznych tego gatunku, że *N. variolaria* występująca w egzotykach karpackich odznacza się naogół luźniejszemi skrętami niż większość opisanych dotychczas okazów tej formy. Nasuwać się zatem może przypuszczenie, czy

[1]) Z przyczyn odemnie niezależnych niektóre fotografje okazów są niezbyt dobre.

nie mamy tu do czynienia z jakąś nową odmianą względnie rasą. Nie przesądzając wyników późniejszych badań — na lepszym i co do form mikrosferycznych bogatszym materjale — pozostaję narazie przy samej nazwie gatunkowej a to z następujących powodów.

Pod nazwą *N. variolaria* rozumie się pospolicie formę występującą w basenie anglofrancuskim w górnym eocenie, gdzie stanowi ona nawet skamielinę przewodnią. Cały szereg autorów cytuje jednak ten gatunek z poziomów starszych, w obszarach leżących poza powyżej wspomnianym basenem. Szczegółowe zestawienie występowania tego gatunku znajdujemy w dziele Rozłozsnika [35] i obecnie nie może ulegać wątpliwości, że *N. variolaria* znajduje się już w dolnych poziomach eocenu. Inna jest sprawa, że mając do czynienia z tak drobnemi formami, może się zdarzyć, że będziemy zaliczać do jednego gatunku formy młodociane względnie karłowate różnych gatunków. Zdaje się jednak być logiczniejszem używanie jednej nazwy dla prawie jednakowych form, a których odróżnić nie jesteśmy w stanie, niż tworzenie całego szeregu nazw dla podobnych okazów, znajdywanych w różnych poziomach czy też miejscowościach.

Z drugiej strony jest rzeczą zrozumiałą, że taki gatunek o dużej rozpiętości co do wieku, musi wykazywać nieraz dosyć znaczne różnice. Dlatego też przy ustalaniu synonimiki dla form z egzotyków karpackich, uwzględniłem tylko te opisy, które mniej więcej są zgodne z mojemi okazami.

Zaczynam przegląd synonimiki od formy mikrosferycznej, która była opisywana pod nazwą *N. Heberti.*

D'Archiac [2] podaje iż liczba skrętów wynosi 6 na 3 mm średnicy, niewielka jest więc różnica z naszemi okazami, u których mamy 6 skrętów na 3·5 mm średnicy. Liczba przegród jest nieco większa u formy typowej d'Archiaca, przyczem okaz z Wańkowej jest bardziej zbliżony do tegoż typu.

Okazy Prevera [28] są jeszcze bardziej ścieśnione niż okazy d'Archiaca, natomiast liczba przegród jest mniejsza, tak iż co się tyczy tego ostatniego szczegółu, to okazy z egzotyków stoją w pośrodku między okazami d'Archiaca a Prevera.

U Martellego [25] mamy już wielkość okazów do 3·5 mm, przyczem skrętów może być 6—7, zatem autor ten ma okazy o skrętach mniej lub bardziej ścieśnionych. Liczba przegród jest

taka jak u d'Archiaca. Rycina podana przez tego autora jest uderzająco podobna do naszych przekrojów.

Przechodząc do porównania form megasferycznych najpierw zaznaczyć trzeba, że *N. variolaria* f. A z basenu anglo-francuskiego ma większą liczbę skrętów na danym promieniu, jednak jeżeli chodzi o wygląd powierzchni, to powierzchnia naszych okazów jest identyczna z powierzchnią *N. variolaria*, którą podaje Rozlozsnik [35] dla okazów z Anglji i Francji. Również Heim [22] wspomina o występowaniu u *N. variolaria* mniejszych brodawek naokoło brodawki środkowej.

Jeżeli chodzi o przekrój równikowy formy A, to zgadza się on z opisem przekroju podanym przez Gentile [17] przyczem autorka ta znajduje nawet formy dochodzące do 4 mm średnicy.

Dobrze również odpowiadają naszym okazom liczby podane przez Martellego [25] oraz Prevera [28]. To samo można powiedzieć o rycinach, które widzimy u tychże autorów.

W końcu wzmiankować trzeba, iż to co podaje de la Harpe [21] dla okazów z Stockweid, a więc 3 skręty na promieniu 1 mm, następnie że komory są izometryczne, zgadza się z tem, co widać u okazów pochodzących z Luczy.

Widzimy zatem, że formy *N. variolaria* podobne do tych, które znajdujemy w egzotykach karpackich były już opisywane w literaturze numulin i dlatego uważam za usprawiedliwione pozostawienie samej nazwy gatunkowej dla naszych okazów.

Parę słów należy poświęcić tutaj *Num. semicostata* z Woli Łużańskiej opisanej przez V. Uhliga [40]. Jak się mogłem przekonać przeglądając typy Uhliga znajdujące się w Geologische Bundesanstalt w Wiedniu, forma ta odpowiada *Num. variolaria*. Wygląd przekroju równikowego formy megasferycznej, który podaje Uhlig, oraz przekroje form A i B, które podaje p. de Cizancourt [8], są zupełnie podobne do niektórych okazów *Num. variolaria* z egzotyków karpackich, szczególnie do okazów z egzotyka luczańskiego. Również konstatuję podobieństwo pomiędzy wyżej wymienionemi przekrojami *Num. semicostata*, a przekrojami form brodawkowatych pochodnych od *N. variolaria*, które oznaczyłem jako *Num. carpathica* n. sp. Już Uhlig wspomina, że Vutskits opisuje z Siedmiogrodu *N. variolaria* o niskich skrętach i mało nachylonych przegrodach.

Muszę jeszcze podnieść, że dadzą się skonstatować pewne różnice w wyglądzie przekroju równikowego u form megasferycznych *N. variolaria* z Luczy, oraz takich samych form z Wańkowej. Tłumaczą się te różnice zmiennością niektórych części składowych skorupki, i tak np. okazy z Luczy mają przeciętnie ścianę skrętów grubszą niż okazy z Wańkowej. W związku z tem stoi zjawisko zmienności komór, a mianowicie gdy ściana jest grubsza to komory są niższe. Ponieważ, jak we wstępie była o tem mowa, Lucza przedstawia nam osad przybrzeżny, zaś Wańkowa osad otwartego morza, więc zapewne tutaj należy szukać przyczyny, która powoduje większą grubość ścian skrętów. Z form posiadających ściany grubsze powstać musiały w dalszym ciągu owe formy brodawkowate, o których powyżej wzmiankowałem. Mielibyśmy zatem tutaj dowód, że słupki są elementem służącym do wzmacniania skorupki. W wypadku, gdzie takie wzmocnienie nie było potrzebnem, względnie gdy wystarczał sam duży środkowy słupek, zachowywały się formy macierzyste.

Nummulina atacica Leym.

Forma B.

Tabl. II. fig. 7.

1846. *Nummulites atacicus* n. sp. Leymerie [23], str. 358, tabl, XIII. fig. 13.

1853. „ *Biarritzensis* d'Arch., d'Archiac et Haime [2], str. 131, tabl. VII. fig. 4.

1883. „ *Biarritzensis* d'Arch., de la Harpe [20], str. 168, tabl. XXX. fig. 19—28.

1911. „ *atacicus* Leym., Boussac [6], str. 28, tabl. II. fig. 26, tabl. III. fig. 15, tabl. V. fig. 14.

1919. „ *atacicus* Leym., Douvillé [12], str. 38, fig. 2. tabl. III. fig. 1—6.

1919. „ *pustulosus* n. sp. Douvillé [12], str. 44 (pars).

1926. „ *atacicus* Leym., Doncieux [10], str. 29, fig. 9—14, tabl. III. fig. 20—28, tabl. IV. fig. 1—5.

1929. *Nummulina atacica* Leym., f. B, Rozlozsnik [35], str. 108, tabl. III. fig. 1, 5, 11, tabl. V. fig. 3. tabl. VII. fig. 1, 3, str. 183.

Średnica okazów z Luczy 6—11 mm, na promieniu 4·5 mm jest 9 skrętów.

Kilka pomiarów: $\frac{11 \text{ mm}}{4 \text{ mm}}$, $\frac{8{\cdot}5 \text{ mm}}{3{\cdot}5 \text{ mm}}$, $\frac{7 \text{ mm}}{3 \text{ mm}}$.

Liczba przegród: 5 w $^1/_4$ 3-go skrętu
„ „ 5—6 „ 4-go „
„ „ 6—7 „ 5-go „

Posiadam 6 pewnych okazów formy mikrosferycznej *N. atacica* z Luczy. Na okazie przedstawionym na tabl. I. fig. 13. (nie zaliczonym do tych 6), widzimy na powierzchni pseudo-brodawki, są to jak o tem wspomniałem zakończenia kanalików, przez które krążyły roztwory zawierające krzemionkę. Wiele też okazów było tak zmienionych, że nie nadawały się do oznaczenia. Na przekroju równikowym okazów z Luczy widać ściany dosyć cienkie, $^1/_4$—$^1/_6$ wysokości kanału skrętu, przegrody są zgięte, komory w skrętach środkowych są bardziej wysokie niż długie, w ostatnich się zniżają. Te przekroje najlepiej odpowiadają przekrojom podanym przez de la Harpea dla *N. biarritzensis* var. *praecursor*.

Posiadam tylko 1 okaz z Wańkowej, którego część powierzchni przedstawia nam fig. 7. tabl. II. Na przekroju równikowym, który niestety niezupełnie dobrze się udał, widać, że ściana jest grubsza niż u okazów z Luczy, grubość jej wynosi $^1/_3$—$^1/_4$ wysokości kanału skrętu. Uderzającem jest zachowanie się środkowej brodawki w czasie szlifowania, a mianowicie pokazuje się ona w skrętach głębszych, przyczem w miarę szlifowania zmienia ona kontury. Widać więc dużą plamę białą na środku, potem ta plama się zmniejsza, a pojawiają się obok niej brodawki na przedłużeniach, które z kolei zlewają się w jedną plamę. Wszystko to dzieje się blisko środka.

Forma A.

1919. *Nummulites subatacicus* n. sp. Douvillé [12], str. 41, tabl. III. fig. 7—8.
1919. „ *pustulosus* n. sp. Douvillé [12], str. 44 (pars).
1926. „ *subatacicus* Douv., Doncieux [10], str. 35, tabl. IV. fig. 6—10.
1929. *Nummulina atacica* Leym., f. A, Rozlozsnik [35], str. 109, 184, tabl. III. fig. 24.

Lucza. Średnica okazów 3—3·5 mm, grubość niewiele jest większa od połowy średnicy. Skrętów 3—4.

Liczba przegród; 2—3 w $^1/_4$ 1-go skrętu
„ „ 4—5 „ „ 2-go „
Dalsze skręty są tak zmienione, iż liczby mogą być niepewne.

Wańkowa. Średnica okazów 3—4·5 mm, skrętów 3— ç

Liczba przegród 2 w $^1/_4$ 1-go skrętu
„ „ 4—5 „ „ 2 „ „
„ „ 5—6 „ „ 3 „ „
„ „ 5—6 „ „ 4 „ „

Podaję tylko opis form z Wańkowej, ponieważ są one lepiej zachowane. Na powierzchni widać w środku dużą brodawkę, z której wychodzą naogół proste, rzadkie przedłużenia. Brodawka ta ma różne kształty i często można obserwować zgrubienia brodawkowate na przedłużeniach przegrodowych w bezpośredniem sąsiedztwie środkowej brodawki.

Na przekroju równikowym widzimy dużą środkową komorę, druga jest podobna ale nieco mniejsza. Przegrody są zgięte, niekiedy są słabo nachylone, w środku wysokość komór jest większa lub równa ich długości, ku grzbietowi wysokość komór się zmniejsza, tak, iż w 4-tym skręcie wysokość przeważnie jest mniejsza od długości. Sufit komór dosyć silnie wygięty ku górze, u podstawy przegród można obserwować zgrubienia. Krok kanału skrętu odrazu duży, potem wzrost jego jest niewielki, w skręcie 4-tym i 5-tym może się nawet obniżać. Grubość ściany nieznaczna, $^1/_4$—$^1/_5$ wysokości kanału skrętu. Podkreślić należy, że liczba przegród w skrętach 3 i 4 jest prawie zawsze jednakowa. Na przekroju osiowym zwraca uwagę duża komora środkowa i miotełka słupków w środku, która ma różne kształty.

Po tych opisach *N. atacica* forma A i B, przechodzę do rzeczy ogólnych. Otóż jeżeli chodzi o powierzchnię, to często wygląd środkowej brodawki, szczególnie po nadszlifowaniu okazu, przedstawia nam obraz podobny do podanego przez Douvillégo [12] dla *Num. pustulosa*. Przeglądając jednak w Ecole des Mines okazy oznaczone jako *N. pustulosa*, mogłem zauważyć, że na przekrojach równikowych widać 2 typy. Jeden odpowiada

N. atacica, drugi *N. planulata*. Możnaby zatem co najwyżej mówić o odmianach *pustulosa* u tych 2 gatunków, a nie o gatunku odrębnym. Wydaje mi się jednak, że wyróżnienie odmiany *pustulosa* u *N. atacica* byłoby niewłaściwem, a to z następujących powodów. Brodawka środkowa występuje na powierzchni form megasferycznych i mniejszych form mikrosferycznych *N. atacica*. Większe okazy *N. atacica* forma B, brodawki tej nie mają [1]), dopiero pokazuje się ona przy szlifowaniu w skrętach głębszych, przyczem kształt jej jest zmienny od kształtu nazwijmy go *„pustulosa"*, do kształtu okrągłej jednolitej brodawki. Powyżej właśnie wzmiankowałem o poczynionych obserwacjach nad zmianą kształtu środkowej brodawki jednego i tego samego okazu *N. atacica* z Wańkowej. Już sam Douvillé [12] str. 44 pisze w opisie *N. pustulosa:* „*N. atacica* se différencie nettement à l'age adulte par l'absence des granules sur les filets". Zatem wolno nam wyciągnąć z tego wniosek, że okazy młode *N. atacica* nie wykazują tej różnicy, czyli że nie można ich odróżnić od *N. pustulosa*. Wielkość którą podaje Douvillé dla *N. pustulosa* t. j. że średnica nie jest większa od 9 mm, potwierdza powyższe przypuszczenie. Dlatego też nie mogę się zgodzić na propozycję Rozlozsnika [35], ażeby małe okazy *N. atacica* nazywać var. *minor* lub var. *pustulosa*. Każdy mały okaz *N. atacica* jest *„pustulosa"*, a większe okazy *N. atacica* są w środkowych skrętach *„pustulosa"*, zatem jedna i ta sama forma nazywałaby się różnie, zależnie od okresu jej wieku, lub zależnie od tego, czy patrzymy na powierzchnię nienaruszoną czy też na powierzchnię nadszlifowaną.

Co się tyczy przekrojów *Num. pustulosa* z Ecole des Mines, które są podobne do przekrojów *Num. planulata*, to możnaby dla nich zatrzymać nazwę *Num. pustulosa*. Wówczas oznaczalibyśmy tą nazwą formy podobne do *Num. planulata*, które jednak wykazują obecność dużej środkowej brodawki. Tego rodzaju postawienie sprawy widzimy już u Abrarda [1], który wyprowadza *Num. pustulosa* z *Num. planulata*. Tak więc określona *Num. pustulosa* nie wchodziłaby do grupy *Num. atacica*, gdzie ją pierwotnie zaliczył Douvillé [12].

Jeżeli chodzi o występowanie *Num. atacica*, to gatunek ten znany jest z dolnego i środkowego eocenu.

[1]) p. Doncieux [10], str. 34.

Nummulina Murchisoni Brunner.

Forma B.

1850. *Nummulina* *Murchisoni* Brunner, Rütimeyer [36], str. 96, tabl. IV. fig. 52, 54, 55.
1853. *Nummulites* *Murchisoni* Brunner, d'Archiac et Haime [2], str. 138, tabl. VIII. fig. 20—24.
1863. „ *Murchisoni* Brunner, Schafhäutl [37], str. 104, tabl. XIII. fig. 1 a, 1 c (non 1 b).
1883. „ *Murchisoni* Brunner, de la Harpe [19], str. 150, tabl. VI. fig. 3—8.
1909. *Nummulina* *Murchisoni* Brunner, Heim [22], str. 216, tabl. VI. fig. 22—23.
1911. *Nummulites* *Murchisoni* Brunner, (f. B), Boussac [6], str. 23, tabl. IV. fig. 6.
1919. „ *Murchisoni* Rütimeyer, Douvillé [12], str. 67, tabl. VI. fig. 5.

Kilka okazów w egzotyku z Luczy, które można było oznaczyć na podstawie bardzo znamiennych przekrojów: równikowego i osiowego.

Na przekroju równikowym widać skręty bardzo szybko wzrastające o komorach bardzo wysokich, zaś na przekroju osiowym uwydatnia się w środkowej części skorupki wydatny guz. Część skorupki od guza do grzbietu jest znacznie większa i zupełnie płaska.

Forma A.

Tabl. I. fig. 12.

1863. *Nummulites* *Murchisoni* Brunner, Schafhäutl [37], tabl. XIII. fig. 1 b.
1883. „ *Heeri* d. l. Harpe, de la Harpe [19], str. 152, tabl. IV. fig. 9—15.
1894. „ *Heeri* d. l. Harpe, Oppenheim [27], fig. 15.
1902. „ „ „ Martelli [25], str. 70, tabl. VI. fig. 17.
1909. *Nummulina* *Heeri* d. l. Harpe, Heim [22], str. 217.
1911. *Nummulites* *Murchisoni* Brunner (A), Boussac [6], str. 23,
1927. *Nummulina* „ „ f. A. Rozlozsnik [34], str. 149, fig. 43.

Średnica okazów 5—7 mm, na przekroju o średnicy 5·5 mm widać 3 skręty.

Liczba przegród: 4 w $^1/_4$ 1-go skrętu
6—7 „ „ 2-go „

Względnie dobre zachowanie okazów formy megasferycznej *Num. Murchisoni* z egzotyka luczańskiego, pozwala nam widzieć powierzchnię. Na środku skorupki jest guzowate wzniesienie, które stopniowo opada ku grzbietowi, a zatem odmiennie niż u formy mikrosferycznej, gdzie guz jest ostro odgraniczony. Przedłużenia przegrodowe biegną od środka skorupki ku grzbietowi w linji prawie prostej. Grzbiet zaokrąglony. Ostatni skręt odcina się mniej lub więcej wyraźnie na powierzchni.

Na przekroju równikowym widać, że skręty wzrastają silnie, analogicznie jak u formy mikrosferycznej, ściana jest cienka, komora embrjonalna jest bardzo mała.

O znaczeniu stratygraficznem *Num. Murchisoni* będzie mowa przy sposobności omawiania sprawy wieku *Num. distans.*

Nummulina distans Desh.

Forma B.

Tabl. I. fig. 2.

1838. *Nummulites distans* Deshayes [9], str. 68, tabl. V. fig. 20—22,
1853. „ *distans* Desh., d'Archiac et Haime [2], str. 91, tabl. II. fig. 1—5.
1900. *Nummulina distans* Desh., Heim [22], str. 213, tabl. VI. fig. 29.
1910. *Nummulites* „ „ Popescu-Voiteşti [31], str. 73, tabl. I. fig. 1.
1911. „ *distans* Desh., Boussac [6], str. 21.
1919. „ „ „ Douvillé [12], str. 70, tabl. VI. fig. 1—3.
1926. *Nummulina distans* Desh., f. B., † de la Harpe et Rozlozsnik [21], str. 15.
1928. *Nummulites distans* Desh., Popescu-Voiteşti [32], tabl. I. fig. 1, 2.
1928. „ *distans* Desh., de Cizancourt [8], str. 291, tabl. II. fig. 3—4.

Ze względu, iż wtórne zmiany odbiły się przedewszystkiem na okazach większych, oznaczenie formy mikrosferycznej *Num. distans* mogło być przeprowadzone na podstawie niezmienionych części przekrojów równikowego i osiowego. Wygląd jednak skrętów tej formy jest tak charakterystycznym, że nawet stosunkowo niewielki kawałek przekroju równikowego umożliwia jej oznaczenie.

Okaz, z którego został zrobiony przekrój podany na tabl. I. fig. 2, miał przeszło 20 mm średnicy, był on jednak ułamany. Grubość jego wynosiła 4 mm. Ponadto znalazłem jeszcze inne ułamkowe okazy, wszystko w egzotyku z Luczy.

Forma A.

Tabl. I. fig. 9 i 10.

1853. *Nummulites Tschihatscheffi* d'Arch., d'Archiac et Haime [2], str. 98, tabl. I. fig. 9.
1909. *Nummulina Tschihatscheffi* d'Arch., Heim [22], str. 215.
1910. *Nummulites* „ „ Popescu-Voiteşti [31], st. 74, tabl. I. fig. 3, tabl. II. fig. 2.
1911. „ *distans* Desh. (A), Boussac [6], str. 21.
1926. *Nummulina* „ „ f. A, † de la Harpe et Rozlozsnik, [21] str. 17.
1928. *Nummulites Tschihatscheffi* d'Arch., Popescu-Voiteşti [32], tabl. I. fig. 3, tabl. II. fig. 2.
1928. „ *Tschihatscheffi* d'Arch., de Cizancourt M. [8], str. 292, tabl, II. fig. 5—6.
1929. *Nummulina distans* Desh., f. A. Rozlozsnik [35]. str. 139, tabl. I. fig. 12, 13, 20.

Średnica okazów 3—5·5 mm, grubość wynosi mniej więcej połowę średnicy.

3—4 skręty na promieniu 2—2·6 mm.

Liczba przegród: 3—4 w $^1/_4$ 1-go skrętu
„ „ 4—6 „ „ 2-go „
„ „ 7—9 „ „ 3-go „

Na powierzchni ostatniego skrętu widać delikatne, urywające się, naogół niewyraźne przedłużenia przegrodowe, natomiast na powierzchni skrętów głębszych przedłużenia są wyraźne, prawie proste.

Na przekroju równikowym mamy komorę centralną nieraz

dużą, krok kanału skrętu wzrasta odrazu znacznie i potem utrzymuje się lub w niektórych okazach w 4-tym skręcie się zniża. Grubość ścian skrętów od $^1/_3$—$^1/_6$ wysokości kanału skrętu, jest ona zmienna nawet na jednym i tym samym okazie. Przegrody silnie zakrzywione, kąt tylny-górny ostry i wydłużony. Naogół kształt przegród w jednym okazie jest ten sam, duże są natomiast różnice co do kształtu przegród pomiędzy poszczególnemi okazami. Napotyka się również przegrody faliste. Skręty mogą być nieraz dosyć nieregularne jak np. fig. 10. tabl. I.

W egzotyku z Luczy około 30 okazów.

Nieregularność skrętów można obserwować tak u formy A jak i u formy B *Num. distans* z Luczy. Z powodu jednak szczupłego materjału i niezbyt nadającego się do bardziej dokładnych obserwacji, nie wyróżniam tych form nieregularnych. Zaznaczyć przytem muszę, że znalazłem kilka okazów megasferycznych źle zachowanych, które prawdopodobnie należeć będą do gatunku *N. irregularis*. W każdym razie wiemy, że *N. distans* i *N. irregularis* są formami blisko pokrewnemi i dotychczas granice tych gatunków nie są dokładnie określone. Istnieje cały szereg form, które bywają zaliczane przez różnych autorów jużto do jednego jużto do drugiego gatunku.

W jakich poziomach stratygraficznych występuje *N. distans* oraz pokrewny gatunek *N. Murchisoni*? Boussac [6] podaje, że gatunki te występują w lutetienie, zaś według prof. Douvillégo [13] pojawiają się już w dolnym eocenie, przyczem autor ten pod pojęciem dolnego eocenu rozumie także i paleocen. Abrard [1] pisze, iż *N. distans* i *N. Murchisoni* są to formy z londinienu, które przechodzą do lutetienu, na tablicy genealogicznej umieszcza on jednak *N. Murchisoni* w londinienie i w dolnym lutetienie, zaś *N. distans* w górnym lutetienie.

Wydaje mi się, iż pożytecznem będzie poświęcenie tutaj nieco miejsca, opisowi typu *N. distans* A t. j. *N. Tschihatscheffi* d'Archiaca. Dzięki uprzejmości p. prof. Boulea mogłem przeglądnąć okazy *N. Tschihatscheffi* pochodzące z Hadinkoï, a które znajdują się w Mus. d'Hist. Nat. w Paryżu. Wiemy, że typ formy mikrosferycznej *N. distans* pochodzi z Krymu, natomiast typ

formy A z Bałkanu. Ponadto ryciny *N. Tschihatscheffi*, które podaje d'Archiac, niezupełnie odpowiadają temu pojęciu, jakie mamy o formie megasferycznej *N. distans*. Jeżeli chodzi o pierwszą część problemu, to ostatnio Rozlozsnik [35] podał formy *N. distans* A pochodzące z Krymu. Opis *N. Tschihatscheffi* z Hadinkoï, który poniżej podam sprawę ostatecznie wyjaśni.

Pod etykietą: „*N. Tschihatscheffi* d'Archiac, Hadinkoï (Roumélie) Type figuré Pl. I. fig. 9" widzimy 5 okazów całych, 5 przekrojów równikowych i 1 przekrój osiowy. Średnica okazów całych wynosi 5—7·5 mm, na powierzchni żadnych szczegółów nie widać. Interesuje nas zresztą wygląd przekroju równikowego. Mamy tu zatem 2 przekroje o średnicy 6 mm pochodzące z jednego okazu, oraz takie same 2 przekroje o średnicy 7·5 mm. Przekrój pozostały pomijam, ponieważ mało na nim można zobaczyć.

Na przekroju równikowym o 6 mm średnicy, widać $3^1/_2$ skrętów.

Liczba przegród: 3 w $^1/_4$ 1-go skrętu
„ „ 5—6 „ 2-go „
„ „ 6—7 „ 3-go „

Komora centralna dosyć duża, wydłużona, druga jest znacznie mniejsza, mamy więc 2 komory centralne. Przegrody są w środku łukowate i nachylone, w skrętach młodszych bardzo silnie nachylone ale dosyć proste, odległości między przegrodami zmienne, komory są znacznie wyższe niż długie. Kąt tylny-górny ostry. Ściana skrętów niezbyt gruba od $^1/_3$—$^1/_4$ wysokości kanału skrętu. Ten przekrój jest podobny do przekroju *N. distans* f. A podanego przez Rozlozsnika [35] tabl. I. fig. 12, z tą różnicą, że okaz z Hadinkoï jest znacznie luźniej skręcony, pod tym więc względem odpowiada raczej *N. distans* A var. Rozlozsnik tabl. I. fig. 20.

Przekrój o średnicy 7·5 mm, zapewne jest tym samym, którego rysunek podał d'Archiac na tabl. I. fig. 9. Przekrój ten jest dosyć niewyraźny i prawdopodobnie ta okoliczność spowodowała to, iż d'Archiac tak narysował przekroje, które widzimy na tabl. I. fig. 9*a* i 9*b*. Nie może bowiem ulegać wątpliwości, iż podane w rysunku d'Archiaca ściany są zbyt grube w stosunku do rzeczywistej ich grubości, również skręty są narysowane zbyt schematycznie, są one bowiem dosyć nieregularne na okazie. D'Archiac rysuje 5 skrętów, jest ich jednak 6, ostatni atoli przylega

bardzo szczelnie do poprzedniego. Komora centralna jest duża. Pierwszy skręt ma krok kanału niższy od szerokości komory centralnej, tak jak to widzimy u d'Archiaca na rys. 9*e*, natomiast krok kanału 2-go skrętu (idziemy na prawo) ma takie same wymiary jak średnica komory centralnej w tej samej linji. Łatwo więc z tego uzmysłowić sobie, że przekrój d'Archiaca fig. 9*b* jest zbyt schematyczny. W $^1/_4$ 2-go skrętu widać 3—4 przegrody, które są nachylone, zaś w ostatnich skrętach prawie leżące, przytem krok skrętu jest znowu obniżony. Komory są w skrętach środkowych bardziej wysokie niż długie, w skrętach ostatnich odwrotnie, są one tutaj bardzo niskie.

Jak więc widzimy z powyższego opisu ten przekrój może odpowiadać *N. distans* forma A, ze względu jednak, że mamy tutaj skręty bardziej ścieśnione i że ogólny ich obraz jest nieco odmienny w porównaniu do przekroju okazów krymskich podanych przez Rozlozsnika [35] tabl. I. fig. 12 i 13, możemy uważać ten okaz, raczej za przedstawiający nam odmianę względnie rasę. Powyżej wspomniane przekroje podane przez Rozlozsnika, przedstawiają nam typ pośredni pomiędzy przekrojami d'Archiaca, których opis dopiero podałem, a zatem możemy je uważać za formy typowe *Num. distans* forma A, tem bardziej, że jak wyżej była o tem mowa, pochodzą one z Krymu.

Nummulina carpathica n. sp.

Forma B.

Tabl. I. fig. 3 i 4.

Średnica okazów 4—7 mm, najczęściej spotyka się formy o średnicy 4·5—5·5 mm, wówczas mamy 6—7 skrętów, Kilka pomiarów: $\frac{4{\cdot}5\text{ mm}}{2{\cdot}4\text{ mm}}$, $\frac{5{\cdot}3\text{ mm}}{2{\cdot}8\text{ mm}}$, $\frac{5{\cdot}6\text{ mm}}{2{\cdot}9\text{ mm}}$.

Liczba przegród: 3—5 w $^1/_4$ 2-go skrętu
„ „ 4—6 „ „ 3-go „
„ „ 5—6 „ „ 4-go „
„ „ 5—7 „ „ 5-go „

Naogół jednak obserwować można, że w każdej ćwiartce kolejno po sobie idących skrętów przybywa 1 przegroda.

Okazy są wypukło-soczewkowate, grubość jest większa niż połowa średnicy. W razie gdy mamy zachowany ostatni skręt, to przedłużenia przegrodowe są prawie niewidoczne, brodawki duże

grupują się w części środkowej. Po zdjęciu ostatniego skrętu otrzymujemy obraz przedstawiony na tabl. I. fig. 3. Widzimy więc, że przedłużenia przegrodowe są proste, brodawki umieszczone na nich wyraźne są w części środkowej, dalej ku brzegowi znajdujemy jużto zgrubienia na przedłużeniach przegrodowych, jużto prawdziwe brodawki. Te zgrubienia względnie brodawki mają tendencję do układania się w spiralę. Zaznaczyć trzeba, że to ułożenie w spiralę widoczne jest na skrętach głębszych, i zawsze w partji grzbietowej skorupki. Na okazach posiadających słabe i nieliczne brodawki, te ostatnie znajdujemy tylko w części środkowej. Okaz przedstawiony na tabl. I. fig. 3 ma zmieniony sam środek, skutkiem czego zatarły się kontury większej środkowej brodawki, która zawsze istnieje w skrętach głębszych.

Na przekroju równikowym tabl. I. fig. 4 widzimy ścianę naogół dosyć grubą, na niektórych okazach grubość jej równa się wysokości kanału skrętu, pozatem jest ona zmienną na jednym i tym samym okazie. Krok skrętu wzrasta jednostajnie. Przegrody są proste, nieco nachylone, kąt tylny-górny niegłęboki, zbliżony do prostego. Zwykle obserwować można zgrubienia podstawy przegród. Komory w 2 pierwszych skrętach są bardziej wysokie niż długie, w 2—3 ostatnich skrętach jest odwrotnie. Sklepienie komór lekko wypukłe ku górze.

Na przekroju osiowym widzimy zawsze słupki w części środkowej, czasem w części grzbietowej. Grzbiet jest tępy.

W egzotyku z Luczy znalazłem około 20 okazów.

Forma A.

Tabl. I. fig. 5—8.

Średnica okazów 2—3·5 mm, przeważnie 2·5—3·5 mm, wówczas widzimy 3—4 skręty. Okaz o średnicy 3·5 m ma 2 mm grubości.

Liczba przegród: 2—3 w $^1/_4$ 1-go skrętu
„ „ 4—5 „ „ 2-go „
„ „ 5—6 „ „ 3-go „

Skorupka wypukło-soczewkowata, grzbiet tępy. Na powierzchni ostatniego skrętu widzimy (p. tabl. I. fig. 7) przedłużenia przegrodowe zbiegające się w mniej lub więcej wyraźnej brodawce środkowej. Same przedłużenia mają na sobie jakieś niewyraźne zgrubienia, względnie robią wrażenie, jak gdyby rozpadały się na

kawałki. Na skrętach głębszych otrzymujemy obraz analogiczny jak u formy mikrosferycznej, a zatem wyraźna środkowa brodawka, koło niej drobniejsze brodawki na przedłużeniach, na niektórych okazach w partji grzbietowej brodawki względnie zgrubienia są ułożone spiralnie.

Na przekroju równikowym ściany dosyć grube jak u formy B, krok skrętów odrazu duży, potem wzrasta niewiele. Komora centralna średnich rozmiarów, druga nieco mniejsza podobna do niej, razem tworzą obraz ósemki. Trzecia komora umieszczona siodłowato na 2 pierwszych. Przegrody nieco nachylone i nieco zgięte, komory w ostatnich skrętach jużto izometryczne, jużto bardziej długie niż wysokie. Zgrubienia podstawy przegród dosyć częste. Sufit komór jak u formy B.

Ciekawe zjawisko przedstawia nam fig. 8, tabl. I. Widzimy tu dużą okrągłą komorę centralną i następną mniejszą. Na tych 2 komorach jest umieszczona siodłowato po prawej stronie maleńka komora, zaś na przedłużeniu linji przechodzącej przez 2 pierwsze komory widać dalsze 2 komory, bardziej spłaszczone. Owe 4 komory w prostym szeregu umieszczone dają obraz Nodosarii względnie Dentaliny. Rozwój ontogenetyczny tego okazu odtwarza w pierwszych komorach obraz, który obserwujemy u otwornic bardziej prymitywnych niż numuliny. Organizm ten usiłował odrazu ułożyć komory w normalną spiralę, chwilowo jednak wzięły górę czynniki atawistyczne. Nienormalność początkowego stadjum rozwoju odbija się i na następnych skrętach.

W egzotyku z Luczy znajduje się przeszło 40 okazów formy megasferycznej *Num. carpathica.*

Jest zupełnie pewnem, że powyżej przedstawione formy A i B mimo niezbyt dobrego stanu zachowania przedstawiają nam nowy gatunek numulin. Najbardziej dla mnie interesującem było to, iż mogłem obserwować bliskie pokrewieństwo pomiędzy *Num. carpathica* a *N. variolaria*, a mianowicie pierwszy gatunek rozwija się z drugiego. W materjale z Luczy mamy cały szereg form, które pod względem wyglądu jużto powierzchni, jużto przekroju równikowego są formami pośredniemi pomiędzy formami typowemi tych 2 gatunków. Kilka również takich form pośrednich, z większem jednak przechyleniem ku *N. variolaria* mogłem zauważyć w egzotyku z Wańkowej, gdzie jednak typowej *N. carpathica* nie znalazłem.

Dla dokładności podam w skróceniu jak wyglądają formy typowe *N. variolaria* i *N. carpathica* z egzotyków karpackich. Otóż jeżeli chodzi o obraz powierzchni, to *N. variolaria* ma dużą nieregularną środkową brodawkę, z niej wychodzą przedłużenia przegrodowe wykazujące silniejsze lub słabsze zgrubienia w bezpośredniem sąsiedztwie tej środkowej brodawki. U formy typowej *N. carpathica* brodawka środkowa jest znacznie słabiej rozwinięta, względnie u form mikrosferycznych już nie występuje w ostatnich skrętach, natomiast widzimy wyraźne prawdziwe brodawki w partji środkowej. oraz słabsze brodawki względnie zgrubienia w partji grzbietowej skorupki. Podkreślić trzeba, że w partji grzbietowej skorupki widać spiralne ułożenie brodawek względnie zgrubień.

Co się tyczy przekroju równikowego, to u *N. variolaria* ściany są dosyć cienkie, komory naogół bardziej wysokie niż długie lub izometryczne, komory centralne są znacznie mniejsze niż u *N. carpathica*, skręty bardziej ścieśnione. *N. carpathica* ma ściany grube, komory w ostatnich skrętach są bardziej długie niż wysokie. Zachodzi też dosyć znaczna różnica odnośnie do wielkości *N. variolaria* i *N. carpathica.*

Jak już wspomniałem, pomiędzy formami typowemi tych 2 gatunków, można obserwować przejścia tak co do obrazu powierzchni jak i co do wyglądu przekrojów równikowych.

Jak moglibyśmy sobie przedstawić powstawanie form należących do *N. carpathica* z formy macierzystej, którą jest *N. variolaria.* Widzimy, że słupek środkowy traci na znaczeniu, a natomiast rozwijają się inne słupki, tak blisko grzbietu jak i około środka. Czy jednak dlatego powstają owe słupki, że słupek centralny się zmniejsza, czy też odwrotnie, dlatego słupek centralny się zmniejsza, że powstają inne drobne słupki? Być może, że z powodu wzrostu skorupki słupek centralny nie wystarczał dla dostatecznego spojenia skorupki, a zadanie to lepiej spełniać mogły liczniejsze drobne słupki.

Z kolei przystępujemy do porównania *N. carpathica* z innemi drobnemi formami numulin brodawkowatych. Znamy dotychczas dosyć dużo takich drobnych form a więc: *N. Lucasi* Douv., *N. parva* Douv., *N. Garnieri* de la Harpe, *N. pretaurica* Rozl., *N. pretuberculata* Rozl., *N. Bactchissaraïensis* Rozl., *N. garganica* Tell. i *N. burdigalensis* de la Harpe.

N. Lucasi Douv. tak jak ją ostatnio określiłem [5], jest to

forma identyczna z *N. parva* Douv., tak zatem wyglądem powierzchni jak i przekroju równikowego te formy zupełnie się różnią od *N. carpathica.*

N. Garnieri de la Harpe, którego opis z licznemi rycinami znajdujemy u Boussaca [6] ma przekrój równikowy, który według wyrażenia tego autora jest miniaturą *N. striata.*

N. pretaurica, N. pretuberculata i *N. Bactchissaraïensis* opisane niedawno przez Rozlozsnika [35] mają odmienny wygląd przekroju równikowego; *N. pretuberculata* ma ślady siatki na powierzchni.

N. garganica opisana przez Telliniego [39] wykazuje pewne podobieństwo do *N. carpathica* w wyglądzie przekroju równikowego. Forma ta jest jednak znacznie mniejsza od naszej, gdyż średnica jej wynosi według tego autora 3—3·5 mm. Odmienne są natomiast przekroje równikowe form megasferycznych *N. garganica* i *N. carpathica*, szczególnie bardzo małe są komory centralne u pierwszej formy.

Przekroje równikowe *N. garganica* formy A i B, które podała Gentile [17] mają inny wygląd, a mianowicie widzimy tu, że komory są wybitnie wysokie i wysokość tychże wzrasta ku grzbietowi. Najbardziej podobna jest do naszych okazów *N. garganica* opisana przez Checchia-Rispoliego [7], gdyż konstatujemy, że przekrój równikowy tej formy, który znajdujemy u tego autora, jest podobny do *N. carpathica*, a brodawki są ułożone spiralnie. Jest natomiast różnica w wielkości, gdyż według Checchia-Rispoliego *Num. garganica* ma średnicę niewiele większą od 4 mm.

U R. Regè [33] znajdujemy rycinę przekroju równikowego formy megasferycznej *N. garganica* i tutaj widzimy, że komory są wybitnie długie.

Pod nazwą *N. garganica* były zatem opisywane małe formy brodawkowate, których przekroje równikowe są tak różne, że nie może być mowy o tem, ażeby te formy przedstawiały jeden gatunek. W takim wypadku zmuszeni jesteśmy trzymać się opisu form typowych, który nam podał Tellini. *N. garganica* Telliniego, może być formą pokrewną *N. carpathica*, nie jest jednak identyczną z tą ostatnią.

Jak się przedstawia *N. carpathica* w porównaniu do *N. burdigalensis* de la Harpe, której opis znajdujemy w pośmiertnem wydaniu rękopisu de la Harpea przez Rozlozsnika.

Otóż *N. burdigalensis* ma prawie tę samą wielkość co *N. carpathica*, natomiast ma skręty bardziej ścieśnione, gdyż na promieniu 2—2·5 mm widać u *N. burdigalensis* 7 – 8 skrętów. Przegrody są zgięte w partji górnej i są one nieregularnie rozmieszczone. Jeżeli chodzi o formę megasferyczną *N. burdigalensis* to jest ona mniejsza od takiej samej formy *N. carpathica*, skręty są również bardziej ścieśnione, przegrody są nieregularnie rozmieszczone i jest ich więcej. Ściany skrętów są dosyć cienkie, grubość tychże wynosi $^1/_3$—$^1/_4$ wysokości kanału skrętu.

Z tego co powyżej przytoczyłem, wynika, że pomiędzy *N. carpathica* a *N. burdigalensis* istnieją tego rodzaju różnice, iż zupełnie śmiało możemy mówić o 2 odrębnych gatunkach. To, że formy megasferyczne tych gatunków wykazują więcej różnic niż formy mikrosferyczne, jest dowodem, że mamy tu do czynienia z 2 różnemi gatunkami.

Z drugiej strony podobieństwa między temi formami, które szczególnie na przekrojach równikowych można skonstatować, upoważniają nas do przypuszczenia, że są to formy pokrewne. Prawdopodobnie można tu mówić, że te formy pochodzą z wspólnego pnia, a mianowicie widzieliśmy, że *N. carpathica* powstaje z *N. variolaria*, tak samo jestem skłonny widzieć w *N. variolaria* formę macierzystą dla *N. burdigalensis*, czemu dałem wyraz na innem miejscu [5]. *N. burdigalensis* powstała znacznie wcześniej gdyż w dolnym eocenie i następnie dała początek bardzo żywotnej gałęzi numulin. *N. carpathica* zaś przedstawia nam formę młodszą, o ewolucji której, w tej chwili nic nie wiemy. Być też może że te dwie formy przedstawiają 2 mutacje.

W zakończeniu tego ustępu wspomnieć należy jeszcze o *N. prelucasi*. Forma ta posiada środkową brodawkę oraz zgrubienia ułożone w jedno koło na granicy 2 ostatnich skrętów. Wygląd zatem powierzchni dzięki temu ostatniemu szczegółowi jest podobny do *N. carpathica*, jednak u tej ostatniej są liczne brodawki w środku. Ponieważ dotychczas nie jest znany przekrój równikowy *N. prelucasi* więc nie możemy go porównać z *N. carpathica*.

Nummulina cf. uroniensis Heim.

Forma A.

Tabl. I. fig. 11.

1908. *Nummulina uroniensis* f. A. Heim [22], str. 229, tabl. I. fig. 6—10, tabl. II. fig. 4—24.

Jeden tylko okaz w egzotyku z Luczy dobrze zachowany. Średnica około 4 mm. Na powierzchni widać niewielkie brodawki pokrywające całą skorupkę bez planowego ułożenia.

Przy rozłupywaniu okazu po wypaleniu udało się uzyskać obraz przedstawiony na tabl. I. fig. 11. Widzimy tu na jednej połowie okazu przekrój równikowy, a na drugiej powierzchnię skrętów głębszych. Brodawki są umieszczone na przedłużeniach przegrodowych, ku grzbietowi pokazują się one także między przedłużeniami. Na przekroju równikowym widać dużą komorę centralną, oraz 4 skręty. W $^1/_4$ 2-go skrętu są 4 przegrody. Ściany skrętów dosyć cienkie, przegrody proste, zginają się w partji górnej, komory znacznie dłuższe niż wysokie. Ten przekrój najzupełniej odpowiada formie megasferycznej *N. uroniensis* Heim [22], szczególnie przekrojowi podanemu przez tegoż autora na tabl. II. fig. 13. Okazy szwajcarskie są naogół większe, jednak również możemy skonstatować na rycinach Heima, że na średnicy 4 mm znajdują się 4 skręty. Ze względu jednak, iż nie posiadam więcej okazów, oraz ze względu, iż niema formy mikrosferycznej, oznaczenia pewnego przeprowadzić nie mogę.

Boussac wciągnął *N. uroniensis* do synonimiki *N. perforata*, jednak późniejsi autorzy wypowiadają się przeciw temu złączeniu, i tak Douvillé [14], powiada iż *N. uroniensis* występuje w poziomie niższym niż *N. perforata*, a mianowicie w dolnym lutetienie. Abrard jest tego samego zdania i wyprowadza *N. uroniensis* jako formę dolno-lutetieńską z „*N. granifera*".

Po wyjaśnieniach [5], co należy rozumieć właściwie pod nazwą *N. granifera*, nie możemy łączyć *N. uroniensis* z tym ostatnim gatunkiem, natomiast łączymy go z *N. taurica* de la Harpe.

Nummulina granifera Douv.

Forma B.

Tabl. I. fig. 1.

1919. *Nummulites granifer* n. sp. Douvillé [12], pars, str. 45, tabl. II. fig. 7—8.

1929. *Nummulina granifera* Douv. f. B, Rozlozsnik [35], str. 114, tabl. II. fig. 5, tabl. VII. fig. 2, 6, 10—12.

1930. „ *granifera* Douv. f. B, Bieda [5], str. 68.

Średnica okazów 6—10 mm, stosunek średnicy do grubości: $\frac{6{\cdot}3\ mm}{2{\cdot}2\ mm}$, $\frac{6{\cdot}9\ mm}{2{\cdot}7\ mm}$, $\frac{7{\cdot}8\ mm}{2{\cdot}8\ mm}$. Na promieniu 4—5 mm widać 7—9 skrętów. W $^1/_4$ 4-go i 5-go skrętu 7—8 przegród.

Na powierzchni okazów całych widać tylko przedłużenia przegrodowe proste lub zgięte, dopiero po nadszlifowaniu pokazują się brodawki ułożone spiralnie na przedłużeniach przegrodowych. Fig. 1 na tabl. I. pokazuje nam niezupełnie dobrze to spiralne ułożenie brodawek z powodu ukośnego nadszlifowania. W środku jest duża brodawka.

Na przekroju równikowym krok skrętu wzrasta do 4—5 skrętu, potem się utrzymuje, na jednym okazie o 10 mm średnicy widać jest w 2 ostatnich skrętach (t. j. w 8 i 9) obniżenie się kroku. Naogół skręty są dosyć nieregularne. Grubość ściany skrętu zmienna od $^1/_2$—$^1/_4$ wysokości kanału skrętu. Przegrody dosyć cienkie, zaginają się ku tyłowi, kąt tylny-górny jest dosyć ostry i głęboki. Komory są bardziej wysokie niż długie.

Na przekroju osiowym widać słupki dosyć cienkie, jużto zgrupowane w części środkowej, jużto na całej skorupce, nie dochodzą do ostatnich skrętów.

Forma A.

1919. *Nummulites* *Lucasi* d'Arch., Douvillé [12] pars, str. 59, tabl. I. fig. 28—31.

1924. „ *Lucasi* d'Arch., Douvillé [16] str. 39, fig. 11—12.

1929. *Nummulina* *Lucasi* d'Arch., f. A, Rozlozsnik [35], str. 113, tabl. II. fig. 4, 7, tabl. VII. fig. 5, str. 189, pars, tabl. III. fig. 29.

1929. „ *taurica* de la Harpe, f. A, Rozlozsik [35], str. 115, tabl. III. fig. 26, str. 190, tabl. VIII. fig. 19.

1930. „ *granifera* Douv. f. A, Bieda [5], str. 67.

Średnica okazów 3—5 mm, grubość albo równa się połowie średnicy, albo jest nieco mniejsza od tejże. Na promieniu 1·75 mm do 2·25 mm widać 3—4 skręty.

Liczba przegród: 2—3 w $^1/_4$ 1-go skrętu
„ „ 4—7 „ „ 2-go „
„ „ 5—7 „ „ 3-go „

Na powierzchni całych okazów słabe nieliczne brodawki, przeważnie w części środkowej. Na skrętach głębszych widać proste przedłużenia przegrodowe, brodawki umieszczone spiralnie na przedłużeniach, w środku prawie zawsze jest większa brodawka. Na okazach grubszych brodawki są większe i liczniejsze, zaś na okazach bardziej płaskich mniejsze i rzadsze.

Na przekroju równikowym widzimy dosyć dużą komorę centralną, druga jest podobna ale znacznie mniejsza. Krok skrętu odrazu wzrasta, na jednych okazach skręty idą regularnie, na drugich widać iż są one dosyć nieregularne. Ściana skrętów naogół niezbyt gruba $^1/_3$—$^1/_4$ wysokości kanału skrętu. Wygląd przegród i odstępy pomiędzy niemi zmienne. Na niektórych okazach liczba przegród w skręcie 3 jest taka sama lub nawet mniejsza od liczby przegród w skręcie 2-gim. Przegrody są zgięte, nachylone, kąt tylny-górny ostry i dosyć głęboki, komory o wysokości większej od długości, sierpowate.

Na przekroju osiowym widać słupki wychodzące z grzbietów skrętów, w środku większy słupek.

Miałem na innem miejscu możność zająć się obszernie sprawą *N. granifera* i określiłem wówczas, co należy właściwie rozumieć pod tą nazwą, którą Douvillé stosował do różnych form. Z drugiej strony podałem także, które formy dotychczas opisywane pod innymi nazwami, przedstawiają nam formy megasferyczne tego gatunku.

N. granifera jest to forma występująca już w dolnym eocenie, gdyż z tego poziomu z miejscowości Gan pochodzi typ tego gatunku. Przechodzi ona jednak i do środkowego eocenu, jak o tem świadczy „*N. Lucasi*“ podana przez Rozlozsnika [35] na tabl. III. fig. 29, a która pochodzi z Albanji z odkrywki D 28, zaliczonej przez tegoż autora do drugiej grupy stratygraficznej t. j. a_2, wieku dolno-lutetieńskiego. To samo dotyczy okazu *N. taurica* forma A z D 28, który uważam za *N. granifera*.

Również występowanie w egzotyku z Wańkowej *N. granifera* razem z *N. laevigata* jest dowodem, iż ten pierwszy gatunek napewno w dolnym lutetienie występuje.

Nummulina laevigata Brug.

Forma B.

Tabl. II. fig. 5—6.

1853. *Nummulites* *laevigata* Lamk. d'Archiac et Haime [2], str. 103, tabl. IV. fig. 1—7.
1879. „ *laevigata* Lamk. Hantken [18], str. 6, 28, tabl. I.—II.
1881. „ *laevigata* Lamk. de la Harpe [19], str. 65, fig. 10.
1902. „ *laevigatus*, Douvillé [11], tabl. V, fig. 1—2.
1905. „ „ Brug., Lister [24], str. 303, tabl. III. fig. b.
1911. „ *laevigatus* Brug., (B), Boussac [6], str. 58, tabl. II. fig. 1—9, 12, 13, 16, 18—22.
1919. „ *laevigatus* Lamk. Douvillé [12], str. 52, tabl. V. fig. 21.
1926. *Nummulina* *laevigata* Brug. f. B, † de la Harpe et Rozlozsnik [21], str. 79.

Dwa okazy z Wańkowej, jeden ma 13 mm średnicy, drugi około 15 mm, są one płaskie. Na promieniu 5 mm widać 9 skrętów.

Liczba przegród: 5 w $^1/_4$ 2-go skrętu
„ „ 6 „ „ 4-go „
„ „ 8—9 „ „ 6-go „
„ „ 12 „ „ 8-go „

Na powierzchni po nadszlifowaniu widać w środkowej części skorupki drobne brodawki łączące się w siatkę, zaś ku grzbietowi pojawiają się przedłużenia przegrodowe, które biegną obok siebie nie łącząc się, są one jednak nierówne i mają na sobie poprzeczne wypustki. Obraz ten jest zupełnie identyczny z podanym przez Douvillégo [12] tabl. V. fig. 21.

Na przekroju równikowym jednego okazu widzimy, że krok skrętu wzrasta do szóstego skrętu, potem utrzymuje się bez zmiany. Skręty są nieco nieregularne, grubość ściany od $^1/_3$—$^1/_4$ wysokości kanału skrętu. Przegrody lekko zgięte, nieznacznie nachylone, komory mają wysokość większą od długości. Ten przekrój najlepiej odpowiada przekrojowi *N. laevigata* z Bracklesham, który podaje de la Harpe ([19] str. 65). Również przekrój okazu z Bracklesham, który znajdujemy w dziele Boussaca [6], tabl. II

fig. 18. podobny jest do naszego okazu, z tą różnicą, że okaz podany przez Boussaca ma ściany grubsze. Jeżeli jeszcze dodam, że przekroje okazów *N. laevigata* z Bracklesham, które podają Hantken [18] i Lister [24] są dosyć zgodne z przekrojem z Wańkowej, to oczywisty jest wniosek, że ten okaz z Wańkowej przedstawia nam typ *N. laevigata* z Bracklesham, a który to typ charakteryzuje się znacznie wyższemi komorami i gęstszemi przegrodami w porównaniu np. do *N. laevigata* z basenu paryskiego. De la Harpe [21] zalicza okazy *N. laevigata* z Bracklesham do odmiany *laxispira.*

Przekrój okazu drugiego, który mamy na tabl. II. fig. 6. odpowiada przekrojowi, który widzimy u Douvillégo [11] tabl. V. fig. 1., a który przedstawia nam okaz *N. laevigata* z St. Barthélémy.

Benoist [3] opisał *N. laevigata* var. *aquitanica,* a Douvillé [12] z odmiany tej robi nowy gatunek *N. aquitanica.* Jeżeli weźmiemy pod uwagę opis Benoista, a zatem: średnica okazów dochodzi do 15 mm, zaś grubość tylko 1—1½ mm, liczba skrętów t. j. 10 skrętów na promieniu 7 mm, liczba przegród i t. d., to okazy *N. laevigata* z Wańkowej odpowiadałyby również odmianie *aquitanica* Benoista. Nie mogę jednak zaliczyć do tej odmiany moich okazów, gdyż, jak wyżej wzmiankowałem, Douvillé robi z tej odmiany odrębny gatunek, a ponadto między opisem a rycinami Benoista zachodzą pewne sprzeczności i tak np. z przekroju równikowego podanego przez Benoista wypada po uwzględnieniu danego powiększenia, że na promieniu 3 mm jest 9 skrętów. O ile zaś trzymać się będziemy tekstu Benoista, to w takim razie niezupełnie jasną jest definicja gatunku *N. aquitanica* podana przez Douvillégo, albowiem autor ten powiada iż okazy tego gatunku mają średnicę nie przekraczającą 9 mm.

Reasumując to co powyżej powiedziałem, widzimy, że okazy *Num. laevigata* f. B. z Wańkowej są podobne do odmian opisanych w literaturze jako var. *laxispira* względnie var. *aquitanica.* Nie wyróżniam jednak żadnej z tych odmian, tak z jednej strony ze względu na niejasności wyżej poruszone, jak z drugiej dlatego, że *Num. laevigata* jest formą bardzo zmienną (p. Boussac [6]). Wspomnieć tu również należy o historji nomenklatury węgierskich okazów tego gatunku, które Munier-Chalmas nazwał *Num. Hantkeni,* sam Hantken jednak [18] udowodnił, że *N. Hantkeni* nie jest bynajmniej odrębnym gatunkiem. Z tych też powodów pozostaję przy samej nazwie gatunkowej.

Zaznaczyć wkońcu trzeba, że de la Harpe i Benoist podają, iż odmiany *laxispira* względnie *aquitanica* są formami pośredniemi między *N. planulata* a *N. laevigata*. To samo można powiedzieć o *N. laevigata* z Wańkowej, gdyż forma ta wyglądem przekroju równikowego przypomina *N. planulata*.

Forma A.

Tabl. II. fig. 1—4.

1853. *Nummulites* *Lamarcki* n. sp. d'Archiac et Haime [2], str. 109, tabl. IV. fig. 14—16.
1881. „ *Lamarcki* d'Arch., de la Harpe [19], str. 65, fig. 9.
1905. „ *Lamarcki* d'Arch., Lister [24], str. 303, tabl. III. fig. a.
1911. „ *laevigatus* Brug. (A), Boussac [6], str. 58, tabl. II. fig. 17.
1926. *Nummulina* *laevigata* Brug. f. A, † de la Harpe et Rozlozsnik [21], str. 84.

Średnica okazów 3—6 mm, okaz o średnicy 5·5 mm ma grubość 2·5 mm. Widać 3 skręty na promieniu 1·5—2 mm, a 5 skrętów na promieniu 2·75—3 mm.

Liczba przegród: 2—3 w $^1/_4$ 1-go skrętu
„ „ 5—7 „ „ 2-go „
„ „ 6—8 „ „ 3-go „

Okazów megasferycznych *N. laevigata* w egzotyku z Wańkowej jest znacznie więcej niż okazów mikrosferycznych, dlatego można było stwierdzić dosyć dużą zmienność tej pierwszej formy.

Na powierzchni okazów widać nieraz dosyć znaczne różnice, tak iż częstokroć dopiero nadszlifowanie powierzchni lub przekrój równikowy, który nawiasem mówiąc, ma więcej cech stałych, umożliwia rozpoznanie tej formy. Mamy zatem na powierzchni okazów większych wyraźną siatkę z brodawkami w partji środkowej, zaś okazy mniejsze (tabl. II. fig. 1) mają w środku dużą brodawkę. Po nadszlifowaniu tej środkowej brodawki widzimy, że składa się ona z wielu małych brodawek ściśle się stykających, tak iż tworzą jedną plamę białą. Przedłużenia przegrodowe tak u okazów większych jak i u mniejszych mają zawsze poprzeczne wypustki w części bliższej grzbietu.

Na przekroju równikowym zwraca uwagę przedewszystkiem duża komora centralna, druga jest taka sama jak pierwsza. Krok skrętów odrazu wzrasta silnie, ściany są jednostajne, dosyć cienkie gdyż grubość ich wynosi $^1/_3$—$^1/_5$ wysokości kanału skrętu. Spotyka się okazy o skrętach bardziej lub mniej ścieśnionych. Na tabl. II. fig. 4, mamy przedstawiony okaz mający anormalnie wielką komorę centralną, dzięki czemu skręty są nieco nieregularne. Przegrody są lekko łukowate, o grubości jednostajnej, kąt tylny-górny niegłęboki prawie prosty. Komory mają wysokość większą od długości.

Na przekroju osiowym widać okazy płaskie lub płasko-soczewkowate, w partji środkowej delikatne słupki, grzbiet tępy.

Forma megasferyczna *N. laevigata* zwana *N. Lamarcki* niewiele ma opisów w literaturze numulin. Przekroje równikowe okazów z Wańkowej są zupełnie identyczne z przekrojem podanym przez de la Harpea [19], str. 65, fig. 10. W innem miejscu [21] podaje ten autor, że *N. Lamarcki* z Anglji jest formą pośrednią pomiędzy *N. Lamarcki* z Francji i z Węgier a *N. elegans* t. j. formą megasferyczną *N. planulata*. Przekrój, który podaje Lister [24], wykazuje skręty bardziej ścieśnione.

Jak więc widzimy tak forma mikrosferyczna jak i forma megasferyczna *N. laevigata* z Wańkowej przedstawiają się nam jako formy zbliżone do typu angielskiego tego gatunku. Mamy tu być może dowód istnienia jakiejś rasy odrębnej (północnej?) *N. laevigata*. Gatunek ten zajmuje w dolnym lutetienie stanowisko dominujące i jest skamieliną przewodnią dla tego poziomu.

Gen. Assilina d'Orb.

Assilina granulosa d'Archiac.

Forma B.

1853. *Nummulites granulosa* d'Arch., d'Archiac et Haime [2], pars, tabl. X. fig. 11, 16, 17.

1904. *Assilina placentula* Desh., Prever et Rzehak [30], str. 4, fig. 1—8.

1908. „ *granulosa* d'Arch., Heim [22], str. 247, tabl. VI. fig. 26, 28, tabl. VIII. fig. 1—18.

1919. „ *granulosa* d'Arch., Douvillé [12], str. 72, tabl. VI. fig. 15—17.

1925. *Assilina granulosa* d'Arch., Nuttall [26], str. 441, tabl. XXVI. fig. 1—5.
1926. „ *placentula* Desh. vel *Ass. granulosa* d'Arch. f. B. †de la Harpe et Rozlozsnik [21], str. 90.
1926. „ *granulosa* d'Arch., Doncieux [10], str. 48, tabl. V. fig. 27—29.

Dwa niekompletne okazy z Luczy, których średnica mogła wynosić około 18—20 mm, grubość 1·7—2 mm. Trzeci okaz cały o średnicy 9 mm będzie zapewne odpowiadał var. *minor*, dla której to odmiany Heim [22] podaje wielkość średnicy 11—6·8 mm. Tylko na jednym z tych okazów można było dopatrzeć się brodawek na powierzchni, miarodajnym więc dla oznaczenia był wygląd przekrojów równikowego i osiowego, których opis podał Heim.

Forma A.

1853. *Nummulites Leymeriei* n. sp., d'Archiac et Haime [2], str. 153, tabl. XI. fig. 9—12.
1904. *Assilina Leymeriei* d'Arch., Prever et Rzehak [30], str. 5, fig. 9—17.
1908. „ *Leymeriei* d'Arch., et H., Heim [22], str. 249, tabl. VIII. fig. 15—17.
1919. „ *Leymeriei* d'Arch., et H., Douvillé [12], str. 74, fig. 14.
1925. „ *Leymeriei* (d'Arch. et Haime), Nuttall [26], str. 444, tabl. XXV, fig. 8.
1926. „ *placentula* Desh., vel *Ass. granulosa* d'Arch., f. A. †de la Harpe et Rozlozsnik [21], str. 91.
1926. „ *Leymeriei* d'Arch., Doncieux [10], str. 51, fig. 19, tabl. V. fig. 30—35.

Średnica okazów 3·5—5 mm, przeciętnie widać 3 skręty na promieniu 1·75 mm, a 4 skręty na promieniu 2·25 mm.

Liczba przegród: 2—3 w $^1/_4$ 1-go skrętu
„ „ 3—5 „ „ 2-go „
„ „ 5—7 „ „ 3-go „

Forma megasferyczna *Assilina granulosa* zwana *Ass. Leymeriei* jest o wiele lepiej reprezentowaną w egzotyku z Luczy niż forma

mikrosferyczna. Wtórne skrzemienienie zaciera jednak obraz powierzchni. Na powierzchni okazu zupełnie dobrego widać duże brodawki w środkowej części skorupki, ku grzbietowi stają się one mniejsze, ułożone są promienisto. Przeważnie okazy są płaskie, rzadko można widzieć okazy z zagłębieniem lub z małem wypukleniem w środku.

Na przekroju równikowym widać w środku 2 komory centralne, które są małe lub średniej wielkości, grubość ściany skrętu od $^1/_3$—$^1/_4$ wysokości kanału skrętu. Przegrody przeciętnie biorąc są proste i nieznacznie nachylone, zdarzają się jednak okazy z przegrodami prawie prostopadłemi lub też silnie nachylonemi, tak że kąt tylny-górny może być prawie prosty, lub dosyć ostry. Odstępy między przegrodami zmienne, komory są izometryczne lub bardziej wysokie niż długie. Zwykle obserwować można wydłużanie się komór w skrętach ostatnich.

Jeżeli porównamy powyższe dane z literaturą, to widzimy, że co do wielkości okazy *Ass. granulosa* forma A. z Luczy odpowiadają liczbom, które wymieniają autorzy. D'Archiac podaje, że średnica *Ass. Leymeriei* wynosi 3·5—5 mm, Heim 3—5 mm, Douvillé zaś ma okazy, których większość ma 4—5 mm średnicy. Znacznie mniejsze są okazy z Indyj, gdyż te ostatnie mają według Nuttalla tylko 2—3 mm średnicy. Znaczna istnieje natomiast różnica co do liczby skrętów, albowiem okazy z Luczy mają znacznie mniej skrętów przy odpowiednim promieniu niż okazy dotychczas opisywane. De la Harpe [21] podaje z Sebastopola var. *laxispira*, która ma 5—6 skrętów na promieniu 3 mm, zatem okazy z Luczy możnaby zaliczyć do tej odmiany. Definitywne jednak rozstrzygnięcie, jak należy nazwać nasze okazy, musi być pozostawione do czasu znalezienia lepszego materjału a przedewszystkiem odpowiednich — luźno skręconych — form mikrosferycznych. Podnieść jeszcze trzeba, że *Ass. granulosa* forma A. z Luczy, może nam przedstawiać formy przejściowe do *Ass. exponens* forma A. Znamy bowiem odmianę *minor* tej ostatniej formy wykazującą 5 skrętów na promieniu 3 mm.

D'Archiac [2], zaliczył do *Ass. granulosa* wiele form, które późniejsi autorzy uznali za odmiany *Ass. exponens*. Te dwa gatunki są rzeczywiście blisko pokrewne i Boussac [6] złączył je w jeden pod nazwą *Ass. exponens*. Douvillé [12] jednak, oraz inni, jak Doncieux i Nuttall przywrócili nazwę *Ass.*

granulosa odróżniając pod tą nazwą formy starsze, a zatrzymując nazwę *exponens* dla form młodszych (w sensie geologicznym).

Według Douvillégo *Ass. granulosa* charakteryzuje eocen dolny z Bos d'Arros i Cussac, a *Ass. exponens* eocen średni. Jest rzeczą znamienną, że takie same stosunki znajduje Nuttall w Indjach, a mianowicie *Ass. granulosa* występuje w eocenie dolnym (serja Laki), zaś *Ass. exponens* w eocenie średnim (serja Kirthar). Według Doncieux'go [10] *Ass. granulosa* występuje od ypresienu do średniego lutetienu.

Gen. Orthopragmina Mun.-Chalm.

Orthophragmina (Discocyclina) Archiaci Schlumb.

1903. *Orthophragmina Archiaci* n. sp. Schlumberger [38], str. 277, fig. C. tabl. VIII. fig. 5—7, 11.

1912. „ *Archiaci* Schlumb., Prever [29], str. 143, tabl. I. fig. 5—9, tabl. III. fig. 7.

1922. *Discocyclina Archiaci* Schlumb., Douvillé [15], str. 65, fig. 11, 16, 17.

1926. *Orthophragmina (Discocyclina) Archiaci* Schlumb., Doncieux [10], str. 64, fig. 23—25, tabl. VII. fig. 6—10.

Jest to jedyna ortofragmina występująca w egzotyku z Luczy. Forma ta została opisana przez Schlumbergera [38], który podaje jako maksymalną wielkość 10 mm, oraz ostatnio przez Douvillégo [15] przyczem średnica ma dochodzić do 20 mm według tego autora.

Okazy z Luczy mają więcej niż 10 mm średnicy, przeważnie są jednak uszkodzone. Można było wyróżnić formy mikro- i megasferyczne. Te ostatnie są znacznie mniejsze, na jednym z przekrojów horyzontalnych można było zauważyć obraz podany przez Schlumbergera [38] fig. C, na którym widzimy mianowicie że druga komora embrjonalna otacza całkowicie pierwszą. Nie jest to jednak bynajmniej znamieniem wybitnem dla tego gatunku gdyż Schlumberger zaznacza, że zjawisko to występuje zależnie od poziomu przekroju. Douvillé również podaje ([15] str. 57, fig. 4) analogiczny rysunek, właściwy jednak obraz komórek embrjonalnych widzimy u tego ostatniego autora fig. 2 i 3 oraz u Doncieux'go ([10] str. 65, fig. 23—25).

Na przekrojach horyzontalnych form mikrosferycznych zna-

mienne są niezgodności w przebiegu pierścieni komórek warstwy środkowej.

Obraz powierzchni odpowiada opisowi Douvillégo, widoczne są brodawki prawie jednakowej wielkości na całej skorupce, jedynie u form megasferycznych są one nieco większe w środku. Naokoło brodawek ułożone są komórki warstw bocznych w liczbie 6—8, tak jak to podaje Douvillé dla pierwszej grupy *Discocyclina*.

Orthophragmina (Discocyclina) Archiaci występuje według Douvillégo w eocenie dolnym i środkowym w Aquitanji, zaś w synklinie alpejskiej i w obszarze Vicenzy w eocenie środkowym. Heim podaje, iż gatunek ten występuje w towarzystwie *Num. atacica*, *Num. distans*, *N. Murchisoni*, *Ass. granulosa* a zatem w towarzystwie tych samych form jak w egzotyku z Luczy. W Karpatach występuje ta ortofragmina w piaskowcu pasiecznianskim.

Orthophragmina (Discocyclina) scalaris Schlumb.

1903. *Orthophragmina scalaris* n. sp. Schlumberger [38], str. 277, tabl. VIII. fig. 4, tabl. IX. fig. 12—13.
1912. „ *scalaris* Schlumb., Prever [29], str. 141, tabl. I. fig. 4.
1922. *Discocyclina scalaris* Schlumb., Douvillé [15], str. 68, fig. 7, 22, 23.

Gatunek ten występuje masowo w egzotyku z Wańkowej. Jest to tylko forma megasferyczna, ale też niema w literaturze wzmianki o formie mikrosferycznej.

Średnica okazów może dochodzić do 8 mm, przeważnie jednak napotyka się okazy o średnicy 5—6 mm. Grubość okazów może dochodzić do 2 mm przy 6 mm średnicy.

Gatunek ten daje się wyróżnić przedewszystkiem na podstawie wyglądu powierzchni, której opis podał ostatnio Douvillé [15]. Autor ten zalicza tę formę do II. grupy *Discocyclina*.

Widzimy zatem na powierzchni okazów z Wańkowej, że komórki warstw bocznych są mniejsze od brodawek, te ostatnie są rozmaitej wielkości i są nieregularnie rozmieszczone. Brodawki większe mają duże odstępy pomiędzy sobą, w tych zaś odstępach widać drobniejsze brodawki, które nieraz tak wyglądają jakby

były jedynie zgrubieniami w miejscach zetknięcia się ścian komórek warstw bocznych. Ta cecha oraz liczba (9—10) komórek warstw bocznych, które znajdujemy w rozetkach naokoło większych brodawek są miarodajnemi dla oznaczenia tego gatunku.

Na przekroju poprzecznym widzimy, że skorupka w środku jest dosyć gruba, potem stopniowo zwęża się ku brzegowi. Słupki się urywają, względnie można obserwować zastępowanie się słupków t. zn. gdy zanika jeden słupek to obok powstają inne.

Orthoph. scalaris występuje według Douvillégo w Aquitanji od eocenu dolnego do auversienu.

LITERATURA.

1. Abrard R. Contribution à l'étude de l'évolution des Nummulites, (Bull. Soc. Géol. de France, S. IV. T. 28), Paris 1928.
2. d'Archiac et Haime: Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde, précédée d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites, Paris 1853.
3. Benoist E.: Etude sur les Nummulites et les Assilines du Sud-Ouest de la France, (Bull. Scientif. d. l. Soc. de Borda, v. 1889), Dax—Paris 1889.
4. Bieda F.: Nummulity i ortofragminy eocenu z Pasiecznej koło Nadwórnej, (Rocznik Pol. Tow. Geol. t. IV. za r. 1927), Kraków 1928.
5. Bieda F.: Uwagi o nomenklaturze i systematyce niektórych gatunków nummulin, (Rocznik Pol. Tow. Geol. t. VII za r. 1930), Kraków 1931.
6. Boussac J.: Etudes paléontologiques sur le Nummulitique Alpin, (Mém. p. servir à l'expl. d. l. carte géol. dét. d. l. France), Paris 1911.
7. Checchia—Rispoli G.: I foraminiferi dell'Eocene dei dintorni di S. Marco la Catola in Capitanata, (Palaeontographia italica, t. XIX), Pisa 1913.
8. de Cizancourt M.: O kilku nummulitach z fliszu karpackiego i ich znaczeniu dla stratygrafji Karpat, („Kosmos" czasop. Polsk. Tow. Przyr. im. Kopernika, Serja A, t. 53), Lwów 1928.
9. Deshayes: Description des coquilles fossiles recueillies en Crimée par M. de Verneuil, (Mém. Soc. Géol. de France, 1 S., III. T.), Paris 1838.
10. Doncieux L.: Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault. Deuxième partie (fasc. III.): Corbières septentrionales (Ann. de l'Univ. de Lyon, Nouv. ser. I., fasc. 45), Lyon—Paris 1926.
11. Douvillé H.: Etudes sur les Nummulites, (Bull. Soc. Géol. de France. 4 S., II. T.), Paris 1902.
12. Douvillé H.: L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. (Mém. p. servir à l'expl. d. l. carte géol. dét. d. l. France), Paris 1919,
13. Douvillé H.: Les Nummulites, évolution et classification, (Compt. Rend. des Séances de l'Acad. des Sciences, 168 T.), Paris 1919.
14. Douvillé H.: Les mouvements alpins et pyrénéens pendant l'Eocène. (Compt. Rend. som. des Séan. d. l. Soc. Géol. de France), Paris 1921.
15. Douvillé H.: Revision des Orbitoïdes, Deuxième partie: Orbitoïdes du

Danien et de l'Eocène, (Bull. Soc. Géol. de France, 4 S., XXII T.), Paris 1922.

16. Douvillé H.: Les premières Nummulites dans l'Eocène du Béarn. (Compt. Rend. des Séanc. de l'Acad. des Sciences, 178 T.), Paris 1924.
17. Gentile G.: Su alcune Nummuliti dell' Italia meridionale, (Atti della R. Accad. delle Scienze fis. e mat. di Napoli, XI. T. 2 S. Nr. 5). Napoli 1902.
18. Hantken M.: Die Mitteilungen der Herren Edm. Hébert und Munier Chalmas ueber die ungarischen alttertiären Bildungen, (Liter. Ber. aus Ungarn, III. T.), Budapest 1879.
19. de la Harpe Ph.: Etude des Nummulites de la Suisse, et revision des espèces éocènes des genres Nummulites et Assilina, (Mém. d. l. Soc. pal. suisse, VII., VIII. et X. T.), Genève 1880—1883.
20. de la Harpe Ph.: Monographie der in Aegypten und der libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten (Palaeontographica, XXX. T.), Stuttgart 1883.
21. †de la Harpe Ph.: Matériaux pour servir à une Monographie des Nummulines et Assilines. D'après les manuscrits inédits rédigé par P. Rozlozsnik, (Annuaire de l'Inst. géol. r. hongr. XXVII. T.), Budapest 1926.
22. Heim Arn.: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen, (Abh. d. schweiz. pal. Ges., XXXV. T.), Zürich 1908.
23. Leymerie A.: Mémoire sur le terrain à Nummulites (épicrétacé) des Corbières et de la Montagne—Noire, (Mém. Soc. Géol. de France, 2 S., I. T.), Paris 1846.
24. Lister J. J.: On the Dimorphism of the English Species of Nummulites, and the Size of the Megalosphere in Relation to that of the Microspheric and Megalospheric Tests in this Genus, (Proc. of the R. Soc., Vol. B 76), London 1905.
25. Martelli A.: I fossili dei terreni eocenici di Spalato, in Dalmazia, (Palaentographia italica, VIII. T.), Pisa 1902.
26. Nuttall W. L. F.: The Stratigraphy of the Laki Series (Lower Eocene) of parts of Sind and Baluchistan (India); with a Description of the Larger Foraminifera contained in those beds, (The Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, 81 T.), London 1925.
27. Oppenheim P.: Ueber die Nummuliten des Venetianischen Tertiärs, Berlin 1894.
28. Prever P. L.: Le Nummuliti della Forca di Presta nell'Apennino centrale e dei dintorni di Potenza, (Mém. d. l. Soc. pal. suisse, XXIX T.). Genève 1902.
29. Prever P. L.: La Fauna a Nummuliti e ad Orbitoidi dei terreni terziarii dell' alta valle dell' Aniene, (Mem. per serv. alla descr. della carta geol. d'Italia, V. parte seconda), Roma 1912.
30. Prever P. L. et Rzehak A.: Über einige Nummuliten und Orbitoiden von österreichischen Fundorten, (Verh. des nat. — forsch. Ver. in Brünn, XLII. T.), Brünn 1904.
31. Popescu-Voitesti I.: Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique (Roumanie occidentale), Bucarest 1910.

32. Popescu-Voitesti I.: Contributions à la connaissance de l'extension des Nummulites de grande taille dass les régions carpathiques en particulier et dans celles méditerranéennes en général, (Congrès geol. int., Compt. Rend. d. l. XIVe session, en Espagne 1926), Madrid 1928.
33. Regè R.: Nummuliti ed Orbitoidi di alcune località Istriane, (Atti d. Soc. Ital. di Scien. Nat. e del Mus. Civ. di Storia Nat. in Milano; LV. T.), Pavia 1916.
34. Rozlozsnik P.: Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen, (Mitteil. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anstalt, XXVI. T.), Budapest 1927.
35. Rozlozsnik P.: Studien über Nummulinen, (Geologica hungarica, Ser. paleontologica, fasc. 2), Budapest 1929.
36. Rütimeyer L.: Über das schweizerische Nummulitenterrain mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme. Bern 1850.
37. Schafhäutl R. E.: Süd-Bayerns Lethaea geognostica: Der Kressenburg, und die südlich von ihm gelegenen Hochalpen, geognostisch betrachtet in ihren Petrefacten, Leipzig 1863.
38. Schlumberger: Troisième note sur les Orbitoides, (Bull. Soc. Géol. de France, 4 S. III. T.), Paris 1903.
39. Tellini A.: Le Nummulitidi della Majella, delle Isole Tremiti, e del promontorio Garganico, (Boll. d. Soc. geol. ital. IX. T.), Roma 1890.
40. Uhlig V.: Ueber eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen, (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 36 T.), Wien 1886.

Résumé de ce mémoire paraîtra sous le titre: *„Sur la faune des Nummulines trouvée dans les galets des conglomérats des Carpathes polonaises“* dans le Bulletin International de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres, Classe des Sciences mathém. et natur. Série B. 1930.

OBJAŚNIENIE TABLIC.

Tablica I.

Fig. 1.	*Nummulina*	*granifera*	Douv.	Forma	B,	Wańkowa,	pow.	5×
„ 2.	„	*distans*	Desh.	„	„	Lucza,	„	„
„ 3.—4.	„	*carpathica*	n. sp.	„	„	„	„	„
„ 5.—6. 8.	„	„	„	„	„	A	„	„	10×
„ 7.	„	„	„	„	„	„	„	„	5×
„ 9.—10.	„	*distans*	Desh.	„	„	„	„	„
„ 11.	„	cf. *uroniensis*	Heim	„	„	„	„	„
„ 12.	„	*Murchisoni*	Brun.	„	„	„	„	„

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

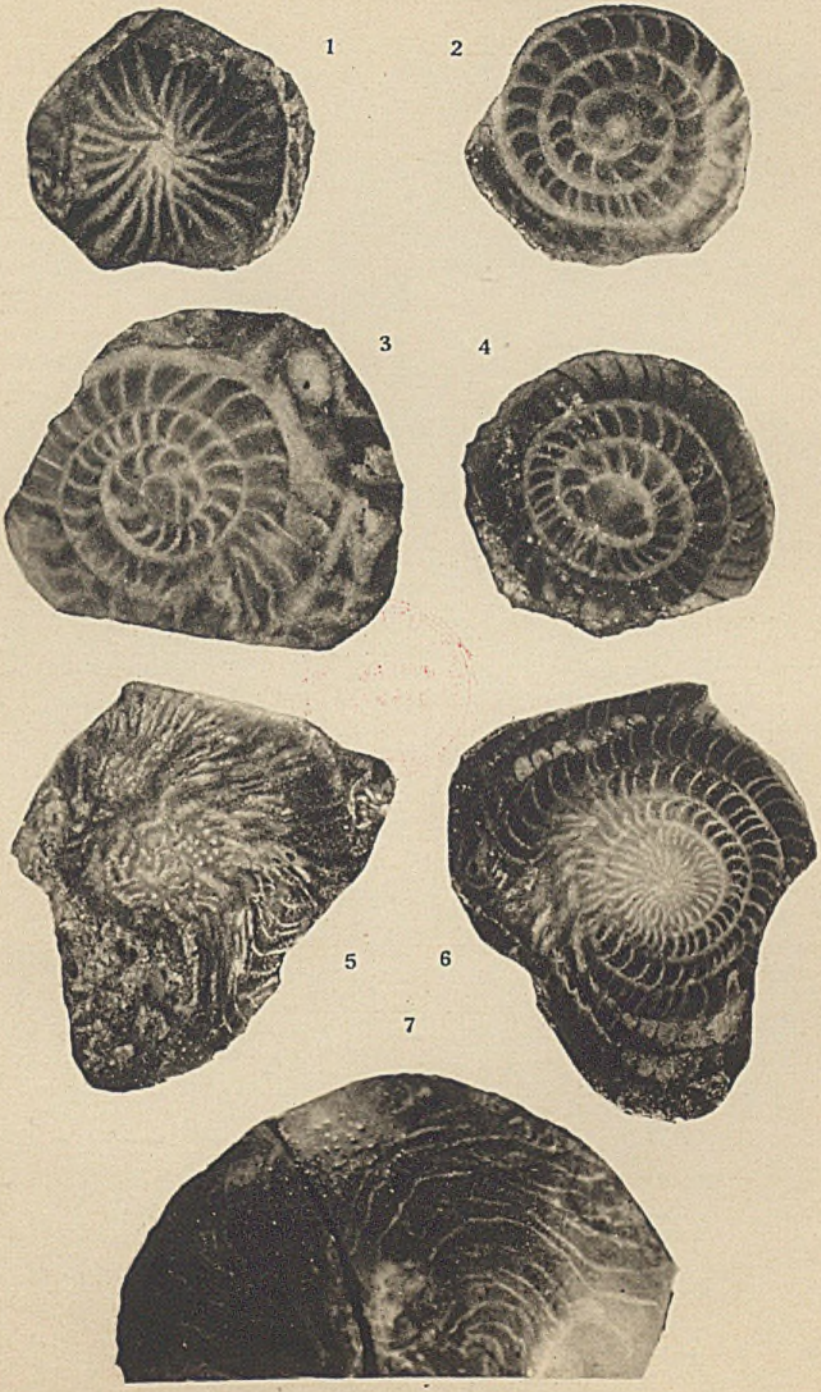

1
2
3
4
5
6
7

Fig. 13. *?Nummulina atacica* Leym. Forma A, Lucza pow. 5×
widać na powierzchni wtórne pseudobrodawki
„ 14. „ *variolaria* Lamk. Forma A, Wańkowa, „ 10×

Tablica II.

Fig. 1.—4. *Nummulina laevigata* Brug. Forma A, Wańkowa, pow. 10×
(fig. 1—2 przedstawiają ten sam okaz),
„ 5.—6. *Nummulina laevigata* Brug. Forma B, Wańkowa, pow. 4×
„ 7. „ *atacica* Leym. „ „ „ „ 7×

Anna Gadomska.

Spostrzeżenia nad zmiennością gatunku Ervilia pusilla Phil.

Quelques observations sur la variabilité de l'espèce Ervilia pusilla Phil.

Ervilia pusilla jest małżą znaną ze wszystkich pięter całego miocenu Europy. Okazuje ona dość znaczną zmienność, zaznaczającą się w wymiarach, grubości skorupy i w położeniu szczytów które zwykle przesunięte ku przodowi, mogą też leżeć prawie w środku.

M. Hoernes (Die fossilen Mollusken v. Wien, t. II, str. 75, fig. 13) rysuje ze Steinabrunn okazy większe (długość 18 mm, wysokość 10 mm), o szczytach silnie ekscentrycznych, ale w tekście pisze, że skorupki tego gatunku są tylko nieco nierównoboczne, a o granicach wielkości nie wspomina wcale, choć prawdopodobnie rysował jeden z największych okazów.

De Gregorio (Studi su talune conchiglie mediterranee viventi e fossili, Siena 1884, str. 146) wyróżnia okazy wiedeńskie, jako *E. tellinoides* Hauer, zaznaczając, że różnią się większemi wymiarami, grubszą skorupą i silniejszym zamkiem. Do tego gatunku, o którym pisze, że jest prawie identycznym (*senzi quasi identica*) z *E. pusilla,* zalicza także okazy z Saucats i z Rometta koło Messyny.

Zdaje się, że de Gregorio opierał się na rycinie M. Hoernesa, a nie na okazach wiedeńskich, brał więc krańcowe co do wielkości formy za typowych przedstawicieli form wiedeńskich, a te okazy, jako większe muszą mieć nieco grubszą skorupę i silniejszy zamek.

Cossmann i Peyrot (Conchologie néogen. de l'Aquitaine, t. I., str. 210) twierdzą, opierając się na rycinach M. Hoernesa, że okazy wiedeńskie należy wyróżnić jako *E. tellinoides* Hauer, ponieważ są bardziej wydłużone i silniej nierównoboczne, jednak okazy z Saucats zaliczają do *E. pusilla*.

Z inicjatywy prof. W. Friedberga, zajęłam się badaniem zmienności gatunku *Ervilia pusilla* na podstawie okazów jego zbioru, a także okazów z Vöslau koło Wiednia, znajdujących się w zbiorach Zakładu Paleontologicznego Uniwersytetu Jagiellońskiego. Zależało w tej pracy głównie na rozstrzygnięciu kwestji, czy wyróżnianie gatunku *E. tellinoides* jest uzasadnione, zwłaszcza, że niektóre okazy z miocenu Polski, mianowicie ze Zborowa (długość 13,5 mm, wysokość 9 mm) i z Borek Wielkich (długość 10 mm, wysokość 6 mm) wymiarami zbliżają się nieco do tej formy, którą M. Hoernes przedstawił na tablicy.

Podczas pomiarów zauważyłam także, że zawsze okazy większe są wyraźnie nierównoboczne (szczyty przesunięte ku przodowi) i wydłużone. U okazów mniejszych szczyty są umieszczone prawie w środku, a długość w stosunku do wysokości jest mniejsza.

Materjał, który miałam do dyspozycji, pochodził z następujących miejscowości Polski: Zborów (128 okazów), Borki Wielkie (256 ok.), Zaleśce jar Żabiak (22 ok.), Podhorce (33 ok.), Rybnica (13 ok.), Jasionów (48 ok.), oraz z następujących miejscowości Francji: Mérignac (9 ok.), Saucats (84 ok.), Manciet (17 ok.), Manthelan (15 ok.).

Z miocenu wiedeńskiego nie miałam niestety okazów z innych miejscowości, jedynie z Vöslau, a te są mniejsze (średnia długość 5 mm, wysokość 3 mm).

Okazy z Mérignac i Saucats pochodzą z burdigalu, okazy z Manciet i z Manthelan z helwetu, a okazy ze wszystkich miejscowości Polski i okazy z Vöslau z tortonu.

Co do facji: okazy z Polski i z Francji wszystkich miejscowości pochodzą z facji piasczystej, okazy z Vöslau z facji ilastej.

Metoda badań zmienności oparta jest na zasadach Queteleta i Wedekinda; wyniki przedstawione są w wykresach, które odpowiadają zestawieniom liczbowym.

Zbadane zostały dwie cechy zmienne, dające się ująć liczbowo: 1. stosunek wysokości do długości (formy wydłużone lub szersze), 2. stosunek oddalenia szczytu od brzegu przedniego do długości (formy mniej lub więcej nierównoboczne) dla 500 oso-

bników sześciu miejscowości Polski, 125 osobników czterech miejscowości Francji i 134 osobników basenu wiedeńskiego (Vöslau).

Długość, wysokość i oddalenie szczytu od brzegu przedniego zostały zmierzone u każdego z osobników z dokładnością do 0,1 mm; następnie dla każdego okazu obliczono stosunek wysokości do długości i stosunek oddalenia szczytu od brzegu przedniego do długości. Wyniki liczbowe otrzymanej w ten sposób „względnej wysokości" i „względnego oddalenia szczytu od brzegu przedniego" uważane były za cechy zmienności ciągłej zespołów każdej z miejscowości i dla każdej obliczone są i podane oddzielnie (porów. zestawienie liczbowe).

Zmienność „względnej wysokości" waha się dla wszystkich okazów, wszystkich miejscowości w granicach 0,60—0,80. Przedstawiona została w siedmiu klasach o rozpiętości 0,04.

Zmienność „względnego oddalenia szczytu od brzegu przedniego" zawarta jest (dla wszystkich okazów, wszystkich miejscowości) w granicach 0,32—0,50 i również została przedstawiona w siedmiu klasach o rozpiętości 0,04.

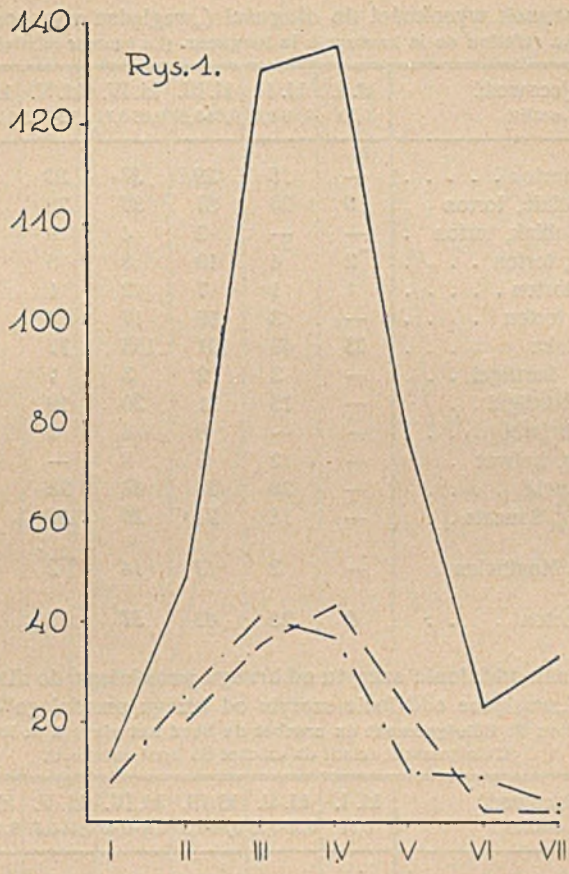
Dla każdej klasy, każdej miejscowości podana jest liczba osobników tak dla jednej, jak dla drugiej cechy zmiennej.

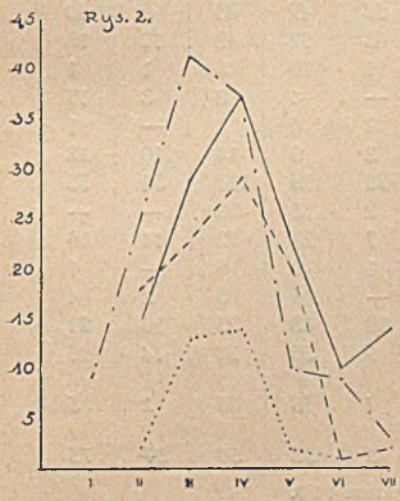
Każdej z badanych cech zmiennych odpowiadają dwa wykresy: 1. wykres zmienności ciągłej dla wszystkich okazów (suma okazów ze wszystkich miejscowości) Polski, Francji i basenu wiedeńskiego, 2. wykres, uwzględniający różnice stratygraficzne, t. j. wykres dla okazów z burdigalu (Mérignac i Saucats), helwetu (Manciet i Manthelan) i tortonu (osobne wykresy dla Zborowa i Vöslau).

Wykres dla różnych facyj jest zbędny, ponieważ ilasta facja Vöslau zaznacza się na każdym z wykresów jako różna od facyj piasczystych innych miejscowości [1]).

Przy badaniu krzywych „względnej wysokości" dla okazów Polski i Francji zauważyć się daje, mimo różnic w ich przebiegu, spowodowanych prawdopodobnie niejednakową ilością okazów, jakie miałam do dyspozycji, zasadnicze ich podobieństwo: ten sam zasięg zmienności i ta sama wartość średnia, t. j. wartość tej klasy, której odpowiada największa ilość osobników. Okazy z Vöslau przy tym samym zasięgu zmienności wartość średnią mają nieco inną: klasę niższą, której odpowiada „względna wysokość" mniejsza (okazy dłuższe).

[1]) Zestawienie „Stosunek wysokości do długości" patrz str. 196.





Stosunek wysokości do długości
(względna wysokość).

Hauteur relative.

Rys. 1.

——— Polska, la Pologne.
- - - - - Francja, la France.
— - — Austrja (Vöslau), l'Autriche (Vöslau).

Rys. 2.

——— Zborów, torton } facja piasczysta
- - - - - Merignac, Saucats, burdigal } faciès sablonneux
····· Manciet, Manthelan, helwet
— - — Vöslau, torton — facja ilasta, faciès vaseux.

Stosunek wysokości do długości („względna wysokość").
La relation de la hauteur à la longueur. (La hauteur relative).

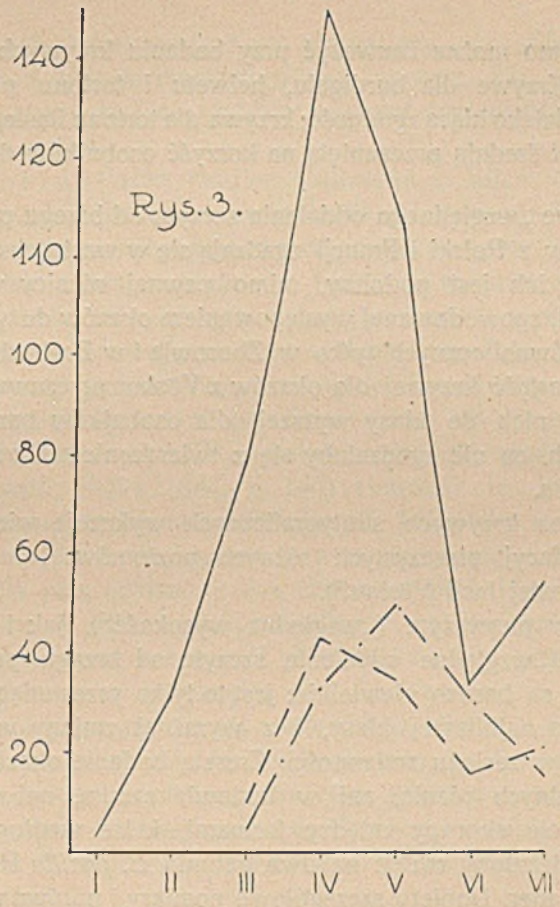
Miejscowość Localité	kl. I. 0,59	kl. II. 0,60-0,63	kl. III. 0,64-0,67	kl. IV. 0,68-0,71	kl. V. 0,72-0,75	kl. VI. 0,76-0,79	kl. VII. 0,80
Zborów, torton	—	*15*	*29*	*37*	*23*	*10*	*14*
Borki Wielkie, torton . .	9	26	87	87	28	8	11
Zaleśce-Żabiak, torton .	—	—	2	4	9	3	4
Podhorce, torton	2	4	10	8	6	1	2
Rybnica, torton	1	1	7	2	1	—	1
Jasionów torton	—	3	16	17	10	1	1
Polska	**13**	**49**	**151**	**155**	**77**	**23**	**33**
Mérignac, burdigal . . .	—	3	2	3	1	—	—
Saucats, burdigal	—	15	21	26	19	1	2
Manciet, helwet	—	—	8	6	2	1	—
Manthelan, helwet . . .	—	2	5	8	—	—	—
Francja	—	**20**	**36**	**43**	**22**	**2**	**2**
Mérignac $\frac{i}{et}$ Saucats . . . (burdigal)	—	*18*	*23*	*29*	*20*	*1*	*2*
Manciet $\frac{i}{et}$ Manthelan . . (helwet)	—	*2*	*13*	*14*	*2*	*1*	—
Vöslau, torton	*8*	*25*	*41*	*37*	*10*	*9*	*4*

Stosunek oddalenia szczytu od brzegu przedniego do długości
(„względne oddalenie szczytu od brzegu przedniego").
La relation de l'éloignement du crochet du bord antérieur à la longueur.
(L'éloignement relatif du crochet du bord antérieur).

Miejscowość Localité	kl. I. 0,31	kl. II. 0,32-0,35	kl. III. 0,36-0,39	kl. IV. 0,40-0,43	kl. V. 0,44-0,47	kl. VI. 0,48-0,49	kl. VII. 0,50
Zborów, torton	*1*	*4*	*11*	*49*	*45*	*8*	*10*
Borki Wielkie, torton . .	2	25	63	92	49	12	13
Zaleśce-Żabiak, torton .	—	1	1	10	8	1	1
Podhorce, torton	—	1	—	4	8	3	17
Rybnica, torton	—	1	2	6	3	—	1
Jasionów, torton	—	—	2	9	14	10	13
Polska	**3**	**32**	**79**	**170**	**127**	**34**	**55**
Mérignac, burdigal . . .	—	—	2	5	2	—	—
Saucats, burdigal	—	—	7	25	22	14	16
Manciet, helwet	—	—	1	9	6	—	1
Manthelan, helwet . . .	—	—	—	4	5	2	4
Francja	—	—	**10**	**43**	**35**	**16**	**21**
Mérignac $\frac{i}{et}$ Saucats . . . (burdigal)	—	—	*9*	*30*	*24*	*14*	*16*
Manciet $\frac{i}{et}$ Manthelan . . (helwet)	—	—	*1*	*13*	*11*	*2*	*5*
Vöslau, torton	—	—	*5*	*33*	*50*	*31*	*15*

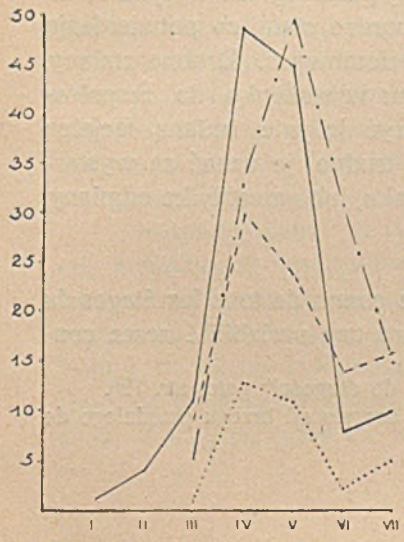
Liczby tłuste = liczby wzięte za podstawę wykresu 1 i 3.
Chiffres gras = les chiffres pris comme base du graphique 1 et 3.

Liczby pochylone = liczby wzięte za podstawę wykresu 2 i 4.
Chiffres en italique = les chiffres pris comme base du graphique 2 et 4.



Rys. 3.

Rys. 4.



Stosunek oddalenia szczytu od brzegu przedniego do długości (względne oddalenie szczytu od brzegu przedniego).

L'éloignement relatif du crochet du bord antérieur.

Rys. 3.

——— Polska, la Pologne.
- - - - - Francja, la France.
— — — Austrja (Vöslau), l'Autriche (Vöslau).

Rys. 4.

——— Zborów, torton
- - - - - Merignac, Saucats, burdigal } facja piaszczysta faciès sablonneux
..... Manciet, Manthelan, helwet
— — — Vöslau, torton — facja ilasta faciès vaseux.

To samo można zauważyć przy badaniu krzywych stratygraficznych. Krzywe dla burdigalu, helwetu i tortonu piasczystego wykazują daleko idącą zgodność; krzywa dla tortonu ilastego (Vöslau) ma wartość średnią przesuniętą na korzyść osobników dłuższych [1]).

Krzywe „względnego oddalenia szczytu od brzegu przedniego“ dla okazów z Polski i Francji zgadzają się w wartościach średnich i przebieg ich jest podobny, mimo pewnej różnicy w obszarze zmienności, spowodowanej występowaniem okazów dużych, zawsze silnie nierównobocznych tylko w Zborowie i w Borkach Wielkich. Średnia wartość krzywej dla okazów z Vöslau przesuwa się w stosunku do nich do klasy wyższej, dla osobników bardziej równobocznych, co nie zgadzałoby się z twierdzeniem Cossmanna i Peyrota.

Wykres krzywych stratygraficznych wykazuje wielkie podobieństwo facyj piasczystych różnych poziomów i niezgodność z niemi ilastej facji Vöslau [2]).

Tak w pierwszym („względna wysokość“), jak i w drugim wypadku („względne oddalenie szczytu od brzegu przedniego“) różnice te są bardzo niewielkie: jest to tylko przesunięcie wartości średniej do najbliższej klasy, bez wyraźnej zmiany w przebiegu krzywej i w zasięgu zmienności. Zresztą badanie okazów nie wykazuje żadnych różnic, ani w budowie zamka, ani w grubości i w kształcie skorupy między formami, które według de Gregorio należałoby rozbić na dwa gatunki *E. pusilla* Phil. i *E. tellinoides* Hauer. Dopiero szczegółowe pomiary i porównania pozwalają zauważyć niewielkie różnice między poszczególnemi wymiarami.

Ervilia pusilla jest więc formą bardzo stałą, co potwierdzają wykresy z uwzględnieniem różnic poziomowych. Drobne zmiany, zaznaczające się dla zespołu z Vöslau w stosunku do zespołów innych miejscowości, można tłumaczyć jedynie zmianą facjalną środowiska piasczystego na ilaste i trudno je uznać za wystarczające dla wydzielenia nowego gatunku, lub nawet tylko odmiany.

Résumé.

Ervilia pusilla est un mollusque connu de tous les étages du miocène de l'Europe entière. Il montre une variabilité assez con-

[1]) Zestawienie „Stosunek wysokości do długości“ patrz str. 196.

[2]) Zestawienie „Stosunek oddalenia szczytu od brzegu przedniego do długości“ patrz str. 196.

sidérable, qui s'exprime dans ses dimensions, dans l'épaisseur de la coquille et dans la disposition des crochets, qui, avancés habituellement vers le côté antérieur peuvent également être placés presque au milieu.

M. Hoernes (Die fossilen Mollusken v. Wien, vol. II, p. 75, tab. III. fig. 13) dessine des exemplaires provenant de Steinabrunn et qui sont de dimension plus considérable (longueur 18 mm, hauteur 10 mm). Leurs crochets sont fortement avancés vers le côté antérieur. Mais dans le texte de son ouvrage il mentionne, que les coquilles de cette espèce sont seulement quelque peu inéquilatérales, sans parler des limites de variabilité, bien que probablement l'exemplaire reproduit par l'auteur était un des plus grands.

De Gregorio (Studi su talune conchiglie mediterranee viventi e fossili, Siena 1884, p. 146) considère les individus de Vienne comme appartenant à l'espèce *E. tellinoides* Hauer, en remarquant, qu'ils se distinguent par de plus grandes dimensions, une coquille plus épaisse et une charnière plus forte. Parmi les représentants de cette espèce, qu'il dit être presque identique (sensi quasi identica) avec l'espèce *E. pusilla*, il compte aussi les spécimens de Saucats et de Rometta près de Messine.

Il semble, que de Gregorio s'appuyait sur la reproduction de M. Hoernes et non sur les spécimens de Vienne, il prenait donc les individus extrêmes quant à la grandeur pour les représentants typiques des exemplaires de Vienne. Ces spécimens, comme plus grands, doivent avoir une coquille plus épaisse et une charnière plus forte.

Cossmann et Peyrot (Conchologie néogen. de l'Aquitaine, vol. I, p. 210), affirment, en s'appuyant sur les dessins de M. Hoernes, qu'il faut considérer les exemplaires de Vienne comme appartenant à l'espèce *E. tellinoides* Hauer, car ils sont plus fortement allongés et plus inéquilatéraux que les spécimens typiques de l'espèce *E. pusilla*. Quant aux individus de Saucats, ils les comptent parmi les représentants de l'espèce *E. pusilla*.

Suivant l'initiative de M. le Prof. W. Friedberg, je me suis mis à étudier la variabilité de l'espèce *E. pusilla*, en me basant sur les spécimens de sa collection, ainsi que sur les individus provenant de Vöslau près de Vienne, qui se trouvent dans la collection de l'Institut Paléontologique de l'Université de Cracovie. Dans ce mémoire il m'importait principalement de décider la question, si la distinction de l'espèce *E. tellinoides* est bien fondée,

surtout que certains spécimens du miocène de la Pologne, voire de Zborów (longueur 13,5 mm, hauteur 9 mm) et de Borki Wielkie (longueur 10 mm, hauteur 6,4 mm) se rapprochent un peu par leurs dimensions à la forme, que M. Hoernes a reproduit dans son ouvrage.

Pendant le mesurage j'ai remarqué également, que toujours les individus plus grands sont distinctement inéquilatéraux (leurs crochets sont avancés vers le bord antérieur) et allongés. Chez les spécimens de moindres dimensions les crochets sont disposés presque au milieu. La longueur de la coquille est plus petite par rapport à sa hauteur que chez les exemplaires de plus grande dimension.

Le matériel dont je disposais provenait des localités suivantes. La Pologne: Zborów (128 ex.), Borki Wielkie (256 ex.), Zaleśce ravin Żabiak (22 ex.), Podhorce (33 ex.), Rybnica (13 ex.), Jasionów (48 ex.). La France: Mérignac (9 ex.), Saucats (84 ex.), Manciet (17 ex.), Manthelan (15 ex.).

Du miocène de Vienne je ne possédais malheuresement d'autres exemplaires que ceux de Vöslau. Ces derniers sont de plus petite taille (dimensions moyennes: longueur 5 mm, hauteur 3 mm).

Les exemplaires de Mérignac et de Saucats proviennent du Burdigalien, ceux de Manciet et de Manthelan du Helvétien. Les spécimens de toutes les localités de la Pologne, ainsi que les spécimens de Vöslau — du Tortonien. Quant aux faciès: les exemplaires de la Pologne et de la France proviennent du faciès sablonneux, ceux de Vöslau — du faciès vaseux.

La méthode, employée à l'étude de la variabilité, s'appuie sur les principes de Quetelet et de Wedekind. Les résultats sont représentés sous forme de graphiques, qui répondent aux données numériques.

J'ai étudié deux signes distinctifs instables qui peuvent être exprimés en chiffres: 1) la relation de la hauteur à la longueur (les formes allongées ou élargies), 2) la relation de l'éloignement du crochet du bord antérieur à la longueur (les formes plus ou moins inéquilatérales) pour 500 exemplaires qui provenaient de six localités de la Pologne (citées plus haut), 125 ex. qui provenaient de quatre localités de France (voir plus haut) et 134 ex. qui provenaient du bassin de Vienne.

La longueur, la hauteur et l'éloignement du crochet par rapport au bord antérieur de la coquille ont été mesurés chez cha-

que exemplaire avec l'exactitude de 0·1 mm près. Le rapport de la hauteur à la longueur et le rapport de l'éloignement du crochet du bord antérieur de la coquille à sa longueur ont été évalués pour chaque exemplaire séparément.

Les chiffres qui expriment la „hauteur relative" obtenus de cette manière et ceux qui expriment „l'éloignement relatif du crochet du bord antérieur de la coquille" étaient considérés comme signes distinctifs de variabilité continue des ensembles de chacune des localités, calculés et donnés séparément pour chacune d'elles (voir le résumé en chiffres).

La variabilité de la „hauteur relative" oscille pour tous les individus de toutes les localités dans les limites de 0.60 à 0,80. Elle a été représentée dans sept classes dont les distances entre les limites sont 0,04.

La variabilité de „l'éloignement relatif du crochet du bord antérieur" est comprise (pour tous les individus qui proviennent de toutes les localités) dans les limites de 0,32 à 0,50 et a également été représentée dans sept classes dont les distances entre les limites sont 0,04.

Pour chaque classe de chacune des localités on a donné le nombre des individus pour les deux signes distinctifs de variabilité.

A chacun des signes distinctifs de variabilité étudiés correspondent deux graphiques: 1) le graphique de la variabilité continue pour les exemplaires de la Pologne (sommaire pour tous les endroits), de la France et du bassin de Vienne, 2) le graphique qui prend en considération les différences stratigraphiques, c'est-à-dire un graphique pour les spécimens du Burdigalien (sommaire pour Mérignac et Saucats), du Helvétien (Manciet et Manthelan) et du Tortonien (séparément pour Zborów et Vöslau).

Un graphique spécial pour différentes faciès (faciès sablonneux et faciès vaseux) est inutile, car le faciès vaseux de Vöslau se distingue sur chacun des graphiques comme différent des faciès sablonneux des autres localités.

En étudiant les courbes de la „hauteur relative" pour les spécimens de la Pologne et de la France, on peut remarquer leur grande ressemblance, malgré les différences de leur cours, qui sont occasionnées par un nombre différent d'individus examinés: la même échelle de variations et la même valeur maxima, c'est-à-dire la valeur de cette classe, à laquelle répond le plus grand nombre d'exemplaires.

Les exemplaires de Vöslau, tout en gardant la même échelle de variabilité, ont une valeur maxima un peu différente: une classe plus inférieure, à laquelle correspond une valeur relative moindre (des exemplaires plus longs).

Nous remarquerons la même chose en examinant les courbes stratigraphiques. Les courbes pour le Burdigalien, l'Helvétien et le Tortonien sablonneux montrent une grande concordance; la courbe du Tortonien vaseux (Vöslau) marque par sa valeur maxima la forme allongée des coquilles.

En examinant „l'éloignement relatif du crochet du bord antérieur" on remarque de même une concordance entre les courbes, qui se rapportent aux exemplaires de la Pologne et ceux de la France. La valeur maxima de la courbe qui se rapporte aux individus de Vöslau marque la forme plus équilatérale des coquilles.

Le graphique des courbes stratigraphiques montre une grande ressemblance pour les faciès sablonneux et une différence par rapport à ceux du faciès vaseux de Vöslau.

Dans le premier cas („hauteur relative"), de même que dans le second („éloignement relatif du crochet du bord antérieur"), ces différences sont peu considérables: c'est seulement un déplacement de la valeur maxima vers la classe voisine sans changement distinct dans le parcours de la courbe et dans l'échelle de la variabilité.

A part cela, l'examen des exemplaires ne montre point de différences ni dans la structure de la charnière, ni dans l'épaisseur et la forme de la coquille parmi les formes, qui, selon de Gregorio, méritent d'être séparées en deux espèces: *Ervilia pusilla* et *E. tellinoides*.

Seulement des mesures détaillées et leur comparaison permettent de constater d'insignifiantes différences dans les relations parmi les dimensions particulières.

Ervilia pusilla est donc une forme très stable, ce que confirment les graphiques des différents niveaux.

Les menues différences qui apparaissent dans l'ensemble de Vöslau par rapport à d'autres localités et niveaux peuvent être expliquées uniquement par le changement du milieu sablonneux en un milieu vaseux par rapport aux faciès. Il est difficile de considérer ces différences comme suffisantes à établir une nouvelle espèce ou même seulement une variété.

F. Bieda.

Przyczynek do znajomości wąsonogów *(Cirripedia)* miocenu polskiego.

Contribution à la connaissance des Cirrhipèdes du Miocène de la Pologne.

(Z tablicą III. — Avec planche III.).

O występowaniu kopalnych wąsonogów na ziemiach Polski poza paru wzmiankami w literaturze [1]) nic więcej nie było wiadomem. Z tego też powodu odnoszę wrażenie, że niniejsza notatka, w której podaję opis 2 gatunków z rodzaju *Balanus*, tę lukę chociażby w części wypełni.

Jak wiadomo, oznaczanie kopalnych Balanidów jest trudnem, albowiem dla rozpoznania gatunków mają znaczenie przedewszystkiem płytki pokrywowe t. zw. scutum i tergum, które atoli w rzadkich tylko wypadkach razem ze skorupką znajdywane bywają. Z drugiej strony te osiadłe skorupiaki odznaczają się nader wielką zmiennością postaci skorupy, w zależności od podłoża do którego się przytwierdzają. Również liczne gatunki są stosunkowo długowieczne, występując od oligocenu a nawet eocenu po dzień dzisiejszy. Gdy atoli systematyka dzisiejszych Balanidów jest pewniejsza i dokładniejsza, dzięki temu że budowa części miękkich — opisana przez Darwina [6], a ostatnio przez Gruvela [10] — daje nam dużo wskazówek, to przy odróżnianiu form kopalnych możemy tylko — korzystając zresztą w znacznej mierze ze znajomości form dzisiaj żyjących — myśleć o rozpo-

[1]) Reuss (Über fossile Lepadiden) wymienia *Poecilasma? miocaenica* z miocenu Podjarkowa, oraz *Pollicipes fallax* z kredy z Nagorzan.

znawaniu gatunków bez wyróżniania odmian. Sam Darwin, który wyróżnił [6] 11 odmian u żyjącego *Bal. tintinnabulum* L., nie podaje [7] do jakiej odmiany zalicza okazy tego gatunku z pliocenu angielskiego.

Materjał mój pochodzi z miocenu, a mianowicie jedna część z rafy mioceńskiej, występującej w dnie Wisły pod klasztorem Norbertanek w Krakowie. Rafa ta znajduje się na wapieniu górnojurajskim, widoczna jest przy niskim stanie wody; spotyka się tu dużo skorup ostryg oznaczonych przez Zaręcznego [13], a następnie przez prof. Friedberga [8]. Materjał zawierający pąkle pochodzi w większej części ze zbiorów p. E. Panowa, mniejsza zaś część znajdowała się w zbiorach Zakładu paleontologicznego U. J., między któremi również były dary p. Panowa. Jeden okaz znalazł p. Panow w skałce mioceńskiej w Przegorzałach pod Krakowem.

Okazy z miocenu krakowskiego należą wszystkie do jednego gatunku: *Balanus tintinnabulum* L. Zachowanie ich jest niekorzystne, przeważnie skorupy są pogniecione, nieraz nawet silnie potrzaskane. Płytki pokrywowe znachodzi się w przylegającym detritusie marglistym.

Z tortonu z Szuszkowiec na Wołyniu miałem okazy zebrane przez p. prof. Friedberga, część których znajduje się w zbiorach Zakładu paleontologicznego U. J. Formy stąd pochodzące są bardzo dobrze zachowane, na kilku okazach znalazłem płytki pokrywowe na skorupkach względnie w środku skorupek. Mamy tutaj również do czynienia z jednym gatunkiem: *Balanus amphitrite* Darwin.

Gdy kwestja wieku warstw z Szuszkowiec jest rozstrzygnięta przez prof. Friedberga [9], to o miocenie z Krakowa na razie wiemy tylko to, co podają Zaręczny [13] i Friedberg [8], a zatem, że owe wapienie z ostrygami (wapień litawski według Zaręcznego) mogą być nieco starsze od iłów w pobliżu występujących, a którym według prof. Friedberga należy przypisać wiek tortoński. *Bal. tintinnabulum* jako gatunek występujący od oligocenu do dzisiaj, nie może nam dostarczyć jakichś wskazówek dla dokładniejszego określenia wieku tegoż występowania miocenu. Zaznaczyć atoli trzeba, że gatunek ten, jak o tem będzie mowa poniżej, w miocenie ma występywać przedewszystkiem w helwecie.

Dodać jeszcze muszę, że p. prof. Friedberg był łaskaw

pokazać mi również kilka okazów *Balanus* z miocenu z Niechobrza, nieodpowiedni jednak stan zachowania oraz brak płytek pokrywowych nie pozwalały na oznaczenie tych okazów. W każdym razie były to znowu formy odmienne od krakowskich względnie wołyńskich, najbardziej odpowiadały one okazom z grupy *Bal. perforatus.*

Wkońcu zanim przejdę do opisu tych 2 gatunków, niech mi wolno będzie złożyć najserdeczniejsze podziękowanie p. prof. Friedbergowi i p. E. Panowowi za oddanie mi swoich zbiorów do opracowania, oraz p. prof. Friedbergowi za wskazówki dotyczące literatury tego przedmiotu, oraz za zachętę do niniejszej pracy.

Balanus tintinnabulum L.

Tabl. III. fig. 9—21, 23.

1854. *Balanus tintinnabulum* L. Darwin [6], str. (p.) 194, tabl. (pl.) I, II, fig. 1.
1854. „ *tintinnabulum* L. Darwin [7], str. (p.) 13, tabl. (pl.) I, fig. 1.
1876. „ *tintinnabulum* L. Seguenza [12], str. (p.) 438, tabl. (pl.) IX, fig. 1.
1895. „ *tintinnabulum* L. De Alessandri [1], str. (p.) 270, tabl. (pl.) II, fig. 4.
1906. „ *tintinnabulum* L. De Alessandri [2], str. (p.) 285, tabl. (pl.) XV, fig. 16—22.
1910 „ *tintinnabulum* L. De Alessandri [3], str. (p.) 120, tabl. (pl.) XLVIII, fig. 1.

Wysokość średnich okazów oddzielnych wynosi 15 mm, średnica większa podstawy 24 mm, mniejsza 18·5 mm. Okaz największy dochodzi do wysokości 33 mm.

Scutum okazów wielkich ma dług. 12 mm, szer. 8 mm.
„ „ średnich „ „ 10 „ „ 6·5 „
„ „ małych „ „ 7·5 „ „ 4·5 „

Przeważnie występuje w większych skupieniach (fig. 23), okazy samotne przytwierdzone są niekiedy do ostryg.

Dobrze zachowane skorupy, pod którą to nazwą rozumiemy ściany i podstawę, są bardzo rzadkie. Kształt tychże jest stożkowaty, stożkowato-kulisty, lub cylindryczny ze zwężoną górną częścią. Okazy skupione mają w niektórych wypadkach dolną część

silnie wydłużoną, a nawet bywa ona węższą od przekroju właściwej skorupki. Rostrum jest nachylone, carina zaś prawie prostopadła, względnie w rzadkich wypadkach nieco przechylona w tył. Ujście owalne lub romboidalne, brzeg promieni *(radii)*, który tylko w kilku wypadkach można było dostrzec, jest ukośny. Skrzydeł *(alae)* na zewnątrz nie widać.

Powierzchnia ścian ma wygląd różnoraki, a zatem spotyka się wszelkie przejścia, od okazów, których ściany są dosyć gładkie, aż do takich które mają żeberka względnie fałdy podłużne bardzo nieregularne i silnie wystające. Widać również poprzeczne zgrubienia (linje przyrostu). Barwa na ogół już się nie zachowała; spotyka się niekiedy okazy, które mają poprzeczne pasy barwy brudno-różowej.

Ściany i podstawa są porowate, na radjach porów nie widać. Otwory w ścianach mają kształt nieregularny. Nieregularność ta związana jest z kształtem rzeźby ścian. Widać więc otwory prawie okrągłe, owalne, czworoboczne o rogach zaokrąglonych, aż do prostokątnych lub kwadratowych. Jak wiadomo pochodzenie tych otworów jest takie, że ściany składają się z dwu warstw: zewnętrznej i wewnętrznej, pomiędzy któremi jest wolna przestrzeń, ta zaś jest podzielona poprzecznemi przegrodami (septami). Otóż wygląd tych przegród na naszych okazach, szczególnie na samym spodzie ścian, jest zupełnie podobny do tego, który podaje Darwin ([6], str. 44, fig. 9; [7], str. 10), dla *Bal. tintinnabulum*. Widzimy tu więc, że przegrody są ząbkowane po obu stronach, przyczem te ząbki układają się w kształcie drzewek, zaś końce przegród przebijają ścianę wewnętrzną, wskutek czego po wewnętrznej stronie ścian zaznaczają się żeberka, które biegną z góry na dół przez dolną część ścian. Górna część ścian tworzy wraz z skrzydłami t. zw. pochwę *(vagina)*, która jest jużto gładka, jużto ma delikatne poprzeczne prążkowanie. Przekrój ścian w tej partji pokazuje nam otwory znacznie mniejsze, okrągłe, podobnie jak to przedstawia Gruvel ([10], tabl. III, fig. 2). Na naszej tablicy fig. 18 i 19 widzimy pochwę w górnej części okazów, a pionowe żeberka w dolnej.

Promienie mają barwę ciemną, są one poprzecznie prążkowane, w dolnej części skorupki zupełnie ich nie widać, w górnej zaś są naogół dosyć szerokie (fig. 17), jakkolwiek znajdują się także okazy, które mają promienie dosyć wąskie w górnej części skorupki. Brzeg promieni jest ukośny do podstawy. Poszczególne ściany

stykają się brzegami żłobkowanemi (fig. 19), tak jak to widzimy u Darwina ([7], tabl. I, fig. 1 b). Autor ten podaje, że żyjący *Bal. tintinnabulum* ma radja porowate, jednak De Alessandri [2] mówi, że z powodu późniejszych zmian nie widać porów na okazach kopalnych.

Płytki pokrywowe znajdują się osobno. Znalazłem 38 okazów scutum gorzej lub lepiej zachowanych, zaś tylko 4 okazy tergum. Te ostatnie płytki jako delikatniejsze, w rzadkich tylko wypadkach mogły się zachować w tym pasie osadów przybrzeżnych, gdzie panował silny ruch wody. Wiemy, że *Balanus* ma po 2 scuta i terga.

Scuta mają na zewnętrznej stronie dosyć wyraźne żeberka poprzeczne (fig. 9 i 10). Na stronie wewnętrznej (fig. 11—14) grzbiet stawowy *(crista articularis)* jest silnie wykształcony i odwinięty na zewnątrz, bruzda stawowa jest dosyć głęboka i ma fałdy. Zagłębienie (odcisk) mięśnia zamykającego *(fossa musculi adductoris)* mniej lub bardziej ostro się zaznacza, jest ono ograniczone grzbietem *(crista adductoris)*, który na naszych okazach przedstawia się jako stosunkowo dosyć zmienna część scutum. Grzbiet ten jest jużto dosyć ostry i wysoki, jużto tak niski, że staje się prawie niewidocznym [1]). Przeważnie zlewa się on z grzbietem stawowym (np. fig. 13), niekiedy jednak zaznacza się lekkie obniżenie pomiędzy nim a tym ostatnim (fig. 14). To obniżenie przechodzi dalej w dosyć głębokie i dobrze się odcinające zagłębienie mięśnia bocznego obniżającego *(fossa musculi lateralis depressoris)*, które znajduje się w rogu tergo-basalnym. Na brzegu scutalnym mamy grzbieciki i brózdki dla połączenia scutów, a na niektórych okazach widać przy tymże brzegu po wewnętrznej stronie szereg drobnych fałdów.

Tergum jest gorzej zachowane [2]), po stronie zewnętrznej żeberka poprzeczne są takie same jak u scutum, brózda podłużna *(sulcus longitudinalis)* jest prawie zamknięta (fig. 16), zaś na oka-

[1]) Wytłumaczenia tego zjawiska należy zapewne szukać w oddziaływaniu środowiska. O ile zwierzę żyło w miejscu, gdzie morze było szczególnie burzliwe — w danym wypadku była tu rafa przybrzeżna — to i mięśnie przytrzymujące płytki pokrywowe musiały być silniejsze, a co zatem idzie i te partje płytek, które służyły za podstawę dla przyczepu mięśni, musiały się silniej rozwijać. Natomiast odwrotnie rzecz się miała u tych okazów, które żyły w jakichś bardziej spokojnych miejscach (za załomami skał, w dołach etc.). Dlatego też wydaje mi się, że powyższe różnice w wykształceniu niektórych części scutum obserwowane przezemnie, nie mają znaczenia dla systematyki.

[2]) Na fig. 16 jest tergum ułamane.

zach zwietrzałych jest ona nieco szersza. Ostroga leżąca w przedłużeniu tej brózdy jest dosyć szeroka i długa (na fig. 16 słabo się odcina od wapienia). Po wewnętrznej stronie (fig. 15) widać głęboką brózdę stawową, grzbiet stawowy jest dosyć dobrze zaznaczony, również dosyć silny jest grzbiet odpowiadający bróżdzie podłużnej (na fig. 15 odłamany). W rogu carino-basalnym znajdują się słabe zmarszczki względnie żeberka, do których przyczepia się tergalny mięsień obniżający.

Balanus tintinnabulum L. jest gatunkiem bardzo zmiennym, Darwin [6], wyróżnił 11 odmian wśród form dzisiaj żyjących, zaś cały szereg nowych odmian podaje Pilsbry [11]. De Alessandri [2] w swojej monografji opisuje z trzeciorzędu włoskiego ten gatunek bez zaznaczenia odmian, natomiast *Bal. tintinnabulum* z miocenu austrjackiego ma według tegoż autora (3) odpowiadać formie pochodzącej z pliocenu angielskiego, względnie żyjącym odmianom var. *vesiculosa* i var. *crispata*. Podnieść trzeba, że De Alessandri w ostatniem dziele nic nie wspomina o podobieństwie czy też różnicach okazów włoskich z jednej strony oraz austrjackich z drugiej.

Okazy *Bal. tintinnabulum* z miocenu krakowskiego mało odpowiadają opisom podanym dla tego gatunku przez De Alessandriego, natomiast jak to widać zresztą z podanego poprzednio opisu, zgadzają się one z charakterystyką ogólną tego gatunku podaną przez Darwina [6], a szczególnie z odmianami *communis* i *intermedia*. Z drugiej strony *Bal. tulipiformis* Ellis opisany przez Seguenzę [12] oraz De Alessandriego (1, 2] jest dosyć zbliżony do naszych okazów.

De Alessandri [2] podaje, że *Bal. tulipiformis* od *Bal. tintinnabulum* ma się różnić według Darwina tylko kształtem ujścia — co zresztą nie jest zgodne z tem, co o tem pisze Darwin — i wyraża zapatrywanie, że ten pierwszy gatunek jest gatunkiem wątpliwym, i że prawdopodobnie będzie to tylko odmiana lokalna *Bal. tintinnabulum*. De Alessandri nie był w stanie sprawy tej rozstrzygnąć i pisze, że prowizorycznie zalicza do gatunku *Bal. tulipiformis* okazy mające: ukośny brzeg promieni, ujście ząbkowane, subpentagonalne, barwę różową lub ciemnoczerwoną; zaznacza dalej, że tego typu okazy są podobne do odmian: *communis, occator* i *d'Orbignyi* u *Bal. tintinnabulum*.

Nie wspomina on atoli nic o różnicach w płytkach pokrywowych tych dwu gatunków. To, że u *Bal. tulipiformis* brzeg radjów jest ukośny, nie może mieć większego znaczenia, wobec występowania tej samej cechy u wielu odmian *Bal. tintinnabulum,* jak var. *intermedia, occator, d'Orbignyi*, oraz u części okazów odmiany *communis*. Darwin [6] podnosi różnice istniejące w wykształceniu płytek pokrywowych tych dwu gatunków, ale znowu takie znamię jak to, że u *Bal. tulipiformis* scutum jest gładkie i pokryte trwałym naskórkiem, może mieć znaczenie tylko dla odróżniania form żyjących, u kopalnych bowiem naskórek się nie zachowuje. Dodać w końcu należy, że sam De Alessandri uważa *Bal. tulipiformis* opisany przez Seguenzę [12], za przedstawiający raczej *Bal. tintinnabulum.*

Reasumując to, co powyżej było powiedzianem, stwierdzić musimy, że tak jak trudno jest mówić o możliwości wyróżniania odmian u kopalnych przedstawicieli *Bal. tintinnabulum*, tak samo jest niemożliwem określenie znamion wybitnych, któreby nam pozwalały rozpoznać kopalne *Bal. tulipiformis* od *Bal. tintinnabulum.*

Bal. tintinnabulum jest to gatunek występujący od oligocenu do dzisiaj. Według De Alessandriego w miocenie (helwecie) spotyka się go często we Francji, rzadziej we Włoszech, znany jest także z molassy szwajcarskiej oraz z miocenu okolic Wiednia. Ostatnio Stefanini[1]) cytuje go z doln. burdigalienu z prowincji Wenecji.

Balanus amphitrite Darwin

Tabl. III. fig. 1—8, 22, 24.

1854. *Balanus amphitrite*, Darwin [6], str. (p.) 240, tabl. (pl.) V, fig. 2.
1876. „ *amphitrite* Darwin, Seguenza [12], str. (p.) 36, 82, tabl. (pl.) I, fig. 6, II, fig. 2.
1906. „ *amphitrite* Darwin, De Alessandri [2], str. (p.) 301, tabl. (pl.) XVII, fig. 9—11.

Wymiary skorupek: wys. 3 mm, większa średnica podstawy 4·5 mm

		mniejsza	„	„	3·5 „
„	4 „	większa	„	„	6·5 „
		mniejsza	„	„	5·5 „

[1]) G. Stefanini: Fossili del Neogene Veneto, Parte prima, Padova 1917.

Wymiary największego okazu scutum wynoszą: długość 3 mm, szerokość 2 mm.

Okazy pochodzą z tortonu Szuszkowiec, są to formy delikatne, bardzo małe, występują grupami po kilka na *Pecten Besseri* Andrz. i *Trochus (Oxystele) orientalis* Cossm. et Peyr. [1]).

Powierzchnia ścian u góry jest dosyć gładka, natomiast w dolnej części widać szerokie, rzadkie żeberka, które wyglądają jak słupy przypierające do ścian. Również widać w dolnej części ścian poprzeczne linje przyrostu mniej lub więcej się zaznaczające. Na skorupkach znajdujących się na przegrzebku (fig. 24) możemy obserwować ciekawe zjawisko mimetyzmu, o którem obszernie pisze De Alessandri [2], a mianowicie na skorupkach tych widać (na fotografji niestety jest to słabo widoczne) prążki biegnące ukośnie, a które idą w tym samym kierunku co prążki na skorupie przegrzebka.

Tak promienie jak i skrzydła są widoczne. Promienie mają brzeg wybitnie ukośny do podstawy, zaś prążkowanie jest jużto równoległe do podstawy, jużto ukośne o przebiegu prostopadłym do brzegu zewnętrznego promieni. Skrzydła zaś mają brzeg tuż przy ścianie równoległy do podstawy, następnie widać, że się obniża. Ujście jest więc wyraźnie ząbkowane, otwór jego jest przeważnie romboidalny, przyczem jest on silniej ścieśniony w części carinalnej niż rostralnej. Pochwa ma wyraźne, delikatne prążki poprzeczne. Ściany są porowate, w dolnej części od wewnątrz mają grube stosunkowo żeberka.

Scuta i terga widzimy na fig. 1—8. Scutum po zewnętrznej stronie jest w środku nieco wklęsłe w kierunku podłużnym, żeberka poprzeczne są dosyć płaskie, w dużych odstępach rozmieszczone, słabo zaś są zaznaczone prążki podłużne. Na wewnętrznej stronie widać, że grzbiet stawowy jest silny i odwinięty na zewnątrz, powierzchnia jego jest groszkowata. Bruzda stawowa ma silne fałdy. Grzbiet ograniczający odcisk mięśnia zamykającego krótki ale ostry, jest oddzielony od grzbietu stawowego. Odcisk mięśnia zamykającego mały ale o wyraźnych konturach. Zagłębienie mięśnia bocznego obniżającego jest bardzo małe.

Po wewnętrznej stronie tergum rzucają się w oczy przedewszystkiem silne żeberka dla przyczepu tergalnego mięśnia obniżającego, które to żeberka przechodzą w guzki w górnej części

---

[1]) Oznaczenia p. prof. Friedberga.

tergum (fig. 8). Te guzki lub groszki [1]) znajdują się także na powierzchni grzbietu stawowego, który jest ostry i wysoki; brózda stawowa głęboka. Ostroga dosyć słaba tak po stronie zewnętrznej jak i wewnętrznej.

Bal. amphitrite jest również gatunkiem bardzo zmiennym. Darwin [6] wyróżnił wśród form żyjących 9 odmian. Według niego średnica dorosłych okazów wynosi $^1/_2$—$^3/_4$ cala t. j. ok. 12—19 mm. Pilsbry [11], który również wylicza nowe odmiany ma okazy od 10 mm do z górą 30 mm średnicy. Trzeba tu zaznaczyć, że Darwin swoje odmiany wyróżnia przedewszystkiem na podstawie barwy skorupek, jak również opiera się na tem, czy naskórek jest trwały czy też nie. Są to zatem cechy nie mogące być zastosowane w paleontologji. Autorzy włoscy Seguenza i De Alessandri, którzy opisują ten gatunek z tortonu i z pliocenu włoskiego nie wyróżniają żadnych odmian.

Scuta i terga okazów z Szuszkowiec, o ile chodzi o porównanie z rycinami Darwina, najbardziej odpowiadałyby formom przedstawionym przez tego autora jako var. *Stutsburi*. Dosyć dobrze odpowiada naszym okazom scutum oraz jedno tergum (drugie nie) przedstawione przez Seguenzę. De Alessandri podaje podobne scutum natomiast odmienne tergum. Możnaby zatem na podstawie tych różnic w wykształceniu płytek pokrywowych przypuszczać istnienie jakiejś odmiany względnie rasy, ale uwzględniając z jednej strony podniesioną powyżej zmienność tego gatunku, a z drugiej to że tak terga jak i scuta, któremi rozporządzam, pochodzą z jednego skupienia, nie wiemy czy zachodzące tu różnice są stałemi.

Du Bois [4] podał, bardzo niedokładny zresztą rysunek prawdopodobnie tego gatunku z Białozurki, pod nazwą *Bal. Wolhynicus*. Trzeba jednak — mimo iż jest młodszą — uznać nazwę podaną przez Darwina, albowiem ten ostatni autor podał oprócz licznych rycin także i dokładny opis gatunku, czego Du Bois nie zrobił. Ewentualnie gdyby się okazało, że wspomniane powyżej różnice zaznaczające się na okazach z Szuszkowiec (od-

[1]) U Seguenzy [12] widzimy na tabl. I. fig. 6a, 6f raczej krótkie żeberka w górnej części skorupki, rysunki te są jednak dosyć niewyraźne. Pilsbry [11] podaje podobne wnętrza tergum u podgatunków: *Bal. amphitrite niveus* i *B. a. inexpectatus*.

nośnie do wielkości, wyglądu tergum etc.) są stałe, to możnaby mówić o odmianie *Wolhynica.*

Pod nazwą *Bal. amphitrite*, jak to podnosi De Alessandri [2], były opisywane inne gatunki, przeto za niewątpliwe występowania należy uznać te, które ten autor cytuje. Jest to zatem gatunek obecnie znany w stanie kopalnym z tortonu i pliocenu włoskiego. Według Darwina [6], dzisiaj żyje w morzach tropikalnych i cieplejszych umiarkowanych. Pilsbry podkreśla jego bardzo wielkie dzisiejsze rozprzestrzenienie w tychże morzach.

Z Zakładu paleontologicznego U. J. w Krakowie.

LITERATURA. — BIBLIOGRAPHIE.

1. De Alessandri G.: Contribuzione allo studio dei Cirripedi fossili d'Italia (Boll. d. Soc. geol. ital., T. XIII), Roma 1895.
2. De Alessandri G.: Studi monografici sui Cirripedi fossili d'Italia (Palaeontographia ital., T. XII), Pisa 1906.
3. De Alessandri G.: Die Cirripedier des Miocäns von Eggenburg (in F. X. Schaffer: Das Miocän von Eggenburg, Abh. d. k. k. geol. Reichsanst., T. XXII), Wien 1910.
4. Du Bois de Montpéreux F.: Conchiologie fossile et aperçu géognostique des formations du plateau Wolhyni—Podolien, Berlin 1831.
5. Broch H.: Plattenhomologie, Ontogenie und Phylogenie der Cirripedien (Palaeontologische Zeitschrift, T. VIII), Berlin 1927.
6. Darwin Ch.: A Monograph on the sub-class Cirripedia (Ray Society), London 1854.
7. Darwin Ch.: A Monograph on the fossil Balanidae and Verrucidae of Great Britain (Palaeontographical Society), London 1854.
8. Friedberg W.: Młodszy miocen Galicyi zachodniej i jego fauna (Sprawozd. Komisji Fizjogr. Ak. Um., T. XL), Kraków 1906.
9. Friedberg W.: Studja nad formacją mioceńską Polski, Cz. V („Kosmos", czasop. Pol. Tow. Przyr. im. Kopernika, Serja A, T. 54), Lwów 1929.
10. Gruvel A.: Revision des Cirrhipèdes appartenant à la collection du Muséum d'Hist. Natur. Partie systématique: Operculés, Partie anatomique (Nouv. Arch. du Muséum d'Hist. Nat. S. IV, T. 5—6), Paris 1903—1904.
11. Pilsbry H. A.: The sessile barnacles (Cirripedia) contained in the collections of the U. S. Nat. Museum; including a monograph of the American species (Smithsonian Institution, U. S. Nat. Museum, Bull. 93), Washington 1916.
12. Seguenza G.: Ricerche paleontologiche intorno ai Cirripedi terziarii della provincia di Messina (Atti dell' Accad. Pontaniana, T. X), Napoli 1876.
13. Zaręczny St.: Atlas geologiczny Galicyi, Tekst do zeszytu trzeciego, Kraków 1894.

RÉSUME.

L'auteur décrit deux espèces du genre *Balanus*, provenant du Miocène de la Pologne. L'une de ces espèces: *Balanus tintinnabulum* L. provient du récif miocénique situé sur les calcaires du Jurassique supérieur. Ce récif se trouve à Cracovie dans le lit fluvial de la Vistule; il contient de nombreuses valves d'*Ostrea* déterminées par Zaręczny [13] et ensuite par M. Friedberg [8]. Ces huîtres ne nous disent pas grand chose, probablement on a affaire à Helvétien. Les Balanes ont été ramassées en majeure partie par M. E. Panow.

L'autre espèce *Bal. amphitrite* Darwin provient du Tortonien de la Wolhynie, partie orientale de la Pologne. Elle a été ramassée par M. le Prof. W. Friedberg[1]).

Balanus tintinnabulum L. pl. III. fig. 9—11, 23.

Les coquilles sont assez mal conservées. Les échantillons moyens ont une hauteur de 15 mm, le diamètre antéro-postérieur mésure 24 mm, le diam. transversal 18·5 mm. Le plus grand échantillon a une hauteur de 33 mm.

Scutum de grands échantillons mesure: longueur 12 mm, largeur 8 mm

„ „ moyens „ „ „ 10 „ „ 6·5 „

„ „ petits „ „ „ 7·5 „ „ 4·5 „

Cette espèce se trouve en groupes compacts ou en échantillons isolés. Elle est très variable. Le test est conique, ou cylindro-conique. Chez quelques échantillons on voit des stries transversales de couleur rose sombre. Les parois, d'une épaisseur variable, sont percées par une rangée de pores, dont les dissépiments sont denticulés latéralement et, plus spécialement, vers la partie inférieure. L'aspect de la coupe des parois rappelle celui de *Bal. tintinnabulum* représenté par Darwin ([6], p. 43, fig. 9; [7], p. 10). La surface externe des parois est rugueuse et ornée de côtes saillantes ou elle est plus ou moins lisse. On voit des cannelures verticales dans la partie inférieure de la surface interne des parois, tandis que la partie supérieure est occupée par la gaine qui est lisse ou ornée de stries transversales peu nettes. Les rayons sont étroits ou assez larges près du sommet de la coquille, vers

---

[1]) Je suis très reconnaissant à M. le Prof. Friedberg et à M. E. Panow, qui ont bien voulu mettre leurs collections à ma disposition.

la base ils disparaissent. On ne voit pas des ailes sur la surface externe du test.

Les plaques operculaires ne se rencontrent que détachées. Les scuta sont assez nombreux, tandis que les terga sont rares et en plus mal conservés. On observe sur la surface interne des scuta, que la crête de l'adducteur est assez variable, dans certains spécimens elle est saillante, dans les autres on ne la remarque presque pas. Dans quelques-unes pièces cette crête devient unie avec la crête articulaire, dans les autres individus on voit une petite dépression entre ces deux crêtes. La cavité pour le muscle adducteur est plus ou moins fortement indiquée, la cavité pour le muscle dépresseur latéral est toujours profonde. La crête articulaire est saillante, elle dépasse un peu le bord tergal de la pièce.

On voit sur les terga que le sillon longitudinal sur la surface externe est fermé. Sur la surface interne l'arête et le sillon articulaires sont assez bien marqués. L'éperon est saillant, à l'extrémité inférieure arrondie. Crêtes pour le muscle dépresseur sont très faibles.

Les caractères du test et des pièces operculaires de *Bal. tintinnabulum* de Cracovie concordent assez bien avec ceux donnés par Darwin [6] et spécialement avec les variétés: *communis* et *intermedia.* Les descriptions et les figures de *Bal. tintinnabulum* présentées par Seguenza [12] et De Alessandri [2] ne correspondent qu'en partie à nos échantillons, tandis que j'ai pu constater une ressemblance entre ceux-ci et *Bal. tulipiformis* Ellis décrit par ces auteurs. Mais d'après De Alessandri cette dernière espèce est douteuse et il suppose qu'elle représente peut-être une variété de *Bal. tintinnabulum.* Cet auteur est aussi d'avis que les échantillons décrits par Seguenza comme *Bal. tulipiformis* doivent être attribués plûtot à l'espèce *Bal. tintinnabulum.* Je suis alors obligé de donner le nom de *Bal. tintinnabulum* aux échantillons de Cracovie, vu qu'ils concordent avec la détermination de Darwin, et que ces deux espèces mentionnées plus haut ne peuvent être distinguées qu'à l'état vivant.

Balanus amphitrite Darwin, pl. III. fig. 1—8, 22, 24.

Cette espèce est très petite, les dimensions d'un de plus grands échantillons sont: hauteur 4 mm, le diamètre antéro-postérieur 6·5 mm, le diam. transversal 5·5 mm. Longeur du scutum 3 mm, largeur 2 mm. Les animaux sont fixés sur *Pecten*

Besseri Andrz. et sur *Trochus (Oxystele) orientalis* Cossm. et Peyr. [1]).

Les parois poreuses sont minces, leur surface externe est ornée de côtes et d'épaississements transversaux. Les rayons sont aussi développés que les ailes. Le bord supérieur des rayons est très oblique, les ailes ont le bord parallèle dans le voisinage de parois, ensuite il s'abaisse. La gaine présente des stries transversales assez bien accentuées.

Le centre de la surface externe des scuta est un peu concave dans le sens longitudinal. On voit sur la surface interne une crête articulaire très saillante; elle dépasse le bord tergal de la pièce, et sa surface est couverte de petits granules. La crête de l'adducteur est courte mais saillante, elle est nettement séparée de la crête articulaire. La cavité pour le muscle adducteur est très petite.

Crêtes pour le muscle dépresseur sur la surface interne des terga sont très nettes et saillantes. On voit des granules au dessus de ces crêtes. Ces granules couvrent aussi la surface de la crête articulaire.

Les Balanes du Tortonien de Szuszkowce ressemblent à *Bal. amphitrite* var. *Stutsburi* de Darwin [6], mais celle-ci est plus grande. Du Bois [4] a représenté la figure de *Bal. Wolhynicus* provenant de la localité de Białozurka, mais il faut accepter le nom de Darwin parce que cet auteur a donné de bonnes et nombreuses figures et aussi une description détaillée. Il est vrai que les échantillons de Szuszkowce se distinguent en ce qui concerne la grandeur du test, l'aspect du tergum etc., des formes décrites par les auteurs. On pourrait alors parler d'une variété ou race *Wolhynica* dans le cas ou ces différences seraient constantes. Un plus grand nombre d'échantillons permettra probablement résoudre ce problème.

De l'Institut de Paléontologie de l'Université Jag. de Cracovie.

OBJAŚNIENIE TABLICY III.

Fig.

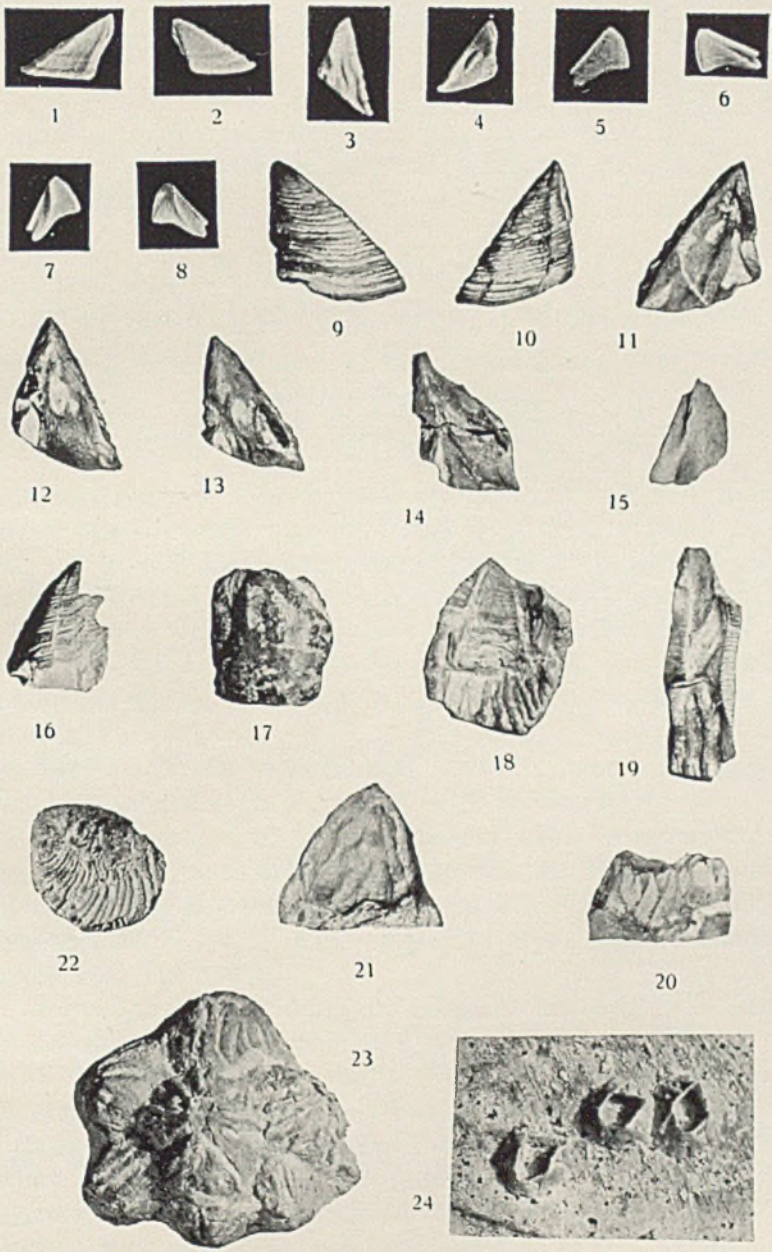
1—2. *Balanus amphitrite* Darwin, scutum od zewn., Szuszkowce, torton, pow. 5×
3—4. „ „ „ „ „ wewn., „ „ „ „
5—6. „ „ „ tergum „ zewn., „ „ „ „
7—8. „ „ „ „ „ wewn., „ „ „ „

[1]) Déterminations de M. le Prof. Friedberg.

Fig.
9—10. *Bal. tintinnabulum* L., scutum od zewn., Kraków, miocen (helwet?) pow. 2×
11—14. „ „ „ „ „ wewn., „ „ „ „ „
15. „ „ „ tergum „ „ „ „ „ „ „
16. „ „ „ tergum i scutum „ zewn., „ „ „ „ „
17. „ „ „ rostrum „ „ „ „ „ „ „
18. „ „ „ rostrum „ wewn., „ „ „ „ „
19. „ „ „ carino-laterale „ „ „ „ „ „ „
20. „ „ „ widok od spodu (podstawa) „ „ „ wielk. nat.
21. „ „ „ „ „ strony rostrum „ „ „ „ „
22. „ *amphitrite* Darwin, 2 okazy na *Oxystele*, Szuszkowce, torton, pow. 2×
23. „ *tintinnabulum* L., grupa okaz., Kraków, miocen (helwet?), wielk. nat.
24. „ *amphitrite* Darwin, 3 okazy na *Pecten*, Szuszkowce, torton, pow. 2×

EXPLICATION DE LA PLANCHE III.

Fig.
1—2. *Balanus amphitrite* Darwin, Scutum, vu du côté externe, Szuszkowce, Tortonien, gr. 5 fois
3—4. „ „ „ „ vu du côté interne, Szuszkowce, Tortonien, gr. 5 fois
5—6. „ „ „ Tergum, vu du côté externe, Szuszkowce, Tortonien, gr. 5 fois
7—8. „ „ „ „ vu du côté interne, Szuszkowce, Tortonien, gr. 5 fois
9—10. „ *tintinnabulum* L., Scutum, vu du côté externe, Kraków, Miocène (Helvétien?) gr. 2 fois
11—14. „ „ „ „ „ du côté interne, Kraków, Miocène (Helvétien?), gr. 2 fois
15. „ „ „ Tergum, „ du côté interne, Kraków, Miocène (Helvétien?), gr. 2 fois
16. „ „ „ „ et scutum, vue du côté externe, Kraków, Miocène (Helvétien?), gr. 2 fois
17. „ „ „ Rostre, vu du côté externe, Kraków, Miocène (Helvétien?), gr. 2 fois
18. „ „ „ „ „ du côté interne, Kraków, Miocène (Helvétien?), gr. 2 fois
19. „ „ „ Pièce caréno-latérale, vue du côté interne, Kraków, Miocène (Helvétien?) gr. 2 fois
20. „ „ „ Vue par la partie inférieure (la base), Kraków, Miocène (Helvétien?), grand. nat.
21. „ „ „ „ „ „ partie rostrale, Kraków, Miocène (Helvétien?), grand. nat.
22. „ *amphitrite* Darwin, Deux individus fixés sur *Oxystele*, Szuszkowce, Tortonien, gr. 2 fois
23. „ *tintinnabulum* L., Aspect des tests réunis en groupe compact, Kraków, Miocène (Helvétien?), grand. nat.
24. „ *amphitrite* Darwin, Trois individus fixés sur une valve de *Pecten*, Szuszkowce, Tortonien, gr. 2 fois.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
22
21
20
23
24

Marjan Kamieński.

Nowe przyczynki
do znajomości pienińskich skał magmowych.
Nouvelles contributions à la connaissance des roches éruptives de Pienines.

Skały magmowe, występujące na obszarze Pienin, były przedmiotem studjów wielu badaczy, którzy w różnych okresach czasu obdarzali je różnemi nazwami. Wśród używanych nazw spotykamy przedewszystkiem bazalty, trachity, trachity sanidynowo-oligoklazowe, andezyty, a wśród autorów widzimy nazwiska Leopolda Bucha, Zejschnera, Puscha, Strenga, Szymańskiego, Feliksa Kreutza, Rotha, Morozewicza, wreszcie Małkowskiego.

Ten ostatni autor opublikował w 1921 r. monografję pienińskich skał magmowych p. t.: „Andezyty okolic Pienin“ [1]).

Według Małkowskiego jedynemi skałami magmowemi na obszarze Pienin są andezyty, z pośród których możemy wydzielić: 1. odmianę augitowo-amfibolową, w której amfibole i augity występują w ilościach mniej więcej równych oraz 2. odmianę amfibolową (bez augitu).

Odmiana pierwsza zbliża się składem chemicznym do bazaltów, odmiana druga przypomina niektóre dacyty.

Z wyglądu mikroskopowego pienińskie andezyty przedstawiają się bardziej różnorodnie. Małkowski stwierdza, że „poczynając od jasno-szarych, porowatych i kruchych andezytów potoku Zakijowskiego i Wżaru (odmiana trzecia), możemy wymienić szereg ogniw przejściowych aż do zbitych i odpornych na ciśnienie andezytów ciemnych i czarnych“.

(1 Prace Polskiego Instytutu Geologicznego, Tom I, zeszyt I, 1921 r.

Te skały, znane Małkowskiemu, są rozrzucone na przestrzeni 18 km między wsią Kluszkowcami (góra Wżar) i potokiem Krupianka. Znajdujemy je zarówno w obrębie fliszu, jakoteż w obrębie górno-kredowego płaszcza skałek pienińskich.

Horwitz[1]), przedstawiając w 1925 r. sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu „Szczawnica", wspomina o znalezieniu dotychczas nienotowanej skały magmowej w miejscowości Biała Woda, na wschód od Szczawnicy. Odkrycie to przedłużyło mniej więcej o 2 km pas występowania skał magmowych na obszarze Pienin. Wygląd zewnętrzny skały z Białej Wody i jej oddzielność słupowa — były to niewątpliwie przyczyny, które skłoniły Horwitza do określenia skały jako bazalt.

Jednakże według tego autora[2]) „pozostaje nierozstrzygnięte, czy mamy tu do czynienia jedynie z blokiem z otaczającego zlepieńca jarmuckiego (Rabowski), czy też z wychodnią tej skały".

Sprawą jeszcze bardziej aktualną jest stosunek bazaltu z Białej Wody do sąsiednich andezytów. Według informacyj Małkowskiego, udzielonych Horwitzowi[2]), „nie posiada on żadnego pokrewieństwa z temi andezytami".

Korzystając z wycieczki geologicznej, zorganizowanej przez Polskie Towarzystwo Geologiczne w 1929 r., miałem sposobność zwiedzić odkrywkę wspomnianego bazaltu. (Ryc. 1). Tworzy on jedyny znany dziś blok nad Ruską Rzeką we wsi Biała Woda. Powierzchnia odsłaniającej się skały nie przekracza 50 m^2. Skała ta wykazuje charakterystyczną dla bazaltów oddzielność słupową. Słupy, zwykle pięcioboczne, zapadają ku północnemu zachodowi pod kątem 25°.

Skała z Białej Wody ma istotnie wygląd bazaltu. Jest ona ciemno-szara, prawie czarna, zbita.

Mikroskop poucza nas, iż jej struktura jest intersertalna. (Tabl. IV. fot. 1).

Wśród głównych minerałów widzimy skalenie, piroksen, biotyt, amfibol oraz tlenki żelaza.

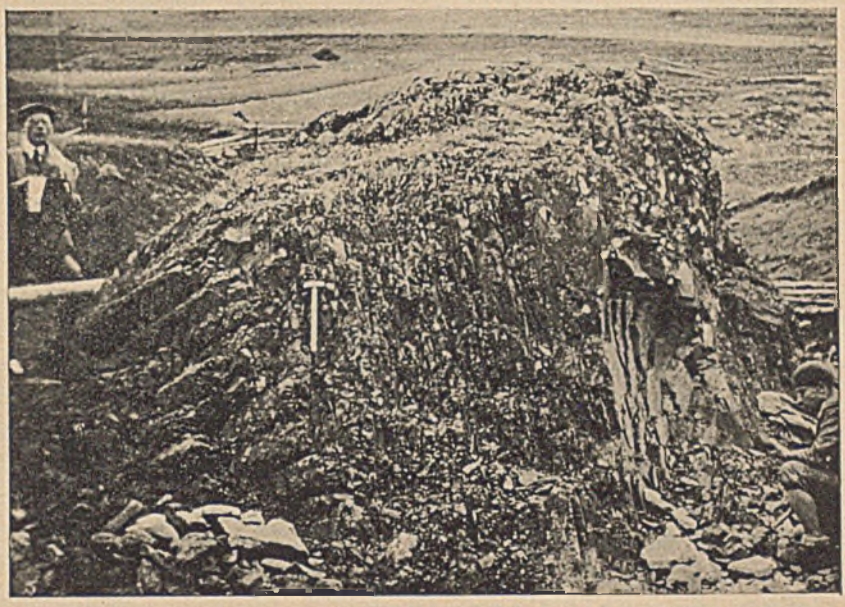
Akcesorycznie występuje apatyt, wykształcony w cienkie i długie igiełki. Zasługują również na uwagę pseudomorfozy po

[1]) Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1925 na ark. „Szczawnica i Nowy Targ", Pos. Nauk. P. I. Geolog., Nr. 14, 1926.

[2]) L. Horwitz. Szkic budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 1929, str. 136.

oliwinie, wypełnione kalcytem. (Tabl. IV., fot. 2). Tworzą one zwykle większe osobniki, mające wygląd prakryształów.

Wśród minerałów wtórnych uwydatnia się przedewszystkiem substancja chlorytowa, wykształcona często pod postacią sferolitycznych skupień oraz kalcyt, wypełniający luki, co możemy niekiedy stwierdzić także makroskopowo.



Ryc. 1.

Zbyt drobne ziarna nie zezwalają na dokładne określenie ilościowego stosunku poszczególnych składników; zwłaszcza natrafia się na duże trudności w wyróżnieniu amfiboli i biotytu, które w mikroskopie mają wygląd podobny. Stosunek biotytu do amfiboli możemy w przybliżeniu określić jak 1:1.

Splanimetrowano 3 szlify, otrzymując następujący skład ilościowy:

skaleń	18·2%
piroksen	22·4 „
biotyt i amfibol	11·0 „
tlenki żelaza	11·6 „
chloryt	36·8 „
Suma	100·0%

Szczegółowa analiza mikroskopowa pozwoliła na ustalenie następujących cech wymienionych minerałów:

Skalenie występują w bardzo wąskich listewkach, wydłużonych wzdłuż osi *z*. Rozmiary te nie pozwalają na dokładne ich określenie. W trzech szlifach nie zdołano znaleźć odpowiedniego przekroju, który mógłby być użyty do ścisłych pomiarów kąta znikania światła. Przeprowadzone jedynie pomiary współczynników załamania światła, a właściwie ich porównanie z balsamem kanadyjskim, stwierdziły niedwuznacznie, iż w bazalcie z Białej Wody mamy zarówno skalenie potasowe, najprawdopodobniej ortoklazy, jakoteż plagjoklazy. Liczne obserwacje, które wykazały stosunkowo małe różnice we współczynnikach załamania światła plagjoklazów w porównaniu z balsamem kanadyjskim, pozwalają przypuszczać, iż mamy tu do czynienia najprawdopodobniej z oligoklazami.

Piroksen y mają barwę blado-zielonawo-żółtą, niekiedy o odcieniu różowym. Wykazują one słaby pleochroizm. Pirokseny tworzą niekiedy większe ziarna, rozwinięte idjomorfowo, bądź też występują jako mikrolity. W niektórych większych kryształach widoczna jest budowa pasowa. Charakter optyczny piroksenów jest dodatni. Kąt znikania światła w przekrojach równoległych do ściany (010) $c:\gamma = 42^0$. Kąt osi optycznych wynosi średnio $2V\gamma = 57^0$, wahając się od 54^0 do 60^0. Dwójłomność jest wysoka ($\gamma - \alpha = 0{,}0267$). Na podstawie tych wartości możemy określić piroksen jako augit diopsydowy.

Amfibole wyglądem swym przypominają biotyty. Ich dwójłomność jest wysoka, a charakter optyczny odjemny. Kąt znikania światła w przekrojach równoległych do ściany (010) $c:\gamma = 10^0$ do 20^0. Wykazują one silny pleochroizm, α — słomkowo-żółty, γ — brunatny. Amfibole te posiadają cechy hornblendy bazaltowej.

Nie widzimy tutaj resorbcji magmowej, która występuje w sąsiednich andezytach. Amfibole odznaczają się świeżością i czystością.

Biotyt jest rozrzucony nierównomiernie w szlifie. Występuje on niekiedy pod postacią sześciobocznych tabliczek lub częściej w formie nieregularnych blaszek różnej wielkości. Wykazuje silny pleochroizm o barwie od jasno-żółtej do ciemno-brunatnej. Charakter optyczny jest odjemny. Kąt osi optycznych mały, jest równy prawie zeru. . . . . .

Tlenki żelaza, podobnie jak biotyt, występują w skale

nierównomiernie. Ta nierównomierność polega przedewszystkiem na tem, iż w szlifie mamy miejsca niejako uprzywilejowane, w których gromadzą się tlenki żelaza. Ta cecha powoduje w różnych profilach szlifu duże różnice przy obliczaniu ilości tych minerałów drogą planimetrowania.

Odróżnienie magnetytu od ilmenitu natrafia na trudności. Wzajemny stosunek tych dwóch tlenków możemy obliczyć jedynie na podstawie „normy“ z analizy chemicznej. W takiem obliczeniu ukrywa się jednak błąd, który dotyczy zwłaszcza ilmenitu, część bowiem tytanu należałoby związać w inne minerały femiczne.

Niekiedy z rozkładu ilmenitu tworzy się leukoksen, powodując wydzielanie się białego, nieprzeźroczystego nalotu.

Chloryt barwy zielonej, występuje pod postacią substancji włóknistej. Włókna te ułożone są równolegle względem siebie. Oś włókien odpowiada optycznemu kierunkowi γ. Współczynnik załamania światła jest wyższy od balsamu kanadyjskiego. W niektórych przekrojach widoczny jest słaby pleochroizm.

Przeglądając szlify skalne, możemy z łatwością zauważyć, iż skalenie, pirokseny i biotyty mają wygląd świeży. Nie wykazują one nawet początków jakiegokolwiek przeobrażenia. Występowanie więc chlorytu możemy odnieść jedynie do tła szklistego, względnie ciasta skalnego, które uległo przeobrażeniu, powodując powstanie minerałów wtórnych. Poza chlorytem, który, być może, tworzy częściowo agregaty z chalcedonem, jako minerał wtórny występuje również kalcyt.

Nie jest wykluczone, że substancja chlorytowa w części pochodzi z rozkładu prakryształów minerałów femicznych, dziś zupełnie już rozłożonych, których resztki zachowały się jedynie pod postacią pseudomorfoz oliwinowych.

Analiza chemiczna skały z Białej Wody przedstawia się następująco:

	% wag.	stos. mol. 1000		% wag.	stos. mol. 1000
SiO_2	41.42	690	CaO	9.86	176
TiO_2	1.52	19	MgO	6.83	171
P_2O_5	0.83	6	K_2O	2.28	24
Al_2O_3	16.01	157	Na_2O	1.69	27
Fe_2O_3	6.00	38	$+H_2O$	4.12	229
FeO	6.32	88	$-H_2O$	1.99	111
MnO	0.26	4	CO_2	1.22	28
			Suma	100.35	

Normatywny skład mineralny (według C. I. P. W.)

or.	13.34		$CaSiO_3$	2.78			$MgSiO_3$	5.50
ab.	14.15	di.	$MgSiO_3$	2.00	5.31	hy.		6.95
an.	29.47		$FeSiO_3$	0.53			$FeSiO_3$	1.45

ol. { Mg_2SiO_4 6.72, Fe_2SiO_4 2.04 } 8.76

mt. 8.82
ilm. 2.89
ap. 2.02
kalc. 2.80
woda 6.11

Parametry magmowe skały: (II) III. 5."4.3.

W analizie chemicznej uderza przedewszystkiem molekularna równowaga potasu i sodu. Potas częściowo związany jest w skaleniach potasowych, częściowo w biotycie. Dużą ilość fosforu (0.83%) należy odnieść do apatytu.

Porównując normatywny skład mineralny ze składem rzeczywistym, widzimy duże rozbieżności, spowodowane przedewszystkiem występowaniem substancji chlorytowej. Duże różnice uwydatniają się np. w skaleniach sodowo-wapiennych. Podczas, gdy mikroskopowo zdołano określić plagjoklazy jako prawdopodobnie oligoklazy, to z przeliczenia normatywnego wypada skaleń bardziej zasadowy.

W normatywnym składzie obliczono oliwin i to stosunkowo w dużej ilości 9·76%. Istotnie badania mikroskopowe potwierdzają istnienie pseudomorfoz oliwinowych w skale.

Najbardziej zbliżone wartości uzyskane drogą planimetrowania oraz z normatywnego składu mineralnego przedstawiają tlenki żelaza. Ilość magnetytu i ilmenitu w pierwszym przypadku wynosi 11·6%, w drugim 11·7%.

* * *

Zanim przejdziemy do wyprowadzenia wniosków w sprawie stosunku skały opisanej z Białej Wody z sąsiedniemi andezytami, należy zwrócić uwagę na skały magmowe, występujące na obszarze Jarmuty.

Skały tej góry zostały opisane między innymi przez Małkowskiego[1]), który poddał szczegółowej analizie dwie odmiany

[1]) Por. Małkowski, Andezyty okolic Pienin.

skał magmowych, należących do grupy andezytów amfibolowo-augitowych. Występują one w głębi sztolni w Jarmucie oraz w rumoszu skalnym.

Według Małkowskiego „odmiana pierwsza koloru ciemno-szarego ma wygląd masy ziarnistej, stąd też na pierwszy rzut oka robi wrażenie raczej skały głębinowej, nie zaś wylewnej. Oko nieuzbrojone dostrzega obok skaleni, posiadających naogół wygląd świeży, ciemne kryształy amfiboli i augitu". Obok wymienionych minerałów skała ta zawiera ciasto skalne w ilości bardzo nieznacznej oraz apatyt i magnetyt.

„Odmiana druga w porównaniu z pierwszą wydaje się bardziej drobnoziarnistą, przyczem już gołem okiem można obserwować rozsiane w niej blaszki biotytu. Mikroskop stwierdza, iż amfibol uległ prawie całkowitemu przeobrażeniu, tak, że gdzieniegdzie pozostały tylko jego szczątki..."

W czasie zjazdu geologicznego w r. 1929 mieliśmy sposobność wspólnie z prof. Tokarskim oraz kolegami z pracowni petrograficznych Uniwersytetu i Politechniki Lwowskiej zaobserwować w źlebie, leżącym po stronie południowej góry Jarmuty skały magmowe, ciemne, zbliżone wyglądem do skały z Białej Wody.

Znalezione skały, które odbiegały wyglądem od odmian opisanych przez Małkowskiego zostały poddane szczegółowej analizie mikroskopowej i chemicznej.

Ponieważ Małkowski dla dwóch opisanych skał z Jarmuty wprowadził termin „odmiana pierwsza" i „odmiana druga", dobrze będzie ze względów praktycznych nazwać obecnie omawiane skały z Jarmuty „odmianą trzecią" i „odmianą czwartą".

Odmiana trzecia. Możemy zauważyć tu mikroskopowo charakterystyczną strukturę porfirową. Wśród prakryształów widzimy przedewszystkiem skalenie. Z minerałów femicznych rzadziej są widoczne amfibole i pirokseny, które różnią się od skaleni także wielkością, są bowiem stale mniejsze. Niekiedy występują porwaki skał osadowych. Na płaszczyznach spękań nagromadzają się drobne okruchy pirytów. Barwa skały jest ciemno-szara.

Badania mikroskopowe potwierdzają istnienie dwóch faz krystalizacji magmy (Tabl. IV. Fot. 3). W szlifie uwydatniają się duże prakryształy skaleni, nieco mniejsze piroksenów, amfiboli oraz biotytu i kwarcu. Akcesorycznie występują: apatyt, epidot oraz chloryt, jako produkt przeobrażenia minerałów femicznych.

Ciasto skalne jest drobno-ziarniste. Wśród minerałów w niem

znajdujących się widzimy te same elementy, które obserwujemy wśród prakryształów.

Ilościowy skład mineralny, obliczony metodą planimetryczną, przedstawia się następująco:

skaleń	33·5%
biotyt	9·1 „
piroksen	8·3 „
amfibol	5·7 „
tlenki żelaza	3·2 „
kwarzec	1·8 „
ciasto skalne	38·4 „
Suma	100·0%

Na podstawie tych cyfr możemy ustalić stosunek prakryształów do ciasta skalnego, który wynosi mniej więcej 2:1; prakryształów mamy 61·6%, a ciasta skalnego 38·4%.

W obliczeniu stosunku prakryształów do ciasta skalnego mogą zachodzić błędy, gdyż niekiedy trudno ustalić, w jakiej formie dane ziarno występuje. Dotyczy to zwłaszcza biotytu, który najwybitniej tworzy przejścia od prakryształów do drobnych okruchów w cieście.

Skalenie, jak nadmieniono, występują zarówno wśród prakryształów, jakoteż w cieście skalnem. Plagjoklazy wykształcone są zwykle jako prakryształy polisyntetycznie zbliźniaczone wedle prawa albitowego, karlsbadzkiego i peryklinowego. Wykazują one doskonałą budowę pasową.

Kąty znikania światła w przekroju prostopadłym do *P* i *M* wykazały średnio:

w rdzeniu 36°
w obwódce 29°

co odpowiada (rdzeń) $Ab_{35}An_{65}$ (obwódka) $Ab_{46}An_{54}$.

Plagjoklazy więc należą do labradoru.

Wykazują one niekiedy rekurencję pasów. Zjawisko to, właściwe andezytom pienińskim, opisał Małkowski[1]).

W odmianie trzeciej poza labradorem zauważyć można — zwłaszcza wśród drobnych ziarn, odpowiadających prawdopodobnie ciastu skalnemu — skalenie, posiadające współczynniki załamania światła niższe od balsamu kanadyjskiego, świadczące o obecności w skale skaleni potasowych.

[1]) l. c.

Piroksen y nie różnią się od opisanych, znajdujących się w skale z Białej Wody. Ziarna ich są tu jedynie większe. Wykazują one często budowę pasową oraz zrosty bliźniacze. Jeden okruch ujawnił ponadto typową budowę klepsydrową. Charakter optyczny piroksenów dodatni. Kąt osi optycznych, zmierzony na sześciu przekrojach, prostopadłych do γ, wykazał średnio $2V\gamma = 57^0$, wahając się od $50-64^0$. Dwójłomność wysoka, $\gamma - \alpha = 0.0264$. Kąt znikania światła w przekrojach równoległych do ściany (010) $c:\gamma = 38-43^0$. Pirokseny wykazują słaby pleochroizm.

Na podstawie powyższych danych pirokseny należy zaliczyć do augitów diopsydowych.

Amfibole, występujące w opisywanej skale, są silnie zresorbowane. Resorbcja magmowa amfiboli powoduje tworzenie się produktów wtórnych, przedewszystkiem biotytu, tlenków żelaza oraz augitu. Charakter optyczny amfiboli odjemny. Dwójłomność wysoka. Kąt osi optycznych wynosi $2V = 72^0$. Kąt znikania światła w przekrojach równoległych do ściany (010) $c:\gamma = 12-16^0$. Pleochroizm silny, α — słomkowo-żółty, γ — brunatny z odcieniem zgniło-zielonym.

Biotyt nie różni się cechami fizycznemi od biotytu, opisanego w skale z Białej Wody. Występuje on bądź samodzielnie, bądź pozostaje w ścisłym związku z amfibolem, będąc produktem jego rozkładu. Jak nadmieniłem, biotyty znajdują się w skale w blaszkach różnej wielkości, tworząc przejścia od prakryształów do drobnych okruchów, tkwiących wśród ciasta skalnego.

Tlenki żelaza rozrzucone są nierównomiernie w szlifie. Występują zarówno wśród prakryształów, jakoteż w cieście skalnem. Ilość ich, obliczona metodą planimetryczną (3·2%), nie zgadza się z sumą magnetytu i ilmenitu (6·9%), otrzymana z normatywnego składu mineralnego. Rozbieżność tę możemy tłumaczyć właśnie drobnemi mikrolitami tlenków żelaza, znajdujących się w cieście skalnem, które przy planimetrowaniu nie mogły być wzięte pod uwagę.

Kwarzec występuje w skale nierównomiernie. Tworzy on agregaty drobnych ziarn o nieregularnych krawędziach ksenomorfijnych. Nie wykazuje falistego znikania światła oraz jakichkolwiek wrostków. Cechy te zdają się przemawiać za wnioskiem, iż mamy tu do czynienia z kwarcem wtórnym, wypełniającym wolne przestrzenie.

Odmiana czwarta. Makroskopowo skała ta przedstawia

się jako zbita masa barwy ciemno-szarej. Prakryształów gołem okiem nie widzimy.

Mikroskopowo możemy tę skałę scharakteryzować ogólnie jako ciasto skalne trzeciej odmiany z uwydatniającemi się wyraźnie blaszkami biotytu w ilości 21% (tabl. IV, fot. 4). W skale tej są widoczne ponadto drobne okruchy licznie nagromadzonych tlenków żelaza, tworzących tylko gdzieniegdzie większe ziarna oraz mikrolity piroksenów, odznaczających się silnym reljefem.

Z minerałów wtórnych występuje tu kalcyt, wypełniający drobne szczelinki.

Skład chemiczny omawianych odmian skalnych z Jarmuty jest następujący:

	Odmiana trzecia (Jarmuta)[1]		Odmiana czwarta (Jarmuta)	
	% wag.	stos. mol. × 1.000	% wag.	stos. mol. × 1.000
SiO_2	58·02	967	53·15	886
TiO_2	0·64	8	0·56	7
P_2O_5	0·47	3	0·44	3
Al_2O_3	16·90	166	17·98	176
Fe_2O_3	3·28	21	2·98	19
FeO	3·50	49	5·75	80
MnO	0·18	3	0·23	3
CaO	7·64	136	6·98	125
MgO	3·87	97	4·48	112
K_2O	3·37	36	4·65	50
Na_2O	1·84	30	1·35	22
$-H_2O$	0·42	23	0·97	54
$-H_2O$	0·15	8	0·31	17
CO_3	ślad	—	—	—
Suma	100·28		99·83	

W powyższych analizach uderza nas przedewszystkiem przewaga potasu nad sodem. W porównaniu ze skałą z Białej Wody wzrosła tu ilość krzemionki natomiast ilość wapna, magnezji i fosforu jest mniejsza.

Porównując odmianę trzecią z czwartą widzimy, iż w odmianie czwartej zmniejszyła się pozycja krzemionki oraz sodu, wzrosła natomiast pozycja glinki, żelaza i potasu. Inne wartości naogół są podobne.

---

[1]) Analizę chemiczną trzeciej odmiany wykonał p. Włodzimierz Wawryk.

Narmatywny skład mineralny (według C. I. P. W.)

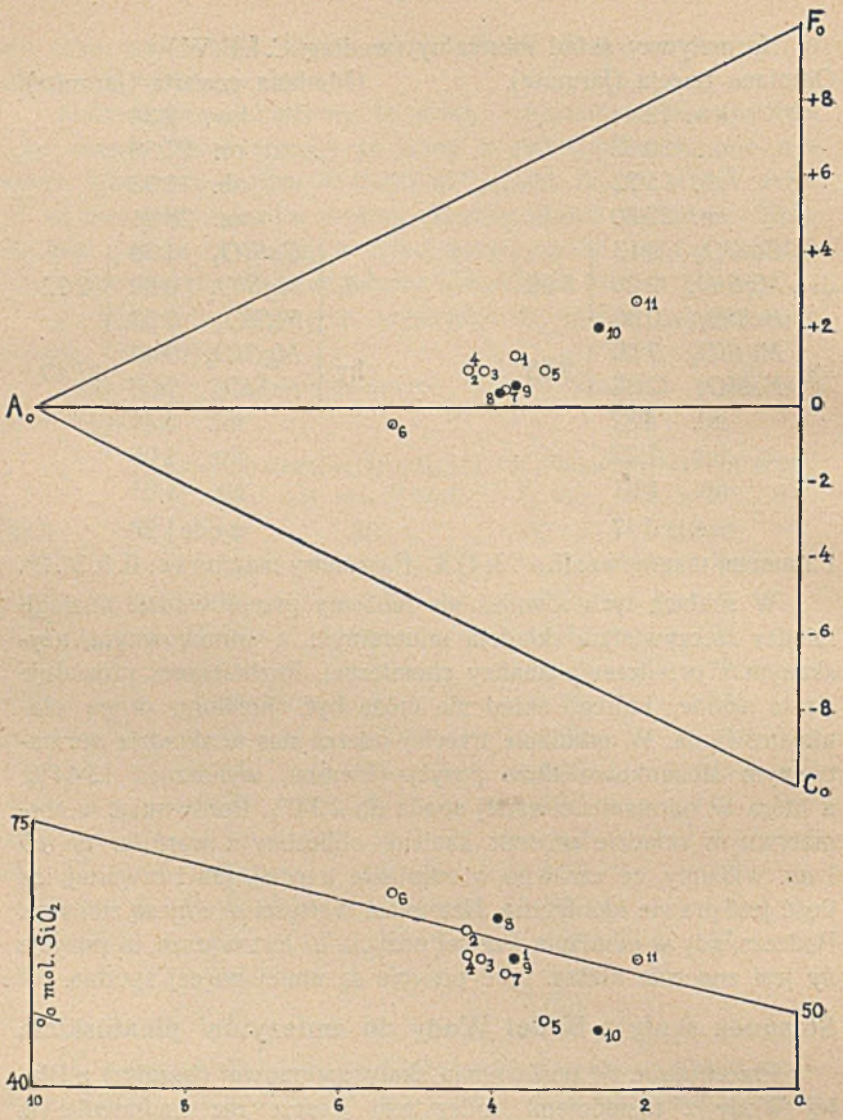
Odmiana trzecia (Jarmuta).			Odmiana czwarta (Jarmuta).		
kw.	13·44		kw.	2·34	
or.	20·02		or.	27·80	
ab.	15·72		ab.	11·53	
an.	27·80		an.	28·91	
di $CaSiO_3$	3·13		di $CaSiO_3$	1·39	
di $MgSiO_3$	2·20	5·99	di $MgSiO_3$	0·80	2·72
di $FeSiO_3$	0·66		di $FeSiO_3$	0·53	
hy $MgSiO_3$	7·50		hy $MgSiO_3$	10·40	
hy $FeSiO_3$	2·38	9·88	hy $FeSiO_3$	7·00	17·40
mt.	4·87		mt.	4·41	
ilm.	1·22		ilm.	1·06	
ap.	1·01		ap.	1·01	
woda	0·57		woda	1·28	
Parametry magmowe: II. 4″. 3(4).3.			Parametry magmowe: II. 5. 3″. 2″.		

W skałach tych również nie możemy przeprowadzić analogji między rzeczywistym składem mineralnym, a normatywnym, uzyskanym z przeliczenia analizy chemicznej. Rozbieżności powoduje ciasto skalne, którego skład nie może być określony drogą planimetrowania. W odmianie trzeciej uderza nas w składzie normatywnym stosunkowo duża pozycja kwarcu, wynosząca 13·44%, a która w odmianie czwartej spada do 2·34%. Porównując w normatywnym składzie procent skaleni, obliczony z wartości *or ab* i *an.* widzimy, że zarówno w odmianie trzeciej, jak i czwartej ich ilość jest prawie identyczna. Natomiast wartości *di* i *hy* są zmienne. Podczas, gdy w odmianie trzeciej pozycja *di* jest wyższa, to pozycja *hy* jest znacznie niższa. Inne pozycje są mniej więcej zgodne.

Stosunek skały z Białej Wody do andezytów pienińskich.

Przechodząc do porównania skały magmowej (bazaltu) z Białej Wody z sąsiedniemi andezytami jeszcze raz nadmienię, iż Horwitz cytuje zdanie Małkowskiego, stwierdzające brak pokrewieństwa między temi skałami. W czasie przeglądania szlifów skał pienińskich nasunęły się pewne dane, które zdawały się poddawać raczej odmienny wniosek.

Cechy zewnętrze skały z Białej Wody przypominają najbardziej bazalty. Ale i wśród właściwych andezytów znajdujemy odmiany ciemne, które również wyglądem makroskopowym odpowiadają skałom bazaltowym. O takich skałach wspomina Mał-



Ryc. 2.

kowski, który znajdował odmiany zbitych, ciemnych i czarnych andezytów. Odmiana trzecia, a zwłaszcza czwarta z Jarmuty również przypominają bazalty i to właśnie było powodem, iż skały te poddałem ścisłym badaniom mikroskopowym i chemicznym.

Mikroskopowo skała z Białej Wody oraz andezyty pienińskie wykazują pewne podobieństwa. Zwłaszcza minerały femiczne, jak

piroksen, biotyt i t. d. cechami fizycznemi nie różnią się od siebie. Odmiennemi są jedynie skalenie sodowo-wapienne. W skale z Białej Wody oznaczono plagjoklaz jako oligoklaz, podczas gdy w andezytach panującemi plagjoklazami są labrador lub nawet bytownit. Te rozbieżności możemy wytłumaczyć jednak wahaniami w krystalizacji magmy. Zjawisko to przyjmuje i Małkowski[1]), stwierdzając, iż skład magmy podlegał zmianom. Uderzającem jest jednak, iż stosunek wartości *ab* i *an*, otrzymany ze składu normatywnego nie odpowiada oligoklazom, lecz ogniwom bardziej zasadowym (labradorom). Tutaj nasuwa się pytanie, czy plagjoklazy bazaltu z Białej Wody istotnie odpowiadają oligoklazom? Zwróciłem już uwagę na trudności które mamy przy ich oznaczaniu. Możność określenia plagjoklazów jedynie metodą porównania ich współczynników załamania światła z balsamem kanadyjskim kryje w sobie duży błąd, który w tym wypadku nie mógł być usunięty.

Występowanie w bazalcie z Białej Wody oliwinu należy również położyć na karb nieco odmiennych warunków krystalizacji.

Przechodząc do wniosków, które możemy wyprowadzić na podstawie analiz chemicznych, wykonanych na materjałach z obszaru Pienin, zaznaczę, iż dla ułatwienia porównania będę posługiwał się ogólnie przyjętemi metodami, a mianowicie projekcją Beckego, wykresem Niggliego oraz parametrami amerykańskiemi (C. I. P. W.).

Wartości projekcyjne Beckego dla pienińskich skał magmowych.

	a_0	c_0	f_0	f_0-c_0	SiO_2% mol.
1. Wżar I.	3·7	2·5	3·8	1·3	57·4
2. Wżar II.	4·3	2·4	3·3	0·9	60·7
3. Wżar III.	4·1	2·5	3·4	0·9	57·3
4. Jarmuta I.	4·3	2·4	3·3	0·9	57·6
5. Jarmuta II.	3·3	2·9	3·8	0·9	49·0
6. Bryjarka	5·3	2·6	2·1	0·5	65·8
7. Potok Zakijowski	3·8	2·9	3·3	0·4	55·1
8. Jarmuta (odm. III.)	3·9	2·9	3·2	0·3	62·5
9. Jarmuta (odm. IV.)	3·7	2·9	3·4	0·5	57·0
10. Biała Woda	2·6	2·7	4·7	2·0	48·0
11. Bazalt. Berestowiec. (Wołyń)	2·1	2·6	5·3	2·7	57·0

[1]) l. c.

Rycina 2. przedstawia nam trójkąt Beckego. Uderzającem jest, iż skały pienińskie szeregują się w dwóch linjach prostych, równoległych do siebie, a zarazem do boku $A_0—F_0$. Skała z Białej Wody leży na przedłużeniu linji dolnej, zajmując pośrednie miejsce między andezytami, a bazaltami. Dla porównania wyznaczono wartości projekcyjne dla bazaltu z Berestowca.

Tabela wartości projekcyjnych Niggliego.

	si	al	fm	c	alk	k	Qz
1. Wżar I.	130	26·7	35·2	26·6	11·5	0·23	15·4
2. Wżar II.	154	29·2	30·2	26·8	13·8	0·21	1·2
3. Wżar III.	145	28·5	33·8	24·9	12·8	0·20	6·2
4. Jarmuta I.	141	28·7	29·1	28·5	13·7	0·23	13·8
5. Jarmuta II.	132	27·4	32·6	30·0	10·0	0·34	8·0
6. Bryjarka	201	35·5	22·8	23·7	18·0	0·20	29·0
7. Potok Zakijowski	138	29·8	32·7	25·7	11·8	0·23	9·2
8. Jarmuta (odm. III.)	173	29·7	34·2	24·3	11·8	0·54	25·8
9. Jarmuta (odm. IV.)	146	29·0	38·5	20·6	11·9	0·69	1·6
10. Biała Woda	95	21·7	46·9	24·3	7·1	0·47	33·4

Jak widzimy na rysunku trzecim skała z Białej Wody odznacza się stosunkowo niską pozycją *si*. Inne wartości dla skały z Białej Wody w porównaniu z andezytami pienińskiemi bądź nieco zmalały, bądź się podniosły. I tak wartość *al* i *alk* jest niższa, natomiast wartość *fm* wzrosła. Pozycja *c* odpowiada swą wartością pozycji *c* u andezytów, uwzględniając fakt, iż w tych ostatnich waha się od 23·7 do 30·0.

Najciekawsze jest jednak porównanie wartości *k*. Jak widzimy z tabeli waha się ona od 0·20 do 0·69. Skała z Białej Wody bynajmniej w odniesieniu do tej wartości nie stanowi jakiegoś ogniwa krańcowego. Leży ona między typowemi andezytami a skałami z Jarmuty (odmiana trzecia i czwarta). Mielibyśmy więc do czynienia w obrębie skał pienińskich szereg skalny, którego poszczególne ogniwa charakteryzują się coraz to większą ilością potasu, co w wartościach Niggliego odpowiada pozycji *k*. Innemi słowy, strefa magmowa pienińska łączy w sobie zarówno właściwości szeregu alkaliczno-wapiennego, jak i potasowego.

Porównując wartości Niggliego wszystkich skał pienińskich z odpowiedniemi typami magm, dochodzimy do wniosku, że typowe andezyty należą do magmy peleitowej (szeregu alkaliczno-wapiennego), natomiast już odmiana trzecia i czwarta z Jar-

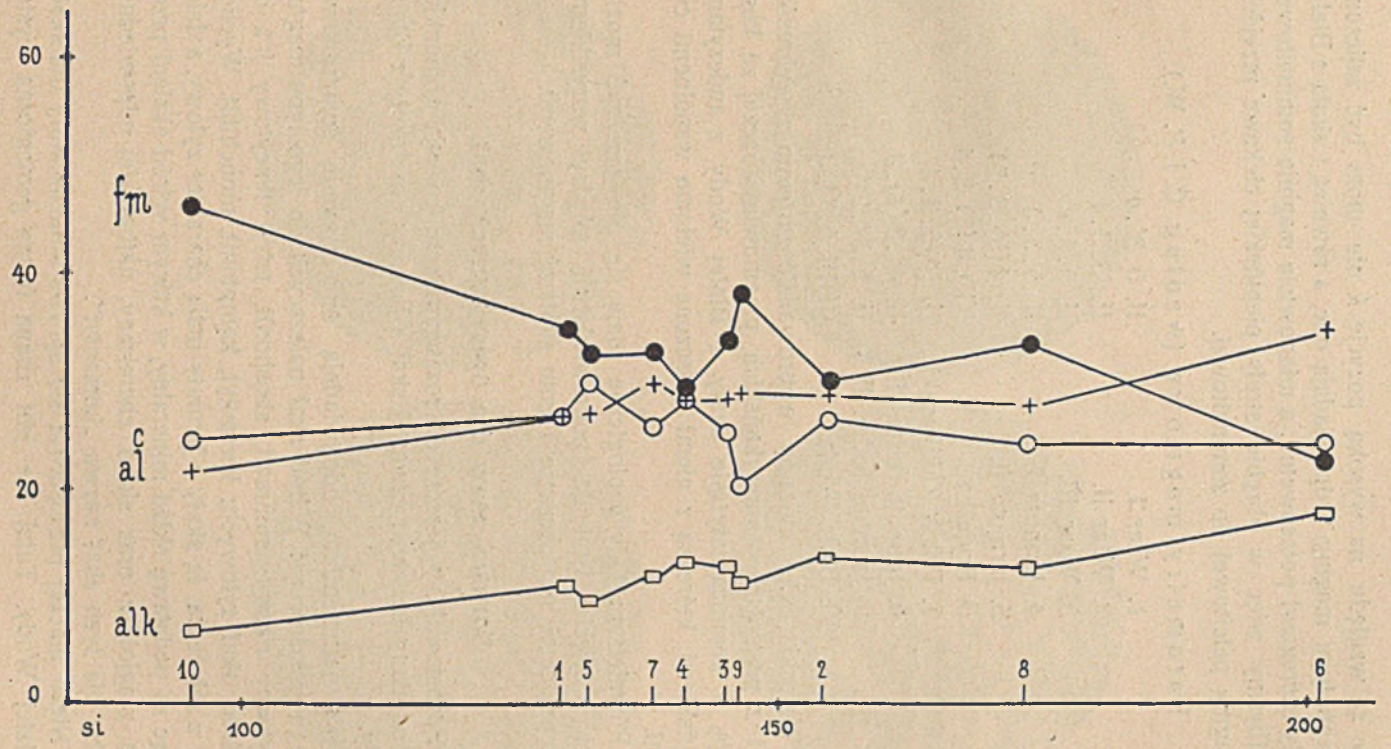


Рис. 3.

muty ze względu na wysoką pozycję *k* nie może być zaliczona do tego typu magmy. Odpowiadają one, a również i skała z Białej Wody szeregowi potasowemu, a mianowicie magmie sommaitowej. Mielibyśmy więc w obrębie strefy pienińskiej ciekawe przejście z magmy peleitowej do sommaitowej.

Parametry magmowe (według C. I. P. W.).

1. Wżar I.	II. 5.3′.4
2. Wżar II.	II. ′5.3.4
3. Wżar III.	II. 5.3.4
4. Jarmuta I.	II. 5.3.4
5. Jarmuta II.	II. 4(5).3.″4
6. Bryjarka	I(II). 4(5).3.4
7. Potok Zakijowski	II. (4)5.3.4
8. Jarmuta (odm. III.)	II. 4″.3(4).3
9. Jarmuta (odm. IV.)	II. 5.3″.2″
10. Biała Woda	(II)III. 5.″4.3

Wnioski, które możemy wyprowadzić zarówno z wykresów jak i z parametrów amerykańskich przemawiają raczej za koncepcją o kommagmatyźmie skały z Białej Wody z andezytami pienińskiemi, które są z niemi połączone wieloma wspólnemi cechami.

Również względy geologiczne zdają się nie przeczyć możliwości przyjęcia istnienia pokrewieństwa między wszystkiemi, występującemi na obszarze Pienin skałami magmowemi.

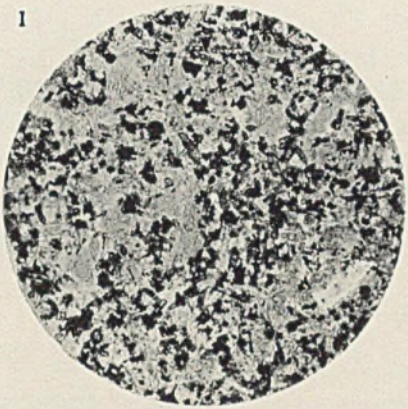
Sprawa nazw dla opisywanych skał.

Pozostawałaby jeszcze do rozstrzygnięcia kwestja nomenklatury odmiany trzeciej i czwartej skał z Jarmuty oraz skały z Białej Wody.

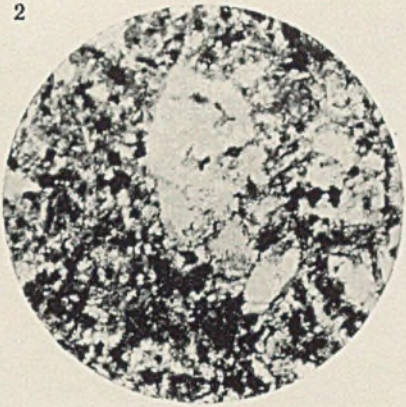
Jak nadmieniłem, odpowiadają one magmie sommaitowej szeregu potasowego. Wśród skał należących do tego typu magmy spotykamy nazwy: sommait, shoshonit, tefryt leucytowy i t. d., a wśród skał żyłowych: kersantyt, kamptonit, monchikit. Wychodząc z założenia, iż skały z Jarmuty mają charakter żyłowy, a dalej biorąc za podstawę skład mineralny, w którym wśród skaleni przeważa plagjoklaz oraz skład chemiczny, najbardziej odpowiednią byłaby dla tych skał nazwa „kersantyt".

Nieco inaczej przedstawia się sprawa nomenklatury dla skały z Białej Wody. Tutaj nie jest znana forma geologiczna wystę-

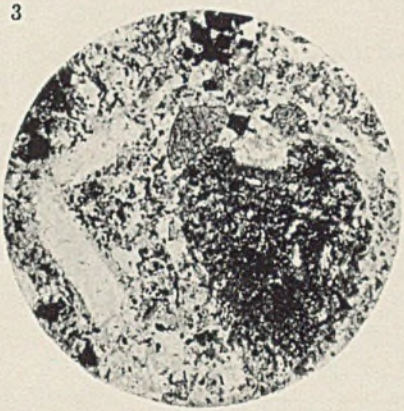
1



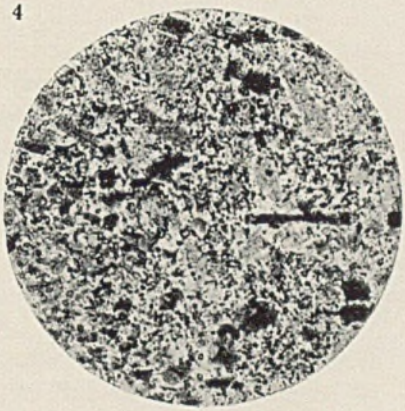
2



3



4



powania tej skały. Widoczna oddzielność słupowa przemawiałaby raczej za wnioskiem, iż jest ona raczej resztką normalnej erupcji powierzchniowej. Przyjmując to za podstawę rozumowania, w konsekwencji należy stwierdzić, iż najbardziej słuszną dla skały z Białej Wody będzie nazwa „bazalt", wprowadzona do literatury przez Horwitza.

* * *

Panu Profesorowi Tokarskiemu za pomoc w badaniach mikroskopowych bardzo serdecznie dziękuję. Również koledze W. Wawrykowi za wykonanie analizy chemicznej z odmiany trzeciej skał Jarmuty winienem osobne podziękowanie.

Z Instytutu Mineralogji i Petrografji Uniwersytetu Jana Kazimierza we Lwowie.

Objaśnienie tablicy (Explication de la planche).

Fot. 1. Bazalt z Białej Wody. (Le basalte de Biała Woda).

Fot. 2. Pseudomorfozy po oliwinie w bazalcie z Białej Wody. (Les pseudomorphoses d'olivine. Le basalte de Biała Woda).

Fot. 3. Odmiana trzecia z Jarmuty. (La variété III. des roches de Jarmuta).

Fot. 4. Odmiana czwarta z Jarmuty. (La variété IV. des roches de Jarmuta).

RÉSUMÉ.

L'auteur decrit une roche éruptive trouvée par Mr. Horwitz à Biała Woda et les roches filoniennes noirâtres, qui affleurent dans la montagne Jarmuta dans les Piénines.

Ces roches démontrent une grande analogie avec des andésites de la même région, au point de vue de la composition chimique et minéralogique. Elles appartiennent d'ailleurs à la même zone éruptive et alors il est le plus probable, qu'elles sont commagmatiques avec les andésites.

En adoptant la méthode de Niggli, l'auteur attribue les roches en question au magma sommaïtique. En comparaison avec les andésites communes il faudrait alors souligner un passage du magma péléitique au magma sommaïtique, c'est a dire du rang calco-alcalin au rang potassique.

La roche de Biała Woda fut définie comme un basalte, les roches de Jarmuta comme kersantites.

Kazimierz Smulikowski.

Sjenit z Klesowa i jego granitowa osłona.

Syénite de Klesów et son enveloppe granitique.

(Z 5 fig. i 2 tabl.).

WSTĘP.

Największym obszarem skał magmowych na Ziemiach Polskich są bezsprzecznie zachodnie krańce potężnego masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego, ucięte wschodnią granicą Rzeczypospolitej na Polesiu i Wołyniu. Obszar ten już od szeregu lat jest terenem systematycznych badań geologicznych St. Małkowskiego[1]) i P. Radziszewskiego[2]), którzy nakreślili ogólny plan jego budowy, oraz uwydatnili wiele szczegółów z jego petrografji. Szereg ważnych rysów charakterystycznych dla skał magmowych tego obszaru znajdujemy w pracach J. Tokarskiego[3]) i E. Zaniewskiej[4]), ogólne zaś znaczenie tego obszaru na tle tektoniki porównawczej Europy zostało uwypuklone przez Cz. Kuźniara[5]).

---

[1]) St. Małkowski: O budowie geologicznej północno-zachodniego naroża masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego (Spraw. P. I. G., IV, 1927, 1—2). Nadto szereg komunikatów na posiedzeniach P. I. G.

[2]) P. Radziszewski: Opis mikroskopowo-petrograficzny skał krystalicznych wołyńskich na południe od rzeki Słucz (Spraw. P. I. G., III, 1925, Zeszyt 1—2). — Granit z Korca i granityt z Ośnicka na Wołyniu (Spraw. P. I. G., T. IV, 1928, Zeszyt 3—4).

[3]) J. Tokarski: Beiträge zur Petrographie des Słucz- und Horyń-Gebietes in Polen (Min. Petr. Mitt. B. 40, 1929, 1—2).

[4]) E. Zaniewska: Przyczynek do znajomości żył pegmatytowo-aplitowych w porfirycie Klesowskim (Arch. Min., T. I, 1925).

[5]) Cz. Kuźniar: Uralidy w Europie środkowej i północnej (Spraw. P. I. G., T. I, 1922).

Mimo to jednakże nasza znajomość polskiej części owego masywu krystalicznego jest ciągle jeszcze niedostateczna i fragmentaryczna, a wymienione prace stanowią dopiero pierwszy początek badań litologicznych. Znaczne trudności terenowe, przedewszystkiem wielka rzadkość wyraźnych odkrywek, brak należytego podkładu topograficznego do zdjęć szczegółowych, z drugiej zaś strony różnorodność petrograficzna i liczne trudno uchwytne komplikacje tektoniczne sprawiają w sumie, iż nauka polska jest ciągle jeszcze bardzo daleką od jasnego poglądu na budowę geologiczną owego obszaru.

W przeciągu paru ostatnich lat kilkakrotnie miałem sposobność zwiedzić północno-zachodnią część masywu krystalicznego, zwłaszcza okolice miejscowości Klesów; ta część obszaru szczególnie nadaje się jako punkt wyjścia szczegółowych badań litologicznych, dzięki licznym kamieniołomom, odsłaniającym lepiej niż gdzieindziej budowę krystalicznego podłoża. W roku 1927 w towarzystwie dr. J. Rylskiego zwiedziłem poza otoczeniem Klesowa, okolice Krutej Słobody, Tomaszgrodu, Ośnicka, Rokitna, Czabla, Wyr i Rudni. W roku następnym byłem w Klesowie 2 razy: w lipcu w towarzystwie prof. Tokarskiego, we wrześniu razem z wycieczką Polskiego Towarzystwa Geologicznego. W czerwcu 1930 parę dni spędziłem na badaniach małego odcinka na zachód od wsi Klesów. Bogaty materjał petrograficzny, zebrany na tych wyprawach, złożony jest w Zakładach mineralogiczno-petrograficznych Uniwersytetu i Politechniki we Lwowie.

Szczególnie liczne obserwacje zdołałem zgromadzić na przestrzeni drobnego odcinka, stanowiącego samo naroże północno-zachodnie masywu krystalicznego, na zachód od wsi Klesów. Obserwacje te dały się powiązać w pewną zaokrągloną całość, dostarczyły szeregu nowych i systematycznie nieopisanych dotąd szczegółów w budowie litologicznej okolic Klesowa, nasunęły pewne nowe myśli i możliwości interpretacji geologicznej wzajemnego stosunku różnych form skalnych. Dlatego też, jakkolwiek teren objęty memi szczegółowemi badaniami jest tylko drobnym ułamkiem, sztucznie wykrojonym z polskiej części masywu krystalicznego, postanowiłem jednak podać do ogólnej wiadomości wyniki mych badań i rozważań, w tej nadziei, że choć w drobnym zakresie przyczynię się do wyświetlenia zagadnień, związanych z tym trudnym i skomplikowanym obszarem.

Użyte w niniejszej pracy preparaty mikroskopowe i zdjęcia mikro-fotograficzne zostały wykonane w Zakładzie Petrograficznym Uniwersytetu J. K. we Lwowie; kierownikowi tego zakładu prof. J. Tokarskiemu, wyrażam mą głęboką wdzięczność za oddanie do mej dyspozycji odpowiednich środków naukowych. Koledze dr. J. Rylskiemu dziękuję serdecznie za odstąpienie mi części zebranego przez siebie materjału.

* * *

Budowa litologiczna omawianego obszaru jest przedstawiona w ogólnych zarysach na załączonym szkicu (fig. 1). Zachodnią część zajmuje grubo-ziarnisty szary sjenit *(a)*, rozciągając się szerokim pasem o ogólnem wydłużeniu N—S ze słabem odchyleniem w kierunku NW—SE. Otoczony on jest zewsząd skałami granitowemi, wśród których mogą być wyróżnione 3 główne typy:

(b) Granit normalny średnio- lub gruboziarnisty, czerwonawy, o zwyczajnej i jednostajnej strukturze.

(c) Granit drobnoziarnisty, o strukturze bardzo niejednostajnej i zmiennej, często nieco porfirowaty, skutkiem obecności większych kryształów czerwonawego skalenia, nierównomiernie, pojedynczo lub grupkami rozmieszczonych.

(d) Granit aplitowy, drobnoziarnisty, czerwonawy, prawie zupełnie pozbawiony ciemnych składników, czasami porfirowaty.

Sjenit jest w jednem miejscu (Puhacz) przecięty drobną żyłą ciemnej i drobnoziarnistej skały silnie przeistoczonej, którą wzorem finlandzkich geologów nazywam metabazytem *(e)*.

Ogólne rozmieszczenie trzech typów granitowych jest następujące: Granit normalny otacza przeważnie i ogranicza bezpośrednio sjenit; dalej na zewnątrz rozprzestrzenia się granit aplitowy, zajmując największą część opisywanego odcinka. Wzdłuż południowo-zachodniego brzegu pola sjenitowego granit aplitowy zdaje się wnikać wąskim pasem pomiędzy granit normalny a sjenit, granicząc bezpośrednio z tym ostatnim. Granit drobnoziarnisty nie wykazuje rozmieszczenia regularnego; przeważnie tworzy pasma większe i mniejsze wśród granitu aplitowego lub występuje na granicy granitu normalnego i aplitowego, pośrednicząc między temi dwoma typami. Na szkicu litologicznym zaznaczono kilka smug jego występowania, niewątpliwie jednak jest ich znacznie więcej. Jego znaczne podobieństwo makrosko-

powe do granitu aplitowego utrudnia znacznie jego wykrycie w terenie, oraz wyznaczenie granic jego zasięgu. Niektórym pasmom granitu drobnoziarnistego towarzyszą większe lub mniejsze wtrącenia granitu normalnego.

W ogólności należy podkreślić, że granice poszczególnych typów litologicznych nie mogły być na szkicu ściśle poprowadzone. Jedynie w niektórych punktach obszaru, w szczególnie sprzyjających okolicznościach, można było wytyczyć te granice z większą dokładnością (np. na wzgórzu Krywka). Przeważnie jednak, poza nielicznemi odkrywkami sztucznemi, kamieniołomami, teren jest silnie zakryty; tylko pojedyncze i sporadycznie spotykane bloki skalne, lub wyorane mniejsze odłamki dostarczają wskazówek co do skał obecnych w podłożu. Bez stosowania sztucznych odkrywek i płytkich wierceń nigdy nie uda się osiągnąć dokładniejszych wyników. Dlategoteż szkic załączony ma tylko ogólnikowe, orjentacyjne i prowizoryczne znaczenie. Kółka opatrzone numerami wyznaczają miejsca skąd pobrano próbki do badań mikroskopowych.

Na opisywanym odcinku, gdzieś w pobliżu punktu 28, występować powinna osobliwa skała, ortofirem zwana przez S. Małkowskiego[1]), który parę luźnych jej odłamków znalazł wśród pól uprawnych. Mimo osobnych poszukiwań nie udało mi się jej odnaleść.

Wzajemny stosunek przestrzenny wyróżnionych typów litologicznych odsłania się wyraźnie w kamieniołomie u stóp płaskiego wzgórza Krywka przy jego północno-zachodnim krańcu. Na podstawie tego ciekawego odsłonięcia, uzupełnionego intersekcją najbliższego otoczenia kamieniołomu, skonstruowany jest schematyczny przekrój (fig. 2), którego kierunek na szkicu litologicznym zaznaczony jest linją przerywaną na południe od Puhacza. (Znakowanie przekroju jest takie samo jak na szkicu).

W przekroju tym widać jasno, iż granit normalny tworzy wtrącenia wśród granitu aplitowego. Wtrącenia te, podobne do żył, odznaczają się stałym naogół biegiem, w przybliżeniu NW—SE i łagodnym upadem ku północnemu wschodowi (15—30°). Na granicy między granitem normalnym a otaczającym go granitem aplitowym często widoczne są partje o bardzo niejednostajnej strukturze, będące niejednorodną mieszaniną elementów obu tych skał. Nieregularne skupienia, smugi, gniazda dużych kryształów czerwonego skalenia granitu normalnego są w zmiennej ilości

[1]) S. Małkowski l. cit. str. 26—28.

przetkane drobnoziarnistą masą aplitową. Równie często te strefy mieszane wykazują poszczególne i odosobnione duże skalenie automorfijne, pogrążone w tle skalnem aplitowem, nadając strukturze charakter porfirowy. Ze względu na strukturę i skład mineralny ilościowy te partje mieszane są porównywalne z wyróżnionym osobno typem granitu drobnoziarnistego, i dlategoteż w jednaki sposób zostały oznaczone na rysunku przekroju. Dalej na południe przekroju pojawiają się tylko oderwane smugi, soczewki, gniazda owych stref mieszanych, rzadziej także samego granitu normalnego, pogrążone w przeważającej masie granitu aplitowego.

Taki stosunek granitu normalnego do aplitowego zdaje się być właściwym nietylko okolicom Klesowa, lecz prawdopodobnie całemu obszarowi występowania granitów młodszych na znanej mi części masywu krystalicznego. W kamieniołomie pod Krywką objawia się szczególnie wyraziście jeden z najważniejszych mojem zdaniem motywów konstrukcji litologicznej badanego terenu. Od zrozumienia należytego tego motywu, w znacznej mierze musi zależeć interpretacja innych szczegółów budowy geologicznej całości terenu. Głównym celem niniejszej pracy jest właśnie wykrycie istotnych związków między sjenitem, granitem, a masami skalnemi o charakterze aplitowym.

Dwa zasadniczo różne rozwiązania mogą być z góry przewidziane. Możliwem jest, iż granit normalny, będący tylko formą brzeżną sjenitu, intruduje do mas aplitowych jako utworów starszych, przenikając je licznemi żyłami i apofizami. Na kontakcie następuje słabsze lub silniejsze wtapianie i pochłanianie otoczenia tych żył, skutkiem czego mogłyby powstawać opisane wyżej strefy mieszane. Owe starsze masy aplitowe poprzecinane granitem mogłyby stanowić jakieś hololeukokratyczne skały magmowe serji wcześniejszej, genetycznie z nim nie związanej. Mogłyby to być także jakieś archaiczne skały osadowe, czy też łupki krystaliczne, gruntownie przeobrażone pod wpływem przenikających je aplitowych wysięków magmy granitowej, czyli t. zw. „ichoru“. Ten pogląd, wzorowany na klasycznych badaniach i poglądach Sederholma[1]), został przyjęty przez St. Małkow-

[1]) J. J. Sederholm. Om granit och Gneiss. (Bull. Com. Géol. de Finlande Nr. 23. 1907). On Migmatites and associated pre-cambrian rocks of south-western Finland. Part I. The Pellinge Region (ibid. Nr. 58. 1923). Part. II. The Region around the Barösundsfjärd W. of Helsingfors and neighbouring areas (ibid. Nr. 77. 1926).

skiego[1]), który skały aplitowe okolic Klesowa uważa za produkty ultrametamorfozy i aplityzacji przeróżnych skał osadowych, widząc w nich liczne znamiona natury migmatytowej.

Drugie możliwe rozwiązanie ujmowałoby wszystkie skały opisywanego obszaru (sjenit, granit normalny, drobnoziarnisty, aplitowy) jako jednolitą serję litologiczną, powstałą skutkiem dyferencjacji wspólnej magmy. Granit aplitowy możnaby uważać jako wcześniej zakrzepły leukokratyczny produkt, czyli fację brzeżną batolitu granitowo-sjenitowego. Wypadki takie w innych prowincjach granitowych nie należą do rzadkości i niejednokrotnie były notowane. Można jednak również wyobrazić sobie sprawę wręcz odwrotnie; granit normalny może tworzyć wcześniej zestalone segregacje homeogeniczne, a więc smugi i szliry wśród masy aplitowej; ruch magmy aplitowej, pchanej względnie ssanej w pewnym określonym kierunku, może owe segregacje układać w przybliżeniu równolegle, co w razie większych ich rozmiarów może nadawać im pozory żył granitowych młodszych. Wyniki mych badań, przedstawione w niniejszej pracy, przemawiają stanowczo na korzyść tej drugiej hypotezy.

W badaniach szczegółowych chodziło przedewszystkiem oto, aby na wspólnej platformie zestawić porównawczo jak najwięcej określonych ilościowo form skalnych z danego terenu. W tym celu zastosowałem skrupulatną analizę mikroskopową wszystkich zebranych próbek skalnych, starając się nie tylko o dokładną charakterystykę struktury i poszczególnych składników mineralnych, lecz także o ustalenie ilościowego składu mineralnego metodą planimetryczną. Pełnokrystaliczny, ziarnisty rozwój skał oraz ich prosty skład mineralny pozwalają spodziewać się dostatecznej dokładności tych oznaczeń. Dlatego też analizy chemiczne narazie zostały celowo pominięte.

Opis mikroskopowy typów skalnych.

Sjenit. Jest to skała gruboziarnista o jednostajnym na ogół wyglądzie megaskopowym na całym obszarze swego występowania. Głównym składnikiem są kryształy skaleni, objawiające przeważnie pewną tendencję do automorficznego wykształcenia; są

[2]) St. Małkowski. O skałach mieszanych (migmatytach) okolic Klesowa (komunikat na posiedzeniu P. I. G. 29 kwietnia, 1930, Zeszyt 27).

one świeże, o gładkich, błyszczących płaszczyznach łupliwości; rozmiary ich przeważnie wahają się w granicach 0·5—1·5 cm średnicy; pojedyncze ziarna mogą niekiedy osiągać nieco większe wymiary. Pomiędzy skaleniami rozrzucone są drobniejsze łuseczki biotytu (1—4 mm średnicy), często łączące się w mniejsze lub większe grupki. Ogólne zabarwienie skały przeważnie szare, często lokalnie nieco czerwonawo-plamiste (zwłaszcza w okolicy Puhacza). Tu i ówdzie połyskują drobniutkie grudki pirytu. W odłamkach nieco zwietrzałych dostrzega się malutkie plamki żółtawo-białe, należące prawdopodobnie do tytanitu względnie leukoksenu. W mikroskopie stwierdzić można plagjoklaz jako składnik główny, obok niego mikropertyt mikroklinowy, biotyt i kwarc w mniejszej ilości, wreszcie tlenki żelaza, epidot, tytanit, apatyt, cyrkon, rutyl i piryt, jako składniki akcesoryczne.

Plagjoklaz objawia z reguły budowę pasową, często bardzo wybitną. W głównej swej masie należy on do oligoklazu; w części północnej obszaru (Ždiłów) wykazuje on często jądra bogatsze w anortyt, andezynowe (do 40% an.), obwódki zaś znacznie kwaśniejsze (ok. 20% an.); w części południowej (Puhacz) plagjoklaz jest naogół uboższym w wapno, wyjątkowo tylko przekraczając w jądrach kryształów 30% anortytu. Czasami najskrajniejsze obwódki mogą zawierać tylko 17—18% an. Na zetknięciu z mikropertytem lub z biotytem plagjoklaz wykazuje z reguły delikatne rąbki albitowe, (6—11% anort.), ostro odcinające się od głównej masy kryształu; rąbki te nie pojawiają się natomiast nigdy na granicy z kwarcem, ani z innemi ziarnami plagjoklazu. Podobne zjawisko podaje Eskola[1]) dla granitu z Perniö. Niekiedy przy użyciu najsilniejszych powiększeń można stwierdzić, iż owe rąbki albitowe nie są bynajmniej jednorodne, lecz przerosłe nadzwyczaj delikatnemi włókienkami kwarcowemi. Najprawdopodobniej są one utworem wtórnym, lub raczej deuterycznym, wywołanym oddziaływaniem chemicznem plagjoklazu na mikroklin i biotyt, analogicznym przeto do myrmekitu.

Kryształy plagjoklazu są przeważnie przetkane ziarenkami epidotu i łuseczkami serycytu, czasem także i biotytu. Zwykle epidot znacznie przeważa, tworząc albo niezbyt regularne ziarnka albo słupkowate mikrolity o prawidłowych postaciach. Wszystkie

[1]) P. Eskola. On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland (Bull. Com. Géol. Finl, Nr. 40, 1914, str. 18).

te produkty, niewątpliwie wtórnego pochodzenia, nagromadzają się szczególnie obficie w jądrach kryształów plagjoklazów, jako w partjach bogatszych w anortyt, a niekiedy zagęszczają się tam tak dalece, iż prawie całkowicie wypierają pierwotną substancję skaleniową. Znacznie rzadziej towarzyszą tym produktom drobne ilości czerwonego pigmentu tlenku żelaza.

Mikroklin wykazuje z reguły typową budowę kratkową, często bardzo pięknie i subtelnie wykształconą. Jest on ksenomorficzny względem plagjoklazu, lecz automorficzny względem kwarcu. Zawiera zawsze obfite przerosty albitowe (o zawartości 6—11% anortytu) w formie delikatnego pertytu. Rozmieszczenie ich jest zresztą przeważnie bardzo niejednostajne, miejscami skąpe, miejscami, zwłaszcza przy brzegach kryształów, bardzo obfite w postaci płomienistych nagromadzeń. Pozatem mikroklin zawiera często wrośnięte drobne osobniki plagjoklazów kwaśniejszych, obrębionych albitem, grupujących się lub szeregujących nieraz po kilka razem. Sam mikroklin tworzy niejednokrotnie nieregularne wrostki antypertytowe w niektórych, zwłaszcza większych kryształach plagjoklazu, wykazując wspólną z niemi orjentację krystalograficzną. Mikroklin w przeciwieństwie do plagjoklazu jest zawsze zupełnie świeży i pozbawiony wszelkich wtórnych produktów.

Na granicy oligoklazu i mikropertytu obserwuje się dość często utwory myrmekitowe; nie są one jednak prawie nigdy tak typowo i okazale wykształcone jak to często miewa miejsce w przeróżnych granitach rozmaitych obszarów. Są one zawsze bardzo delikatne, przeważnie małe, zwykle pozbawione typowych form brodawkowatych, wżerających się w skaleń potasowy, raczej ograniczone do wąskich rąbków, występujących tylko w niektórych szczególnych punktach na granicy między skaleniami obu rodzajów. Nie można zatem w opisywanej skale uważać myrmekitu za produkt reakcji między gotowemi już kryształami skaleni, a zatem w stanie stałym, pod wpływem dynamometamorfozy regjonalnej; należy raczej przypuścić, iż produkt ten należy do końcowych etapów konsolidacji magmowej, czyli do t. zw. okresu deuterycznego, którego rola zdaje się głównie polegać na autometamorfozie, czyli na reakcjach i przeobrażeniach pod wpływem obfitych rozpuszczalników, skoncentrowanych w ostatnich resztkach magmowych. Już Becke[1]) podej-

[1]). F. Becke. Über Mineralbestand u. Struktur d. krystallinen Schiefer. (Denkschriften d. K. K. Akad. d. Wiss., Wien 1913).

rzewał tego rodzaju genezę myrmekitu, a Sederholm[1]) zupełnie stanowczo wyraził powyższy pogląd.

Wśród owych rozpuszczalników niewątpliwie woda musiała odgrywać rolę zasadniczą, a temperatura owych reakcyj deuterycznych mogła spadać do poziomów stosunkowo bardzo niskich. Jest przeto całkiem możliwem, że poglądy St. Thugutta[2]) co do hydrotermalnego pochodzenia przerostów skaleniowo-kwarcowych dałyby się w pewnej mierze zastosować także i do myrmekitu. Sporadyczne i lokalne tylko wykształcenie myrmekitu dałoby się wytłumaczyć w ten sposób, że tworzenie się jego było możliwe tylko tam, gdzie pomiędzy sąsiadującemi kryształami oligoklazu i mikroklinu możliwym był dostęp rozpuszczalników. Tam zaś, gdzie te dwa minerały zrosły się ściśle ze sobą jeszcze w wyższych temperaturach, w fazie czysto magmowej, uniemożliwiając późniejsze wnikanie rozpuszczalników wzdłuż granicy, tam myrmekit nie miał warunków swego powstania.

Biotyt tworzy niewielkie wystrzępione płytki i blaszki, o normalnym, silnym pleochroizmie (α — słomkowo-żóły, $\beta = \gamma$ ciemno-brunatny często z odcieniem oliwkowo- lub zielono-brunatnym), optycznie odjemne, prawie jednoosiowe. Drobniutkie łuseczki rozproszone pomiędzy skaleniami są często czysto zielone. Zawiera zwykle liczne delikatne igiełki rutylowe, których regularne ułożenie jest dobrze widoczne w przekrojach równoległych do (001) (Tabl. V., fig. 3). Dokoła licznych wrostków apatytu i mniej licznych cyrkonu zaznaczają się pola pleochroiczne.

Hornblenda towarzyszy biotytowi tylko w niektórych odmianach sjenitu. Wykazuje ona silny pleochroizm w barwach zielonych (α — blado-żółta, β — żółto lub oliwkowo-zielona, γ — szmaragdowo-zielona, $\alpha < \beta < \gamma$), kąt znikania światła w przekroju (010) — $z:\gamma = 16' — 18^0$, dwójłomność niezbyt silną ($\alpha - \gamma = 0{\cdot}0176 — 0{\cdot}0193$)[3]), kąt osi optycznych bardzo wielki, charakter optyczny odjemny.

---

[1]) J. J. Sederholm. On synantetic minerals and related phenomena (Bull. Com. Geol. Finl. Nr. 48, 1916).

[2]) St. J. Thugutt. O pochodzeniu skaleni utworów pegmatytowych, (Arch. Min. Tow. Nauk. Warsz., T. I, 1925, str. 59—68). O rozpuszczalności kwarcu w wodzie przekroplonej (ibd. T. IV, 1928, str. 139).

[3]) Wszystkie oznaczenia $\gamma - \alpha$, zarówno hornblendy, jak innych minerałów, były wykonywane kompenzatorem Bereka firmy Leitz, o stałej optycznej log c = 3.920 dla światła białego.

Biotyt i hornblenda tworzą przeważnie wspólne grupki. Prawie nigdy nie są one wrośnięte wewnątrz osobników oligoklazu, lecz ukrywają się pomiędzy niemi lub otaczają je niekiedy z zewnątrz (Tabl. VI, fig. 1). Wydaje się przeto, jakoby krystalizacja ciemnych składników zaczęła się stosunkowo późno, wówczas dopiero, gdy przeważna część plagjoklazu była już wykształcona.

Wzajemny stosunek biotytu i hornblendy jest bardzo rozmaity, skomplikowany i niejasny. Przeważnie zespoły drobnych łusek biotytowych otaczają zniekształcone słupki hornblendy; czasami jednak bywa odwrotnie, iż płytki biotytu wrośnięte są do środka ziarn hornblendy. Wydaje się przeto, iż na ogół oba te minerały pochodzą z jednego okresu rozwoju skały, i że lokalnie jeden albo drugi uzyskiwał wpierw warunki swego powstawania. Inna rzecz, że hornblenda wcześniej zakończyła swą krystalizację, podczas gdy biotyt tworzył się dalej bez przerwy, aż do samego końca konsolidacji skały, biorąc nawet udział w reakcjach deuterycznych.

Minerały akcesoryczne koncentrują się przeważnie w grupkach łusek biotytowych. Magnetyt tworzy drobne ziarnka nieregularne, często wrosłe w biotyt, a oddzielone odeń wąziutkim rąbkiem mikrokrystalicznego agregatu o silnej dwójłomności (prawdopodobnie epidotu). Ilmenit jest znacznie rzadszy i przeważnie gruntownie przeobrażony w leukoksen. Tytanit jest rozpowszechniony w postaci większych bezkształtnych ziarnek, lub małych, lecz prawidłowych kryształków o ostrych charakterystycznych przekrojach; jest on zawsze skutkiem zawartości żelaza żółto lub brunatnawo zabarwiony, zwykle wyraźnie pleochroiczny, często otoczony białawą powłoczką leukoksenu, prawdopodobnie po części powstały z przeobrażenia ilmenitu. Tu i ówdzie pojawiają się sporadyczne grudki pirytu.

W ostatniej fazie rozwoju skały, wszystkie ciemne składniki zaczęły wchodzić w reakcję ze skaleniami, przedewszystkiem z oligoklazem. Reakcje te natury deuterycznej, są nadzwyczaj skomplikowane i dają początek najbardziej różnorodnym utworom synantetycznym. Hornblenda często otacza się osłoną drobniutkich blaszek biotytowych, zmieszanych z kwarcem i epidotem. Robaczkowate przerosty kwarcu w biotycie częstokroć żywo przypominają myrmekit i zgodnie z poglądami Sederholma (l. cit.) mają prawdopodobnie pochodzenie analogiczne. Czasami zdarzają się wydłużone przekroje, wypełnione w całości

takim myrmekitem biotytowym z domieszką epidotu, które prawdopodobnie stanowią jakgdyby swoiste pseudomorfozy po hornblendzie (Tabl. V, fig. 5 i 6). Biotyt często wciska się palczastemi odnogami do wnętrza kryształów plagjoklazu, wyzyskując zwykle przytem płaszczyzny łupliwości i wypierając niekiedy w znacznym stopniu substancję skaleniową; w ten sposób powstają przeróżne daktylitowe formy biotytu, a w razie udziału kwarcu, rozmaite symplektyty biotytowo-kwarcowe, opisywane wielokrotnie przez Sederholma i innych badaczy Fennoskandji. (Tabl. V, fig. 3 i 4).

Do tego samego okresu ewolucji skały należałoby odnieść także tworzenie się epidotu, który powstaje wśród najrozmaitszych reakcyj deuterycznych, nie tylko wewnątrz plagjoklazów, lecz także pomiędzy minerałami ciemnemi. Minerał ten odznacza się bardzo silną dwójłomnością ($\gamma - \alpha = 0{\cdot}051$) charakterem optycznym negatywnym, kątem osi optycznych bardzo wielkim, orjentację optyczną $x:\gamma = 26 - 29^0$. Jest on przytem słabo zabarwiony, bardzo blado żółtawo-zielonkawy, o pleochroizmie prawie niedostrzegalnym w cienkim przekroju. Właściwości powyższe pozwalają przypuszczać, iż zawiera on 14—18% Fe_2O_3 [1]). Jego natura deuteryczna wynika z roli, jaką odgrywa w przeróżnych symplektytach, na równi z biotytem i kwarcem. Ziarna jego zamknięte w jądrach plagjoklazów, posiadają takie same właściwości optyczne, należy więc przypuszczać, iż powstały w jednakich warunkach. Wytworzył się on tutaj przedewszystkiem kosztem anortytu, zawartego w plagjoklazie, żelazo zaś czerpał prawdopodobnie nie z zewnątrz, lecz również z samego skalenia, który niewątpliwie zawierał w swym składzie Fe_2O_3 jako domieszkę izomorficzną [2]). Słuszność tego twierdzenia poparta jest obserwacją, iż w plagjoklazach granitów uboższych w anortyt, epidot występuje w ilości znacznie skromniejszej, a Fe_2O_3, będąc wówczas w nadmiarze, skutkiem odmieszania się w niższych temperaturach wydziela się wewnątrz skalenia w formie czerwonego pigmentu.

Pozostałą resztę skały wypełnia kwarc, wybitnie ksenomorficzny względem skaleni. Rzadko tworzy on większe ziarna,

[1]) N. H. Winchell. Elements of optical mineralogy. P. II. Description of minerals. 1927, str. 355.

[2]) St. J. Thugutt. O błyszczu żelaza, jako produkcie rozkładu skaleni. (Chemik Polski).

przeważnie wciska się między skalenie lub minerały ciemne, przyjmując wąskie i niekształtne formy. Z reguły objawia on wyraźne faliste znikanie światła, miejscami na brzegach jest nawet podzielony na drobną mozajkę. Nieraz tkwią w nim luźno małe kryształki skaleni, hornblendy, biotytu. Pozatem tworzy on wspólnie z plagjoklazem i biotytem rozliczne symplektyty; czasami tworzy w hornblendzie delikatne przerosty, podobne do granofirowych. Tu i ówdzie zatokowato wgryza się w skalenie, lub nawet delikatnemi odgałęzieniami wnika do ich środka w sposób skomplikowany, zasadniczo jednak różny od myrmekitu; tego rodzaju formy mogą być wynikiem korrozji późno-magmowej. W ogólności w opisywanym sjenicie kwarc posiada wyraźne znamiona ostatniego w biegu krystalizacji składnika magmowego, który jest poczęści równoczesny z reakcjami deuterycznemi, a nawet według wszelkiego prawdopodobieństwa jest jednym z produktów tych reakcyj.

Sjenit omawianego obszaru jest skałą dość jednostajną, pod względem struktury oraz składu mineralnego. Umiarkowana zmienność składu ilościowego, oznaczona na podstawie analiz mikroskopowych 10 próbek skalnych z różnych punktów zaznaczonych na szkicu, daje się wyrazić następującemi cyframi w procentach objętościowych (obacz tabelę składu mineralnego). Ilość plagjoklazu waha się na ogół w granicach 50—62%, anortytu w plagjoklazie 20—40%. Mikroklinu jest 10—26%, kwarcu 5—12%, biotytu 7–12%, hornblendy 0—3%. Stała przewaga oligoklazu nad mikroklinem nie jest bynajmniej właściwą rodzinie sjenitu w powszechnej nomenklaturze i systematyce petrograficznej. Skutkiem tej właściwości skały omawiane zbliżają się bardzo wyraźnie do granodiorytów względnie diorytów kwarcowych, z drugiej zaś strony ubóstwo minerałów ciemnych i kwarcu przesuwa je w kierunku oligoklazytów. Mimo tych zastrzeżeń, można jednak zatrzymać nazwę sjenit w jej najogólniejszem znaczeniu, dla całości omawianego kompleksu skalnego Żdiłowa i Puhacza.

Pewne lokalne zróżnicowanie sjenitu daje się miejscami zauważyć. Sjenit okolic Puhacza stale zawiera więcej mikropertytu, niż sjenit ze Żdiłowa. W tej ostatniej miejscowości jednak zdarzają się leukokratyczne segregacje, szczególnie obfitujące w mikroklin, dochodzący prawie do 60% objętości skały (Nr. 19). W tem samem miejscu zauważono również niewielką

smugę, wzbogaconą w minerały ciemne, o charakterze lamprofirowym. (Nr. 1). Drobne te segregacje krystalizacyjne czyto leukokratyczne, czy melanokratyczne są jednak zupełnie lokalne i pozbawione większego znaczenia.

W południowej ścianie kamieniołomu na Puhaczu zauważyłem wąską smugę ciemno-szarą, drobnoziarnistą, nieco porfirowatą dzięki pojedynczym większym skaleniom, która na przestrzeni 2—3 m przebiega poziomo wśród sjenitu. W mikroskopie smuga ta zdradziła prawie zupełny brak kwarcu, natomiast wykazała obecność licznych słupków allanitu, obrośniętego z zewnątrz epidotem w sposób krystalograficznie zorjentowany (Tabl. V, fig. 2). Allanit jest silnie zabarwiony w tonach żółto-brunatnych, nieco rdzawych, i wyraźnie pleochroiczny ($\alpha < \beta < \gamma$); kąt znikania światła na ścianie (010), $z:\alpha = 37 - 40^0$, dwójłomność umiarkowana ($\gamma - \alpha = 0{\cdot}0167$), kąt osi optycznych bardzo wielki, charakter optyczny prawdopodobnie odjemny.

Struktura sjenitu jest pod znakiem mniej lub więcej wyrazistej tendencji plagjoklazu do wykształcenia automorficznego. Pominąwszy drugorzędne zjawiska deuteryczne i korrozyjne, plagjoklaz wykazuje własne kształty nietylko w stosunku do mikropertytu i kwarcu, lecz także i minerałów ciemnych. Wydaje się przeto, jakoby plagjoklaz wcześniej od innych składników rozpoczął swą krystalizację.

Zjawiska późniejszej deformacji mechanicznej sjenitu są naogół słabe, w niektórych partjach jednak, zwłaszcza przy południowo-zachodnim brzegu obszaru sjenitowego, np. w okolicach Puhacza, stają się bardzo wyraźne[1]). W kilku miejscach przebiegają strefy silnego sprasowania, objawiające się gęstem poziomem spękaniem skały. W mikroskopie dostrzega się pewne znamiona kataklazy, miejscami nieznaczne, miejscami wyraziste. Skalenie i kwarc są często popękane, ziarna kwarcu wykazują nietylko silne faliste i pasmowe znikanie światła („strain shadows"), lecz nawet miejscami rozpadają się na mozajkę. Pomiędzy kryształami skaleni przewijają się tu i ówdzie pasemka drobno granulowane, przetkane łuseczkami serycytu, biotytu i gruzełkami epidotu. Biotyt również często układa się w delikatne wstęgi przeciskające

[1]) Kierunki kliważu zmierzone w kamieniołomie na Puhaczu są następujące: Główny, najwyraźniejszy i najbardziej konsekwentny *NW—SE.* (h. 10—11), mniej stały i wyraźny *NE—SW* (h. 4—6).

się wśród skaleni. Zjawiska powyższe odpowiadają poniekąd początkowym stadjom t. zw. „Mortar structure“.

Wiadomo jednakże, że niektórzy badacze finlandzcy jak np. Sederholm[1]) i Eskola[2]) dopatrują się niekiedy w powyższych zjawiskach znamion zaburzonej krystalizacji w końcowych stadjach krzepnięcia magmy; Eskola jest skłonny uważać nawet faliste znikanie kwarcu oraz jego mozajkowaty podział za zjawiska pierwotne, konsolidacyjne. Owe zaburzenia w krystalizacji, spowodowane ruchami magmy przed całkowitem jej zestaleniem, należałoby zatem zaliczyć do protoklazy. Poglądy powyższe wydają mi się w znacznej mierze uzasadnione w zastosowaniu do badanego sjenitu. Do protoklazy również należy zaliczyć częste w tej skale pogięcie płytek biotytu i rzadsze nieco deformacje zbliźniaczonych kryształów plagjoklazu.

Metabazyt. Skała ta występuje u wstępu do kamieniołomu na Puhaczu, wśród sjenitu bardzo gruntownie zwietrzałego. O ile można sądzić na podstawie tego niewyraźnego odsłonięcia, tworzy ona prawdopodobnie cienką żyłę (0·5—1 m grubości) o przypuszczalnym biegu *NNW—SSE*. Skład mineralogiczny, oznaczony mikroskopowo, jest następujący: Kwarc — 14·9% obj., Albit (o 10—12% anortytu) — 19·1%, epidot — 32·3%, amfibol — 25·0%, biotyt — 7·9%, tlenki żelaza — 0·3%, apatyt — 0·5%.

Epidot jest prawie bezbarwny, o wysokiej dwójłomności ($\gamma - \alpha = 0{\cdot}039$), co odpowiada mniej więcej zawartości ok. 13% Fe_2O_3. Amfibol występuje w dwu odmianach, ściśle i przeważnie nieregularnie ze sobą zmieszanych. Jedna mniej liczna, blado zabarwiona, o słabym, jakkolwiek wyraźnym naogół pleochroizmie, odpowiada najprawdopodobniej aktynolitowi. (α — bardzo blado żółtawy, β — blado żółtawo-zielony, γ — blado niebieskawo-zielony, $z:\gamma = 16—18^0$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0263$, 2 V bardzo wielkie). Z powodu złego wykształcenia tej odmiany i szczególnie wielkiego kąta osi optycznych, oznaczenie charakteru optycznego jest bardzo utrudnione i niepewne; w jedynym tylko wypadku udało mi się oznaczyć go jako odjemny. Dlatego też nie mogłem rozstrzygnąć, czy obok aktynolitu nie jest może obecny także i kumingtonit, jak wiadomo często spotykany w tego rodzaju skałach przeistoczonych. Druga odmiana amfibolu, obfitsza, odpowiada pospolitej silnie zabarwionej hornblendzie zielonej, której plamistość

[1]) J. Sederholm. On migmatites etc. Part. II. Str. 83—84 i 94—96.

[2]) P. Eskola. On the petrology of the Orijärni Region etc.

wskazuje na zmienność w składzie chemicznym. Pleochroizm intenzywny (α — zielono-żółta, β — oliwkowo-zielona, γ — niebieskawo-zielona), $z:\gamma = 16—18°$, dwójłomność słabsza, niż u pierwszej odmiany, ze znakiem odjemnym. Obie odmiany wspólnie tworzą drobne słupki i pręciki pozbawione zakończeń, często zespoły włókniste, pospolicie przerosłe biotytem i epidotem. Uralitowy charakter tego amfibolu, każe uważać go za produkt przeobrażenia piroksenów, prawdopodobnie augitu.

Metabazyt jest drobno ziarnisty, barwy szaro-zielonkawo-czarnej, ku brzegom zaś zdaje się posiadać ziarno jeszcze bardziej delikatne, co wskazywałoby na to, iż wcisnął się on do sjenitu już po jego zestaleniu. Epidot, zawsze z zewnątrz obrośnięty albitem, jest niewątpliwie produktem przeobrażenia plagjoklazu bardzo zasadowego (labrador—bytownit); jego formy oddają wiernie kształty pierwotnych listewek plagjoklazowych (Tabl. V, fig. 1), umożliwiając w ten sposób zachowanie się mniej lub więcej dokładne struktury ofitowej, która musiała być właściwą pierwotnemu wykształceniu tej skały. Nie ulega wątpliwości, że ma się tu do czynienia z przeobrażonym gruntownie typowym diabazem, dlatego też nazwa metadiabaz oddawałaby najściślej właściwą naturę tej skały.

Granit normalny. Zaliczone są tutaj skały czerwone, o zwyczajnej granitowej strukturze. Ziarno jest przeważnie nieco mniejsze, niż w sjenitach; czerwone skalenie, o świeżych i błyszczących powierzchniach łupliwości, budują główną masę skały, niebieskawo-sine ziarnka kwarcu są niezbyt liczne i dla oka nieuzbrojonego przeważnie dobrze ukryte; biotyt jest tu w mniejszej ilości, niezbyt jednostajnie ułożony w grupkach pomiędzy skaleniami. Wygląd mikroskopowy granitów normalnych bardzo żywo przypomina sjenit, a różnice w składzie mineralnym dotyczą raczej stosunków ilościowych.

Plagjoklaz o ogólnej tendencji do automorfizmu (podobnie jak w sjenitach) jest tu bardziej kwaśnym; zawartość anortytu waha się przeważnie w granicach $10-16\%$, stosunkowo rzadko tylko przekraczając 20%. Jest to zatem na ogół kwaśny oligoklaz, z przejściem do albitu w zewnętrznych partjach kryształów. Budowa pasowa, jakkolwiek przeważnie dostrzegalna, jest jednak na ogół znacznie słabszą, niż w sjenicie. Rąbki albitowe (o 4—6% anortytu) są zawsze wyraźnie wykształcone na zetknięciu ze skaleniem potasowym i biotytem. Myr-

mekit jest znacznie rzadszy i przeważnie gorzej wykształcony. Antypertytowe wrostki mikroklinu w plagjoklazie są także mniej rozpowszechnione, a czasem zgoła nieobecne. Wśród produktów wtórnych, grupujących się we wnętrzu plagjoklazów, serycyt ma zwykle przewagę; epidot ogranicza się naogół do roli ilościowo skromniejszej, na skutek mniejszej zawartości anortytu w plagjoklazie. Natomiast wtórne wydzielanie się czerwonego pigmentu Fe_2O_3 jest tutaj regułą, a pozostając niewątpliwie w związku przyczynowym z ubóstwem epidotu, nadaje całej skale charakterystyczną czerwoną barwę.

Mikroklin jest tu z reguły obfitszy i zwykle nie tylko dorównuje co do ilości plagjoklazowi, lecz nawet często go przewyższa. Jego właściwości są takie same, jak w sjenicie, przerosty albitowe przeważnie nieco mniej obfite; niekiedy, jak np. w granicie z uroczyska Gary, zdarzają się pasowe wydzielenia albitu w mikroklinie (Tabl. VI, fig. 2).

Biotyt, główny minerał ciemny, tworzy nieregularne i wystrzępione blaszki i płytki, niejednokrotnie przeobrażone częściowo w pennin. Hornblendy brak zupełnie. Często natomiast można stwierdzić obecność minimalnych ilości muskowitu pierwotnego, którego delikatne łuseczki przyczepione są do płytek biotytowych. Wśród minerałów akcesorycznych należy wymienić magnetyt, tytanit, piryt, cyrkon i apatyt, przeważnie zaledwie w śladach.

Kwarc odgrywa tutaj rolę ważniejszą, niż w sjenicie, tworząc ksenomorficzne ziarna, zlepiające inne składniki skały w sposób typowy dla granitów. Tu i ówdzie wżera się w kryształy skaleni (kwarc korrozyjny), a czasem występuje nawet w ich środkach w postaci nieregularnych i okrągławych ziarenek. Takie wrostki kwarcu, bardzo pospolite w pobotnickich granitach Finlandji, tłumaczy Sederholm[1]) również korrozyjnem działaniem bogatych w krzemionkę pozostałości magmowych.

Zmienność składu mineralnego określona na podstawie analiz planimetrycznych 7 próbek granitu normalnego z różnych miejsc, wyraża się w sposób następujący: Kwarc 14—25% obj., mikropertyt 26—47%, plagjoklaz 31—53%, biotyt 2·4—6%. Większość granitów zawiera zaledwie 14—20% kwarcu, to znaczy naogół mniej, niż to pospolicie wykazuje większość granitów ca-

[1]) J. J. Sederholm: On migmatites etc. II, str. 63—68.

łego świata. Możnaby zatem powiedzieć, iż omawiany typ granitu okolic Klesowa skłania się poniekąd w kierunku sjenitów; przymiotnik „normalny", używany stale w tej pracy, odnosi się przeto nie tyle do składu mineralnego, co raczej do struktury, dla odróżnienia od innych typów porfirowatych lub drobnoziarnistych.

Przeobrażenia i reakcje deuteryczne zaznaczają się w granitach znacznie słabiej, niż w sjenitach. Zjawiska kataklazy i protoklazy są powszechne i odpowiadają w całej pełni temu, co było podkreślone przy opisie sjenitu.

Granit aplitowy. Skały tego typu, najbardziej ze wszystkich rozpowszechnione na opisywanym obszarze, są przeważnie drobnoziarniste, bardzo zbite i twarde; szaro-czerwonawo zabarwione w stanie zupełnie świeżym, blakną stopniowo w miarę postępującego wietrzenia, przyjmując barwę jasno czerwoną, różowawą wreszcie białawą i stają się częstokroć łudząco podobne do piaskowców i kwarcytów. Struktura może być zupełnie jednostajną i zbitą; często jednak wśród takiego tła pojawiają się większe automorficzne kryształy czerwonych skaleni, lub okrągławe ziarenka szklistego kwarcu, dzięki czemu struktura może przyjmować charakter porfirowy. Równie często można obserwować na świeżym przełomie skały drobne pasemka nieco większych różowawych skaleni, które albo przebiegają całkiem nieregularnie, albo też miejscami układają się w przybliżeniu równolegle i czasami dają efekt podobny do uwarstwowania.

W mikroskopie uwydatnia się najczęściej struktura typowa dla aplitów, od czasów Michel-Lévy'ego zwana przez francuskich petrografów granulitową, co odpowiada ściśle pojęciu struktury panidiomorfowo-ziarnistej Rosenbuscha. Skała posiada wygląd mozajki, złożonej z drobnych i niekształtnych ziarenek kwarcu i skaleni alkalicznych. Ziarenka kwarcu, nieregularne lub zaokrąglone, są ułożone wśród mieszaniny bezładnej mikropertytu mikroklinowego i albitu (4 – 10% anortytu), albo kwaśnego oligoklazu (10—13% anortytu) (Tabl. VI, fig. 4). Zgodnie z definicją struktury granulitowej ziarna kwarcu są lepiej zindywidualizowane, niż skalenie; są one bowiem z reguły z zewnątrz obrośnięte skaleniami, oraz tkwią pojedynczo albo w liczbie kilku, wewnątrz poszczególnych kryształów mikropertytu lub albitu. Czasami jednak bywa także i odwrotnie, iż drobne skalenie wrastają do wnętrza ziarn kwarcu. Należy przypuścić, iż w skałach o takiej strukturze krystalizacja kwarcu

i skalenia przebiegała naogół równocześnie, co wskazywałoby na eutektyczny w przybliżeniu stosunek obu tych składników.

W niektórych skałach zdarza się tu i ówdzie, iż wrostki kwarcu w skaleniu układają się po parę razem równolegle, wygaszając światło w jednakiem położeniu. Jedna próbka granitu aplitowego z Krywki, odznaczająca się zupełnym prawie brakiem biotytu i składników akcesorycznych (Nr. 33), wykazuje nawet typowe i idealnie wykształcone przerosty mikropegmatytowe kwarcu z mikropertytem (Tabl. VI, fig. 3).

Granity aplitowe są hololeukokratyczne, ilość biotytu w nich nie przekracza nigdy 2% obj. Drobnym i niekształtnym łuseczkom tego minerału towarzyszą zwykle skąpe ilości muskowitu pierwotnego. Ślady magnetytu, epidotu i apatytu są zwykle dostrzegalne. Mikroklin o klasycznej budowie kratkowej, zawiera zawsze albit w formie mikropertytu, przyczem ziarna drobniejsze są przeważnie uboższe w ten składnik, niż ziarna większe albo pojedyncze duże osobniki, odgrywające rolę niby prakryształów. Mikroklin z reguły przeważa znacznie nad plagjoklazem, jedynie tylko próbka Nr. 26 z Krywki wykazała stosunek odwrotny. Jest on zawsze zupełnie świeży i czysty, podczas gdy plagjoklaz przeważnie jest przyprószony nieco wtórnemi produktami. Ilość kwarcu waha się w granicach 25—36% objętości. Brzegi ziarenek kwarcowych są zwykle podkreślone czerwonawym pigmentem Fe_2O_3, który nadaje całej skale ogólny ton barwy czerwonawej.

Granity aplitowe omawianego obszaru nie są wyszczególnione na mapce Małkowskiego z r. 1927, lecz zaliczone wspólnie z innemi typami skalnemi do młodszej serji „granitów różowych". W tej samej jednakże pracy autor ten wyróżnia jako osobny typ t. zw. „piaskowce klesowskie" i „hlinneńskie", zajmujące znaczną przestrzeń dokoła stacji kolejowej Klesów, pozatem zaś rozpowszechnione w bardzo wielu innych punktach północnej części masywu krystalicznego. Klasyczne odsłonięcia owych „piaskowców", opisywane przez Małkowskiego, np. kamieniołom firmy „Skała" oraz parę mniejszych kamieniołomów na południe od toru kolejowego w Klesowie, miałem kilkakrotnie sposobność zwiedzić. Na tej podstawie mogę twierdzić, że skały tego typu są zupełnie podobne i analogiczne w swej budowie do skał obszaru niniejszej pracy np. z Krywki, czy też wsi Klesowa, którym przypisałem nazwę granitów apli-

towych. Analiza mikroskopowa kilkunastu różnych próbek skał z kamieniołomu „Skała“ i sąsiednich odkrywek upewniła mnie w zupełności pod tym względem.

Główna masa skały z wymienionego kamieniołomu przedstawia bardzo drobnoziarnistą mozajkę kwarcu i skaleni alkalicznych, o strukturze granulitowej, typowej dla aplitów. Drobne ziarenka kwarcu, okrągławe, w ilości 32—35% objętości skały, ułożone są w masie skaleniowej, wśród której mikroklin względnie ubogi w albit mikropertyt znacznie przeważa nad plagjoklazem (albit 4—10% anortytu). Biotyt jest bardzo skąpy, w drobniutkich niekształtnych łuseczkach, natomiast muskowit odgrywa poważniejszą rolę, tworząc większe płytki nieregularnie rozrzucone, często obrastające poikilitowo ziarenka kwarcu. W miejscach większego nagromadzenia muskowitu zauważyć można, iż mikroklin znika, a ziarna kwarcu stają się nieco większe. Jest to zrozumiałe jeśli się zważy, iż wobec obfitej zawartości wody w resztkach granitowej magmy skaleń potasowy może ulegać hydrolizie, wydzielając muskowit i kwarc. Zwykle zauważyć można także ślady tlenków żelaza, epidotu, w niektórych próbkach także odosobnione ziarenka granatu.

Wśród tej drobnoziarnistej masy tkwią pojedyncze większe ziarnka kwarcu, dochodzące do 2 mm średnicy, widoczne w skale nawet okiem nieuzbrojonem. Naogół są one bezkształtne, często jednak wykazują one mniej lub więcej wyraźne formy kryształów dwupiramidalnych (Tabl. VI, fig. 6). Zniekształcenia ich postaci mają charakter korrozyjny, podobnie jak we wielu porfirach kwarcowych; z drugiej zaś strony drobne ziarenka masy skalnej przyrastają do tych większych ziarn w zgodnej orjentacji i przyczyniają się w ten sposób do nierówności ich obrzeżenia. Oprócz kwarcu często i skalenie (głównie albit) mogą tworzyć większe osobniki, odgrywając na równi z nim rolę jakgdyby prakryształów.

Próbki podobnej na oko skały z kamieniołomu położonego o paręset metrów na zachód od poprzedniego, przedstawiają w mikroskopie odmienny wygląd. Drobnoziarniste tło wykazuje typową strukturę mikropegmatytową. Zarówno w mikropertycie, jak i w albicie, który tu odgrywa większą rolę, kwarc tworzy bardzo delikatne, lecz charakterystyczne przerosty pismowe. Obok tego miejscami może być również wykształcony granulitowy typ struktury (t. zn. okrągławe ziarenka kwarcu ułożone bezładnie wewnątrz skaleni) i częstokroć można śledzić stopniowe

przejście między jednym a drugim typem. Wśród tej masy tkwią większe kryształy skaleni naogół automorficzne, jakkolwiek zawsze zazębione z tą masą, a często na brzegach przerosłe kwarcem w sposób pismowy (Tabl. VI, fig. 5). Biotytu bardzo mało, muskowitu brak zupełnie, tlenki żelaza i leukoksen w śladach. Tu i ówdzie pojawiają się bezkształtne ziarenka granatu, przeważnie w łączności z postrzępionemi skupieniami biotytu. Nie ulega wątpliwości, że zarówno w tej, jak i poprzednio opisanej skale granat jest składnikiem magmowym, powstałym z magmy obfitującej w lotne domieszki. W tej roli jest on bardzo rozpowszechniony w rozmaitych granitach hololeukokratycznych i aplitach całej Fennoskandji, zwłaszcza w pobotnickich granitach Finlandzkich, a jego natura pierwotna została wyraźnie podkreślona przez Sederholma[1]).

Małkowski opisując te skały na str. 40—42 wspomnianej pracy, dopatruje się w nich natury mieszanej, uważając je za piaskowce archaiczne zgranityzowane względnie zaplityzowane. Występowanie wśród nich żył granitowych, widoczne tu i ówdzie ślady warstwowania, wreszcie struktura ich, t. j. okrągławe ziarenka kwarcu tkwiące w skaleniach, miałyby stanowić dowody takiej natury tych skał. Jednakże w świetle obserwacyj przedstawionych w niniejszej pracy, argumenty te nie są bynajmniej przekonywujące.

Pod względem mineralnym i strukturalnym skały te stanowią typ hololeukokratycznej skały magmowej, zwanej przez uczonych francuskich granulitami względnie mikrogranulitami, co odpowiada całkowicie pojęciu aplitów względnie granitów aplitowych w terminologji innych narodów[2]). Szczególnie jasną charakterystykę tego rodzaju skał, podaną przez Pervinquièra[3]) pozwolę sobie w tem miejscu przytoczyć:

(Str. 430) „Quand le mica blanc vient s'ajouter au mica noir, que le plagioclase disparaît ou, du moins, devient rare et que les grains de quartz tendent à prendre des formes cristallines, on a une granulite, roche type des granites alcalins. Le passage aux granites est insensiblement effectué par les granites à mica

[1]) J. J. Sederholm: On migmatites etc. Part II, str. 126—127.

[2]) Nazwa granulit w terminologji niemieckiej oznacza skały zmetamorfizowane pochodzenia przeważnie magmowego.

[3]) F. Rinne — L. Pervinquière: Étude pratique des roches (II éd. 1912, Paris).

blanc ou granites à deux micas, dans lesquels la muscovite paraît déjà et ou les grains de quartz commencent à s'individualiser. D'ailleurs il ne faudrait pas croire que dans les granulites franches tous les quartz aient des contours cristallins; en réalité, c'est presque l'exception, mais au lieu de former des plages sinueuses, se glissant entre les autres minéraux pour les mouler, comme dans le granite, le quartz forme ici des grains bien individualisés et isolés, ayant chacun leur orientation spéciale, de telle sorte qu'au microscope la plaque prend l'aspect d'une mosaïque dont les éléments sont diversément colorés... (Str. 432). Les granulites ont généralement une teinte plus claire (grisâtre ou rosée) que celle des granites. Elles sont, en outre, plus finement grenues, au point que parfois le feldspath seul se distingue nettement à l'oeil nu. Cette disposition est particulièrement accentuée dans les roches que Rosenbusch a désignées sous le nom d'aplites".

W omawianach skałach okolic Klesowa nie dostrzegłem nigdy znamion charakteru mieszanego, żadnych bodaj najsłabszych śladów ich pierwotnego charakteru piaskowcowego. Obrastanie okrągławych ziarenek kwarcu przez skalenie jest normalnem zjawiskiem czysto magmowem, właściwem większości aplitów. Obecność zrostów mikropegmatytowych, automorfijnych kryształów kwarcu i skaleni, dowodzi również ich normalno-magmowego pochodzenia. Dające się miejscami zauważyć ślady warstwowania mają raczej charakter fluidalnej tekstury. Występowanie zaś wśród tych skał wtrąceń granitów normalnych nie może żadną miarą dowodzić pierwotnej natury osadowej drobnoziarnistego otoczenia.

Granit drobnoziarnisty. Skały tego typu pozbawione są naogół wybitnych cech indywidualnych. Dla oka nieuzbrojonego są zupełnie podobne do granitów aplitowych; główna różnica polega na większej ilości biotytu, oraz częstości występowania większych automorfijnych kryształów skaleni, zawieszonych pojedynczo w masie drobnoziarnistej, lub łączących się w większe i mniejsze skupienia.

W mikroskopie można stwierdzić charakter przejściowy tego typu między granitami normalnemi a granitami aplitowemi, i to zarówno ze względu na strukturę, jakoteż skład mineralny. Ilość biotytu i procent anortytu w plagjoklazach są takie same jak w granitach normalnych; natomiast ilość kwarcu i struktura typu granulitowego odpowiadają w zupełności granitom aplitowym. Skład mineralny waha się w następujących granicach: kwarc

21—33%, mikropertyt 25—41%, plagjoklaz 21—39%, anortyt w plagjoklazie 10—30%, biotyt 3—6%. Większe kryształy automorfijne skaleni, zarówno plagjoklazu jak i mikropertytu, są identyczne jak w granitach normalnych, tak ze względu na swój skład, jak i wszelkie cechy swego wykształcenia.

W miarę jak biotyt zanika, a oligoklaz przechodzi w albit i staje się mniej liczny, skała ta przechodzi do granitów aplitowych. Natomiast nagromadzanie się obfitsze dużych kryształów skaleni, zwłaszcza plagjoklazów, oraz stopniowe zanikanie drobnoziarnistej masy, a w związku z tem zmniejszanie się ilości kwarcu, wyznacza przejście do granitów normalnych.

Klesowska serja litologiczna i jej dyferencjacja.

Wszystkie cztery typy skalne powyżej opisane, występujące na omawianym terenie w bardzo ścisłym wzajemnym związku, okazują w swym składzie mineralnym wszelkie cechy bliskiego pokrewieństwa. Pominąwszy metabazyt, którego pozycja jest zupełnie odosobniona, wszystkie inne skały wiążą się razem w pewien szereg ciągły, tworzą zatem jednolitą serję litologiczną.

Do zobrazowania zmienności wykształcenia mineralnego w obrębie tej serji służy załączona tabela ilościowego składu mineralnego, oznaczonego w mikroskopie metodą planimetryczną, a wyrażonego w procentach objętości. Tabela ta obejmuje 33 próbek skalnych, pobranych z rozmaitych punktów. 30 z nich pochodzi z terenu szkicu litologicznego, a numery porządkowe w tabeli są uwidocznione na szkicu w punktach, skąd odpowiednie próbki zostały wzięte do badań. 3 próbki: Nr. 30, 31, 32 pochodzą z obszaru przy stacji kolejowej Klesów na południe od toru, próbka 30 i 31 z kamieniołomu firmy „Skała“, próbka 32 z kamieniołomu położonego paręset metrów na zachód (dawniej własność firmy Herb). Próbki te zostały włączone do tabeli dla celów porównania i wykazania ich przynależności do serji omawianej.

Dokonywanie pomiarów stosunków mineralnych było połączone z zachowywaniem tych wszystkich ostrożności, których zawsze przestrzegać się musi przy analizie planimetrycznej, jeśli się chce uzyskać dostatecznie dokładne wyniki. W skałach drobnoziarnistych o budowie jednostajnej, pomiar jednego szlifu wystarcza zazwyczaj dla uzyskania dobrej przeciętnej. Natomiast przy

Tabela składu mineralnego

	1 Segregacja lamprofirowa Żdiłów	2 Sjenit Żdiłów	3 Sjenit Żdiłow	4 Sjenit Żdiłów
Kwarc	2·9	9·4	9·1	11·8
Mikropertyt	18·9	10·9	13·7	13·8
Plagjoklaz	2·4	59·8	62·1	59·0
% anortytu w plagjoklazie	(30—40)	(20—40)	(22-27-39)	(20-30-37)
Epidot	—	1·6	1·9	2·4
Biotyt	38·4	12·2	11·4	9·1
Hornblenda	23·9	3·2	—	1·7
Magnetyt i ilmenit	2·2	1·9	0·9	1·0
Tytanit	6·3	0·4	0·4	0·6
Apatyt	2·9	0·6	0·5	0·4
Cyrkon	0·5	ślady	ślady	ślady
Piryt	1·6	ślady	ślady	0·2
Hematyt	—	—	—	—

	12 Granit norm. Krywka	13 Granit norm. Gary	14 Granit drobnoziarn. Krywka	15 Granit norm. Krywka
Kwarc	18·7	24·6	29·2	14·2
Mikropertyt	32·5	35·3	25·7	26·4
Plagjoklaz	41·7	32·8	37·8	52·7
% anortytu w plagjoklazie	(13)	(15—20)	(12)	(14—28)
Epidot	0·3	0·9	0·9	0·7
Muskowit	0·2	—	—	—
Biotyt	6·0	4·9	5·2	4·8
Magnetyt i ilmenit	0·5	0·4	1·2	0·6
Tytanit	0·1	1·0	—	0·6
Apatyt	ślady	0·1	—	ślady
Hematyt	ślady	ślady	—	ślady

	23 Granit aplit. Klesów	24 Granit aplit. Krywka	25 Granit aplit. Krywka	26 Granit aplit. Krywka
Kwarc	25·3	36·0	29·9	29·6
Mikropertyt	43·2	38·0	38·2	28·5
Plagjoklaz	28·6	22·7	28·5	38·2
% anortytu w plagjoklazie	(10—15)	(8—11)	(10—12)	(5—12)
Epidot	0·4	0·4	0·6	1·7
Muskowit	ślady	0·6	0·6	0·2
Biotyt	2·0	1·6	1·8	1·4
Magnetyt i ilmenit	0·4	0·5	0·2	0·3
Granat	—	—	—	—
Hematyt	0·1	0·2	0·2	0·1

serji Klesowskiej (w % obj.)

5 Sjenit Krywka	6 Sjenit Puhacz	7 Sjenit Puhacz	8 Sjenit Puhacz	9 Sjenit Puhacz	10 Granit norm. Krywka	11 Granit drobnoziar. Krywka
7·8	6·2	6·6	8·7	5·2	14·2	21·2
26·7	21·5	26·2	31·6	25·5	31·6	31·1
50·2	60·6	55·1	48·5	59·1	45·8	39·0
(20—27)	(26—35)	(21—28)	(20—27)	(20—25)	(10—16)	(10—30)
2·6	1·4	1·9	1·7	1·2	1·1	1·9
10·6	8·3	8·1	7·3	7·4	4·8	5·7
0·4	—	—	—	—	—	—
1·3	1·1	0·8	1·6	0·8	1·6	1·0
0·2	0.6	0·8	0·5	0·8	0·8	—
0·2	ślady	ślady	ślady	ślady	ślady	—
ślady	ślady	ślady	ślady	ślady	ślady	—
—	0·3	0·5	0·1	ślady	—	—
—	—	—	—	—	0·1	0·1

16 Granit drobnoziarn. Klesów	17 Granit norm. Krywka	18 Granit norm. Krywka	19 Sjenit Zdiłów	20 Granit drobnoziarn. Krywka	21 Granit drobnoziar. Klesów	22 Granit norm. Klesów
25·2	15·4	17·3	8·8	32·8	24·5	17·9
35·0	43·0	43·5	57·4	41·2	40·0	46·9
33·9	35·6	33·5	27·6	21·3	30·7	31·5
(15—29)	(10—14)	(10—15)	(20—25)	(13—15)	(10—13)	(10—13)
0·4	0·5	0·4	1·3	0·4	0·9	0·5
—	0·1	0·2	—	0·3	—	—
4·8	4·0	4·1	4·5	2·7	3·7	2·4
0·7	1·2	0·8	0·2	1·3	0·2	0·4
—	0·1	ślady	0·2	—	—	0·2
—	ślady	—	ślady	—	—	—
ślady	0·1	0·2	—	ślady	ślady	0·2

27 Granit aplit. Krywka	28 Granit aplit. Klesów	29 Granit aplit. Krywka	30 Gr. aplit. kam. „Skała“	31 Gr. aplit. kam. „Skała“	32 Granit aplit. Klesów	33 Granit aplit. Krywka
30·6	30·6	35·7	34·8	34·2	28·3	35·7
40·2	48·8	35·4	45·4	42·6	42·9	48·7
27·0	18·6	27·0	14·5	15·0	27·1	15·0
(5—12)	(13)	(7—10)	(5—10)	(5—10)	(4—6)	(4—10)
0·3	0·8	0·1	ślady	ślady	0·3	ślady
0·3	ślady	0·2	4·0	6·5	—	0·1
1·5	0·2	0·8	0·9	0·7	0·4	0·4
ślady	1·0	0·1	ślady	0·1	0·2	0·1
—	—	—	—	ślady	0·2	—
0·1	ślady	0·7	0·4	0·9	0·6	ślady

skałach gruboziarnistych, jak sjenity i niektóre granity, zwłaszcza w razie nierównomiernego rozmieszczenia składników poszczególnych, trzeba było zanalizować ilościowo 2, 3, 4 a nawet niekiedy 5 szlifów, wyciętych z różnych punktów jednego bloku skalnego. W sumie, dla zilustrowania całkowitej serji omawianej, obejmującej 33 form skalnych, wykonano pomiary 98 szlifów mikroskopowych.

Analizy mineralne w przedstawionej tablicy uporządkowane są według malejącej zawartości sumy wszystkich minerałów ciemnych. W zmienności minerałów jasnych daje się zauważyć pewna prawidłowość. W miarę zmniejszania się ilości biotytu, rośnie ilość mikropertytu, przeciwnie zaś maleje ilość plagjoklazu oraz procent anortytu, a w związku z tem także i epidotu. W tym samym kierunku daje się również zauważyć ogólny wzrost zawartości kwarcu, jakkolwiek w szczegółach zmienność ta zdaje się wykazywać pewne nieprawidłowe skoki; odstępstwa te są spowodowane znamienną dla kwarcu tendencją nagromadzania się w skałach drobnoziarnistych. Minerały akcesoryczne, jak magnetyt, tytanit, apatyt, pospolite w sjenitach, stają się rzadkie w typach aplitowych. Na ich miejscu natomiast pojawia się często muskowit, w szczególnym przypadku także granat. Jest rzeczą zrozumiałą, że podana charakterystyka zmienności odnosi się tylko do ogólnej tendencji różnicowania się omawianej serji, i nie bierze w rachubę drobnych odchyleń o znaczeniu raczej podrzędnem. Właściwie tylko dwie skały zakłócają wyraźnie ogólny porządek, t. j. ciemna segregacja lamprofirowa (Nr. 1) i leukokratyczna segregacja sjenitowa, szczególnie obfitująca w skaleń potasowy (Nr. 19). Jednakże obie te segregacje (ze Żdiłowa) są drobne, najzupełniej lokalne i pozbawione większego znaczenia.

W celu przejrzystszego zobrazowania zróżnicowania serji klesowskiej zastosowana została następująca prosta metoda graficzna. Równoboczny trójkąt koncentracyjny wyobraża system troisty: K w a r c—M i k r o p e r t y t—P l a g j o k l a z. Procenty objętościowe tych trzech składników mineralnych każdej ze skał analizowanych zostają przeliczone na sumę 100, i stanowiąc współrzędne każdej z tych skał, ustalają jej położenie w postaci punktu w polu trójkąta. Minerały ciemne zostają przytem obliczeniu pominięte, co znajduje swe usprawiedliwienie w ich niewielkiej naogół ilości w porównaniu do tamtych trzech zasadniczych składników. Tego rodzaju metoda graficzna zdaje się być najprostszą i najkorzystniejszą dla seryj skał leukokratycznych i kwaśnych.

W uzyskanym w ten sposób wykresie trójkąta równobocznego, o wierzchołkach Kwarc, Mikropertyt, Plagjoklaz, skały klesowskie układają się w pewnej charakterystycznej strefie (fig. 3). Rozpoczyna się ona w pobliżu wierzchołka plagjoklazowego dobrze określonym szeregiem punktów projekcyjnych sjenitu. (Jedynie tylko punkt 19, odpowiadający owej podrzędnej i lokalnej segregacji mikroklinowej, odbiega znacznie na lewo). Dalej rozciąga się pole granitów normalnych, które za pośrednictwem punktów 10 i 15, jako form przejściowych, nawiązują do sjenitów. Jeszcze dalej układają się granity aplitowe, pokrywając w wykresie zwarte pole o znamiennej sytuacji. Pomiędzy granitami normalnemi a aplitowemi znajdują swe miejsce granity drobnoziarniste, zaznaczając w ten sposób swój charakter przejściowy.

Wyjaśnienie takiego rozmieszczenie serji litologicznej klesowskiej z punktu widzenia fizyko-chemicznego nie przedstawia zbytniej trudności, i zgadza się dobrze z zasadą dyferencjacji krystalizacyjnej, której różne efekty i możliwości były przedmiotem szczególnie gruntownych dociekań Vogta[1]) i Bowena[2]). Przebieg serji klesowskiej w wykresie odpowiada przewidzianemu przez teorję biegowi krystalizacji magmy granitowej. W danym systemie troistym przy stopniowym spadku temperatury pierwszy plagjoklaz winien rozpocząć krystalizację ze stopniowym wzrostem procentu albitu, później skaleń potasowy, na końcu zaś kwarc.

Sjenity powinny odpowiadać najwcześniejszej frakcji magmowej wzbogaconej w oligoklaz, analogicznie do anortozytów, które powstają przypuszczalnie z magmy gabrowej przez lokalne nagromadzanie się kryształów labradoru. Granity normalne, zawierające już znacznie więcej skalenia potasowego i mniej anortytu w plagjoklazie, winne być produktem późniejszym, powstałym przy niższej temperaturze. Wreszcie granity aplitowe powinne były kończyć krystalizację magmy i odpowiadać w przybliżeniu mieszaninie eutektycznej kwarcu i skaleni. Granity drobnoziarniste byłyby

---

[1]) J. H. L. Vogt: Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen (Min. Petr. Mitt. B. XXIV—XXV, 1905—1905). — Anchimonomineralische und anchieutektische Eruptivgesteine (Norsk. Geol. Tidskrift. I, 2). — The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks (Vid. Skr. I, 1924, II, 1926, Oslo).

[2]) N. L. Bowen. The later stages of the evolution of the igneous rocks (Journ. of Geol. Vol. XXIII. Suppl. to No. 8, 1915). — The evolution of the igneous rocks (Princeton 1928).

jakiemś pośredniem stadjum krystalizacji, pośredniczącem między granitami normalnemi a granitami aplitowemi.

Nie ulega wątpliwości, że teoretyczne te przewidywania znajdują całkowite uzasadnienie w wynikach badań mikroskopowych skał omawianych: 1) Charakterystyczna dla plagjoklazu tendencja do automorfizmu; 2) Stopniowy spadek zawartości anortytu od sjenitu do granitów aplitowych; 3) Znamienne dla skaleni wydzielonych w wyższych temperaturach obfite przerosty pertytowe i antypertytowe w sjenitach, nieco słabsze w granitach normalnych, a znacznie słabsze w granitach aplitowych, jako produktach temperatury najniższej; 4) Granulitowa lub mikropegmatytowa struktura granitów aplitowych, dozwalające przypuszczać równoczesną mniej więcej krystalizację skalenia alkalicznego i kwarcu. Oto najważniejsze punkty utwierdzające mnie w przekonaniu, iż badana serja litologiczna tworzy jednorodny szereg dyferencyjny o następującej kolejności konsolidacji: sjenit — granit normalny — granit drobnoziarnisty — granit aplitowy.

Jak wiadomo, ustalenie stosunku eutektycznego kwarcu do skaleni nie dało się osiągnąć na drodze doświadczalnej. Na podstawie szczegółowych badań granitów, aplitów i pegmatytów, zwłaszcza zaś granitów pismowych opartą jest hipoteza Vogta, iż eutektyk kwarc skalenie, zmienny zależnie od stosunku *Or:Ab* i od rozmaitych składników ubocznych, waha się w granicach 20—35% kwarcu na 65—80% skaleni. Granity aplitowe okolic Klesowa wykazują 25—36% kwarcu, a więc zasadniczo mogą być uważane za produkty eutektyczne. Eutektyk troisty w systemie ortoklaz, albit (+anortyt), kwarc, odpowiada według Vogta w przybliżeniu stosunkowi: 29% *or*—41 *ab (+an)* —30 *kw.* Ten hipotetyczny punkt eutektyczny jest wkreślony w wykres dla serji Klesowskiej, i leży na samym brzegu pola aplitowego po prawej stronie, nakrywając się ze skałą Nr. 26. Granity aplitowe bowiem z reguły wykazują przewagę mikropertytu nad albitem, tak iż punkt ciężkości ich pola w wykresie leży przy tej samej wartości dla kwarcu (ok. 30%) o 10% okrągło na lewo od eutektyku Vogta. Należy jednak pamiętać, że w eutektyku Vogta chodzi o czysty skaleń potasowy, podczas gdy w analizach granitów aplitowych wzięty jest pod uwagę mikropertyt; jest on tu wprawdzie ubogi w przerosty albitowe w porównaniu do sjenitów i granitów normalnych, niemniej jednak zawarta w nim

ilość albitu, czyto odmieszanego, czyto utrzymanego w stałym roztworze, może być z dużem prawdopodobieństwem oceniania na 5—10%. Uwzględniwszy to należałoby przesunąć nieco na prawo punkt ciężkości pola aplitowego, tak, iż zbliżyłby się on znacznie do eutektyku Vogta.

Linja eutektyczna ortoklaz — plagjoklaz kwaśny według obserwacji Johanssona oraz Vogta odpowiada w przybliżeniu stosunkowi $2\,Or : 3\,Ab\,(+An)$. Należałoby teoretycznie przewidywać, iż wszystkie skały granitowe badanej serji powinny skupiać się w pobliżu tej linji. Na wykresie serja klesowska przebiega wprawdzie znacznie na lewo od owej teoretycznej linji; uwzględniwszy jednak poważną ilość albitu zawartą w mikropertycie (możnaby ją ocenić na ok. 15—20% w granitach normalnych), należy się spodziewać, iż po doliczeniu owego albitu do plagjoklazu wszystkie punkty projekcyjne granitów przesunęłyby się znacznie na prawo, czyli wpadłyby w strefę stosunku eutektycznego ortoklaz-plagjoklaz.

Jednakże nawet mimo uwzględnienia powyższych poprawek nie ulega wątpliwości, że niektóre granity aplitowe skrajnie potasowe, jak np. 28, 30, 31, 33, wyraźnie przekraczają linję eutektyczną ortoklaz-albit i stanowią odstępstwo od teorji dyferencjacji eutektycznej. Tego rodzaju objawy były wielokrotnie obserwowane przez różnych uczonych wśród skał granitowych rozmaitych obszarów. Niektórzy petrologowie przypisują tym odstępstwom zasadnicze znaczenie i na tej podstawie odrzucają stanowczo całą teorję dyferencjacji przez krystalizację. Np. B. Asklund[1]) podkreśla wyraźnie niemożliwość wyjaśnienia genezy granitów potasowych na zasadzie tej teorji i twierdzi, że jedynie odmieszanie się magmy w stanie ciekłym, a więc likwacja może być istotną przyczyną zróżnicowania granitów.

W odniesieniu do serji klesowskiej tak krańcowe stanowisko nie zdaje się być usprawiedliwione. Pomimo pewnych odstępstw, przecież ogólna dążność do eutektyku daje się niewątpliwie zauważyć. Owe odstępstwa dają się wytłumaczyć pewnemi komplikacjami w ciągu dyferencjacji, z których istoty przy obecnym stanie wiedzy nie można sobie jasno zdać sprawy, lecz których możliwość jest teoretycznie

[1]) B. Asklund. Petrological studies in the neighbourhood of Stavsjo at Kolmården (Sver. Geol. Und. Ser. C. Nr. 325. 1925).

w pełni uzasadniona. W pierwszym rzędzie należy tu przytoczyć t. zw. „zasadę reakcji“ sformułowaną przez Bowena[1]). Wydzielone z magmy składniki w późniejszych stadjach jej rozwoju wchodzą z nią znowu w reakcję, wydzielając na swe miejsce inne związki, a zarazem zmieniając skład stopu. Skutkiem tego zasadnicza dążność do eutektyku doznaje przeróżnych odchyleń i powikłań, które mogą ją zupełnie maskować i zniekształcać. Ponadto zawartość w magmie różnych domieszek i składników lotnych, nagromadzających się w stopie coraz obficiej w miarę postępującej krystalizacji, może znacznie przesuwać punkt eutektyczny.

Nie można również pominąć bardzo ciekawych obserwacyj, dokonanych przez Sundiusa[2]) na niektórych granitach i aplitach szwedzkich. Zdaje się z nich wynikać, iż o ile we wcześniejszych stadjach magmowych batolitów granitowych odbywa się głównie dyferencjacja krystalizacyjna, o tyle w ostatnich częściach magmy, aplitowych i zbliżonych do eutektyku, dokonywa się odmieszanie w stanie ciekłym na stop potasowy i sodowy; pierwszy przeważa zawsze co do ilości, drugi, znacznie mniej obfity, ucieka na zewnątrz i zastyga przy samych brzegach intruzji. Nie jest wykluczonem, że niektóre potasowe granity aplitowe okolic Klesowa odpowiadają takim właśnie produktom odmieszania.

Na podstawie powyższych rozważań dochodzi się do wniosku, że skały ok. Klesowa należą do jednej serji geologicznej powstałej przez dyferencję wspólnej magmy pierwotnej. Serja ta, obejmuje według kolejności konsolidacji, zgodnej ze spadkiem temperatury, następujące główne typy: sjenit, granit normalny, granit drobnoziarnisty (przejściowy), granit aplitowy. Według pojęć Goldschmidta[3]) odpowiada ona normalnemu typowi dyferencjacji. Brak jej jednak wcześniejszych etapów rozwoju, diorytów i gabbrów. Skały tego rodzaju nie występują wprawdzie na terenie omawianym w niniejszej pracy, jednakże poza jego obrębem znane są one we wielu

[1]) N. L. Bowen. The Reaction Principle in Petrogenesis (Jour. Geol. XXX. 1922. p. 177—198). — The Evolution of the Igneous Rocks p. 54—66. (Princeton 1928).

[2]) N. Sundius, On the Differentiation of the alkalies in Aplits and Aplitic Granits. (Sver. Geol. Und. Ser. C. Nr. 336. 1926).

[3]) V. M. Goldschmidt. Stammestypen der Eruptivgesteine. (Vid. Skrifter I. 1922, Nr. 10).

punktach masywu krystalicznego. Możnaby przeto przypuszczać, że przyszłe dokładne badania na szerszym terenie pozwolą uzupełnić wspomnianą serję w kierunku zasadowym.

Wnioski geologiczne.

Cała opisana serja litologiczna winna być zaliczona do młodszego kompleksu krystalicznego masywu, czyli do t. zw. „granitów różowych", odpowiadających grupie poleskiej Małkowskiego. Zwykło się przypisywać tej grupie wiek młodo-proterozoiczny, a więc jotnicki, na podstawie braku wyraźnych znamion dynamometamorfozy, w przeciwieństwie do grupy starszych granitów t. zw. „szarych", których deformacja jest przeważnie bardzo wyrazista. Jednakże dokładniejsze obserwacje wykazują, że w wielu przypadkach także „granity różowe" ulegały silnym odkształceniom dynamicznym. Radziszewski[1]) opisując niektóre młodsze granity z nad Słuczy wyraźnie podkreśla mocne znamiona deformacji mechanicznej i objawy silnej kataklazy. W niniejszej pracy nie brak również dowodów zaangażowania dynamicznego skał serji Klesowskiej. (Strefy silnego sprasowania w sjenicie z Puhacza, w mikroskopie widoczne znamiona kataklazy w sjenitach i granitach normalnych). Niektóre deformacje struktury odpowiadają raczej protoklazie, i w sjenitach zwłaszcza mogą się objawiać bardzo wyraziście. Obserwacje te pozwalają przypuszczać, iż skały omawianej serji granitów młodszych brały udział w ruchach górotwórczych, częściowo w czasie swej konsolidacji (protoklaza), częściowo już po zupełnem swem zestaleniu (kataklaza).

Na podstawie porównania składu chemicznego „granitów różowych" z rozmaitemi typami granitów południowo-finlandzkich dochodzi Radziszewski[2]) do wniosku, iż „granity różowe" odpowiadają granitom Perniö i Hangö. Obserwacje mikroskopowe niniejszej pracy potwierdzają to w całej pełni; skład mineralny, a zwłaszcza poważna zawsze rola mikroklinu w granitach klesowskich, ich struktura i tekstura, wykazują istotnie wielkie

---

[1]) P. Radziszewski. Opis mikr.-petr. skał kryst. wołyńskich na pd. od rzeki Słucz (Spraw. P. I. G. III. 1—2. 1925, str. 262—268).

[2]) P. Radziszewski. Granit z Korca i granityt z Ośnicka na Wołyniu (Spraw. P. I. G. IV. 1928, 3—4).

podobieństwo z wymienionemi typami finlandzkich granitów pobotnickich. Jest przeto rzeczą możliwą a nawet prawdopodobną, że granity i sjenity Klesowskie wraz z całym kompleksem młodszej grupy poleskiej są również tego samego wieku.

Dla wyjaśnienia wzajemnego stosunku przestrzennego sjenitu oraz granitu normalnego do otaczających je zewsząd mas o charakterze aplitowym, posługuje się Małkowski[1]) następującą hypotezą:

Sjenit, wraz z granitem normalnym jako swą fację brzeżną, tworzy intruzję wśród otaczających skał starszych. Pod wpływem magmy granitowej, wnikającej apofizami, oraz wysięków magmowych o naturze aplitowej, zwanych przez Sederholma „ichorem", wszystkie te starsze skały ulegają regjonalnej granityzacji, „anateksis" i palingenezie. Pod wpływem tych gruntownych przeobrażeń powstaje typ skały o pozorach aplitowych, w gruncie rzeczy jednak ultrametamorficzny. Smugi i wtrącenia granitu gruboziarnistego, pogrążone w tej skale, uważa Małkowski za dowód jej natury mieszanej, migmatytowej, widoczne zaś tu i ówdzie kierunkowe ułożenie składników, za resztki warstwowania. Natura pierwotna tych skał jest trudną do określenia, z powodu bardzo gruntownej granityzacji; w wielu przypadkach przypuszcza ten autor, iż są to jakieś osadowe, klastyczne skały, piaskowce archaiczne, substancjonalnie przeobrażone.

Hypoteza ta oparta jest na klasycznych przykładach południowej Finlandji, szczegółowo opisanych i udokumentowanych przez Sederholma. Na tym terenie zjawiska migmatyzacji rzucają się jaskrawo w oczy, tak, iż interpretacja ich nie nasuwa przeważnie żadnych wątpliwości. Poza Finlandją znane są zjawiska metamorfozy injekcyjnej i migmatyzacji z bardzo wielu obszarów krystalicznych, zwłaszcza przedkambryjskich na całej kuli ziemskiej. Z pośród znanych mi z literatury przykładów wymienię: obserwacje Holmquista w Szwecji, Goldschmidta w Norwegji (Stavanger), Hackmanna w Laponji, Backlunda w półn.-wschodniej Grenlandji, Riedela, Köhlera w masywie krystalicznym Dolnej Austrji (Waldviertel) i t. d.

We wszystkich tych obszarach charakter mieszany skał typu migmatytowego daje się z łatwością wykazać podczas pracy w terenie. Różne charakterystyczne formy jak arteryty, sfałdowa-

[1]) St. Małkowski. O skałach mieszanych (migmatytach) okolic Klesowa (komunikat na posiedzeniu P. I. G. 29. IV. 1930. Zesz. 27).

nie ptygmatyczne, agmatyty, nebulity dają wyraźny obraz niejednorodności skał, i ich dwoistej natury. Obrazy mikroskopowe natomiast są zwykle mało charakterystyczne i często nie pozwalają na dokładne rozgraniczenie części pierwotnej skały od części magmowej, która tamtą przepoiła. Wyjątkowo i lokalnie tylko obie części składowe skały mieszanej zlewają się tak ściśle ze sobą, iż jej natura nie może być odrazu rozpoznana gołem okiem.

Natomiast na terenie będącym przedmiotem niniejszej pracy nigdzie nie zdołałem zauważyć żadnych typowych, charakterystycznych i niewątpliwych objawów migmatyzacji. Obserwacje przedstawione w poprzednich rozdziałach nie dostarczają żadnych dowodów na poparcie hypotezy Małkowskiego.

Niejednorodności strukturalne granitów drobnoziarnistych i aplitowych nie mają, mojem zdaniem, charakteru migmatytowego. Wtrącenia, smugi, gniazda o grubszem ziarnie wśród aplitowej masy drobnoziarnistej stanowią znamiona mieszania się dwu produktów czysto magmowych. Są to poprostu segregacje, nagromadzenia większe lub mniejsze wcześniej wydzielonych kryształów, które skutkiem ruchu magmy w pewnym określonym kierunku układają się w przybliżeniu równolegle. Lokalnie zaznaczające się ślady tekstury równoległej, przypominające warstwowanie, są również natury fluidalnej.

Jeśli drobnoziarniste masy aplitowe miałyby być jakiemiś skałami osadowemi, piaskowcami przeobrażonemi, musiałyby się gdzieś zachować jakieś resztki ich, o pierwotnym składzie, lub conajmniej słabiej przekształcone; musiałaby się zaznaczyć jakaś przejściowość w składzie, od pierwotnej skały do krańcowo przeobrażonej. Nic podobnego nie dało się zauważyć. Granity aplitowe wykazują pewien charakterystyczny skład mineralny, o stosunku kwarcu do skaleni w przybliżeniu eutektycznym. Struktura ich jest typowa dla aplitów, wybitnie magmowej natury, granulitowa lub mikropegmatytowa. Okrągłe ziarna kwarcu otoczone przez skalenie nie są reliktami ziarn piasku, lecz utworami czysto magmowemi, bardzo pospolitemi w wielu granitach leukokratycznych i aplitach. Idjomorficzne dwupiramidalne kryształy kwarcu także nie mogą być innej, jak tylko magmowej natury. Jeśliby się zatem chciało uważać omawiane skały za produkty palingenezy, musiałoby się przyjąć, że uległy jej jakieś starsze skały granitowe leukokratyczne (aplitowe), co jednakże wydaje mi się

pomysłem sztucznym i zgoła niepotrzebnym. Na podstawie rozważań przedstawionych w poprzednim rozdziale najbardziej prawdopodobnem jest przypuszczenie, że granity aplitowe należą do jednej serji litologicznej razem ze sjenitami i granitami normalnemi i są ostatniemi produktami konsolidacji wspólnej zróżnicowanej magmy [1]).

Występowanie większych mas skał aplitowych w obrębie batolitów granitowych, jako produktów krańcowych dyferencjacji, jest zjawiskiem pospolitem i wielokrotnie opisywanem przez różnych badaczy. Aplitowe skały mogą tworzyć wśród granitów nietylko drobne żyły, lecz także większe masywy, a szczególnie często są one przywiązane do zewnętrznych części batolitów, tworząc niejednokrotnie potężne w swej miąższości strefy brzeżne. Z pośród znanych mi z literatury przykładów wymienię: masyw okolic Maissau (Dolna Austrja) opisany przez F. Mockera (T. M. P. M. 1910), masyw Aaru (J. Koenigsberger, Schw. Min. Petr. Mit. 1925), trzon Stavanger-Trondhjem w Norwegji (V. M. Goldschmidt, Vid. Skr. I. 1916), w Szwecji okolice Stavsjö (B. Asklund l. cit.) i Loftahammar (N. Sundius l. cit.), wiele masywów francuskich (Wogezy, Corrèz, Limousin), masyw granitów sodowych okolicy Porto na Korsyce, i wiele innych. Jak podkreśla Daly [2]), szczególna tendencja produktów aplitowych magmy do nagromadzenia się w górnych lub brzeżnych strefach batolitów wynika z ich natury, jako ostatecznych, eutektycznych w przybliżeniu produktów dyferencjacji, lekkich i wzbogaconych w lotne składniki.

Uwzględniając wszystkie przytoczone okoliczności dochodzi się do wniosku, że wielkie masy granitów aplitowych Klesowa mają naturę czysto magmową i że mogą być one pojęte jako wyższe, względnie bardziej zewnętrzne partje zróżnicowanego batolitu. Nie wyklucza to zresztą bynajmniej możliwości wykrycia tu i ówdzie większych fragmentów lub płatów dawnej osłony batolitu, pogrążonych w jego głąb, jakkolwiek na terenie niniejszej pracy nic podobnego nie dało się zauważyć. Jednakże przypuszczenie, iż skały aplitowe w całej swej masie są produktami mieszanemi, t. j. migmatytami, wydaje się zgoła nieusprawiedliwionem i wogóle mało prawdopodobnem.

[1]) Małkowski, na podstawie szeregu analiz chemicznych, stwierdza również pokrewieństwo magmowe wszystkich tych skał.

[2]) R. A. Daly. Igneous Rocks and their origin, 1914, str. 368—370.

Na podstawie teoretycznych rozważań porządek konsolidacji zdaje się być następujący: sjenit — granit normalny — granit drobnoziarnisty — granit aplitowy. Obserwacje terenowe wykazują, że zawsze wcześniejszy z tych produktów jest otoczony przez późniejsze: sjenit jest osłonięty granitem normalnym, granit normalny tworzy wtrącenia w granicie drobnoziarnistym, a razem z nim w granicie aplitowym. Wyjaśnienie i uzasadnienie tych stosunków podaje następująca hipoteza, która zresztą, ze względu na zbyt drobny obszar szczegółowo poznany, posiada prowizoryczny charakter hipotezy roboczej.

Potężny zbiornik magmy granitowej, ukryty w głębi skorupy ziemskiej, przy powolnym spadku temperatury zaczyna wydzielać kryształy. Pierwszy plagjoklaz rozpoczyna krystalizację, a kryształy jego, będąc nieco cięższe gatunkowo od magmy kwaśnej i bogatej w lotne składniki, opadają i powoli nagromadzają się w głębszych częściach zbiornika; minerały ciemne (biotyt i hornblenda) towarzyszą plagjoklazowi w ilości podrzędnej. Z dalszym spadkiem temperatury, w miarę postępu krystalizacji, wydzielają się coraz to kwaśniejsze plagjoklazy i coraz to mniejsze ilości ciemnych minerałów. W ten sposób można sobie wyobrazić, iż wewnątrz zbiornika dokonywa się pewnego rodzaju uwarstwowanie (patrz fig. 4). W miarę głębokości wzrasta procent anortytu w plagjoklazie, a zarazem kryształy są coraz gęściej ułożone, ilość zaś stopu między niemi ukrytego zmniejsza się stopniowo. Dolna warstwa odpowiada swym składem sjenitowi *(a)*, górna lżejsza, bardziej ruchliwa, bo nie w tym stopniu naładowana kryształami, odpowiada granitowi normalnemu *(b)*. Górne części zbiornika zawierają zupełnie płynną jeszcze magmę, zubożałą w anortyt i składniki żelazisto-magnezjowe, zbliżoną w swym składzie do eutektyku *(d)*. Pomiędzy strefą *(b)* a *(d)* zaznacza się pewna strefa przejściowa *(c)*, w której mniej lub więcej liczne kryształy skaleni pływają swobodnie w stopie, a która powinnaby odpowiadać granitom drobnoziarnistym.

W tym okresie rozwoju zbiornika magmowego rozpoczynają działać czynniki orogeniczne. Ściskanie zbiornika w jednym kierunku, a rozciąganie go w kierunkach prostopadłych, wprowadza w ruch jego magmową zawartość. Głębsze strefy basenu, zestalone częściowo, bo obfitujące w nagromadzone kryształy, ulegają sfałdowaniu. Płytsze strefy, zupełnie jeszcze płynne, wypychane względnie ssane w pewnym określonym kierunku, odrywają

i ciągną ze sobą wcześniejsze segregacje krystaliczne, dzielą je na części, poniekąd mieszają je w czasie swego ruchu i układają je przytem w kierunkach w przybliżeniu równoległych. Odprężenie ciśnienia powoduje ucieczkę składników lotnych i skutkiem tego przyśpieszoną krystalizację owego stopu hololeukokratycznego, który daje w rezultacie drobnoziarnisty granit aplitowy, o teksturze fluidalnej miejscami zachowanej. Przypuszczalny efekt takiego procesu geologicznego jest schematycznie wyobrażony na fig. 5. Obraz ten zgadza się dobrze zarówno z obserwacjami terenowemi, jak też z najważniejszemi wynikami analiz mikroskopowych.

Z Zakładu Mineralogicznego Uniwersytetu Poznańskiego.

RÉSUMÉ.

Dans le travail présent l'auteur a soumis à l'étude lithologique détaillée les roches éruptives d'une partie du grand massif cristallin, qui développé surtout en Ukraïne et Vohlynie russe, entre dans le territoire polonais avec ses extrémités occidentales. Un petit fragment du massif, examiné par l'auteur, occupe un espace de 7 km² env. à l'Ouest du village Klesów (palatinat de Sarny, Polesie), en formant le coin *NO* du massif entier.

La structure géologique du terrain étudié, est figurée dans l'esquisse lithologique ci-jointe (fig. 1). La rareté des affeurements, le terrain marécageux et boisé, le défaut d'une bonne carte topographique, ont rendu impossible la précision du travail géologique. Malgré toutes ces difficultés, les traits généraux du terrain en question, peuvent être établis de la façon suivante:

La partie occidentale est occupée par la syénite quartzifère à grain gros *(a)*, qui s'étend en forme de bande à l'allongement méridional, avec une petite déclinaison vers *NO*. Près de sa lisière *SO* (Puhacz) la syénite est traversée par un petit filon d'une roche basique fortement métamorphisée, dite métabasite *(e)*. La syénite est enveloppée par les roches granitiques d'une couleur rouge ou rosée, qui peuvent être réparties entre trois types différents: 1) Granite normal *(b)* à grain gros ou moyen, à structure grenue normale et uniforme. 2) Granite à grain fin *(c)* d'une structure très variée et hétérogène, souvent un peu porphyroïde, en présence des cristaux plus grands

des feldspaths. 3) Granite aplitique *(d)*, hololeucocrate, finement grenu, à structure granulitique, parfois un peu porphyroïde.

La syénite est généralement bordée d'une zone du granite normal, à l'extérieur s'étend le granite aplitique, qui dans la région en question joue le rôle principal au point de vue quantitatif. Le long du bord *SO* de la syénite, le granite aplitique s'interpose probablement entre la syénite et le granite normal.

Le granité à grain fin manque d'une distribution bien définie. Il forme plusieurs bandes, grandes ou petites, au milieu du granite aplitique. Quelques unes de ces bandes ont été figurées dans l'esquisse lithologique, mais il n'y a pas de doute qu'elles sont en réalité beaucoup plus nombreuses; leur resseblence extérieure au granite aplitique propre d'un côté, de l'autre côté l'absence de bons affleurements, rendent impossible la fixation précise de son développement sur la carte lithologique.

Les rapports mutuels entre les différents types lithologiques distingués, se révèlent dans la coupe géologique (fig. 2), dont la réprésentation a pu être établie grâce à l'affleurement parfait dans la carrière de Krywka. On aperçoit facilement, que le granite normal forme quelques interpositions parallèles — on dirait les filons — inclinées légèrement vers *NE*, au milieu du granite aplitique. Au contact de ces deux roches on voit souvent, mais pas toujours, les zones mixtes d'épaisseur variable, qui démontrent plusieurs cristaux grands des feldspaths, identiques avec ceux du granite normal, plongés séparément ou en groupes et en trainées irrégulières dans la pâte aplitique. A cause de la grande ressemblance de ces zones mixtes aux granites porphyroïdes à grain fin, elles sont désignées dans la coupe de la même façon. Vers le Sud on aperçoit plusieurs amas, nids, trainées etc. du granite normal ou de ces zones mixtes, plongées dans la masse du granite aplitique. On obtient une impression, que dans cette direction ces interpositions à grands cristaux des feldspaths deviennent de plus en plus rares. D'après l'opinion de l'auteur ces formations ne sont pas ni filons, ni apophyses dans les granulites plus anciénnes; ce sont les ségrégations cristallines, ou les enclaves homoeogènes de même âge géologique à peu près, dont l'arrangement parallèle résulte du mouvement de magma dans une direction définie. L'absence constante des phénomènes de contact, la forme des enclaves, la liaison génétique étroite de toutes les roches examinées, en donnent les preuves incontestables.

Les roches de la région étudiée appartiennent aux soi-disant granites rouges, c'est à dire au deuxième groupe de Polesie (probablement éozoique supérieur) d'après la division de M. Małkowski. L'auteur du travail présent souligne la grande ressemblance des granites étudiés avec les granites de Finlande méridionale, des localités Perniö, Hangö, Inga, connus parfaitement grace aux travaux détaillés de Sederholm, Eskola, Mäkinen et d'autres pétrographes finlandais. Il est donc tout à fait possible que les roches en question de Polesie sont de même âge géologique, c'est à dire postbothniennes ou kaléviennes.

Les roches éruptives du terrain en question ont été examinées minutieusement par l'auteur à l'aide des méthodes microscopiques. Les analyses chimiques ont été laissées à part pour ce moment. Voici les résultats essentiels de cette analyse micrographique:

Syénite quartzifère. C'est une roche à grain gros, grise, souvent tachetée un peu de rouge pâle. A l'oeil nu elle fait voir surtout les grands cristaux des feldspaths, de diamètre 0·5—1·5 cm. env., aux plans de clivage lisses et éclatants. Les lamelles beaucoup plus petites de la biotite, généralement disposées en groupes, jouent un rôle beaucoup plus modeste. Au microscope on constate le plagioclase comme un minéral le plus essentiel; la microperthite microclinique, la biotite et le quartz, parfois aussi la hornblende sont présents en quantité plus petite. Comme minéraux accessoires il faut citer des oxydes de fer, de l'épidote, du sphène de l'apatite, du zircon et de la pyrite.

Le plagioclase appartient surtout à l'oligoclase, à structure zonée plus ou moins accentuée. Dans la partie septentrionale du massif syénitique il est plus riche en anorthite, atteignant dans les centres des cristaux 40% (andésine), dans les bordures 20% de ce composant. Dans la partie méridionale il dépasse exceptionnellement 30% aux centres des cristaux plus grands. Parfois les zones externes ne contiennent que 17% d'anorthite. De règle au contact avec la microcline et la biotite apparaît un liséré d'albite (8—11%) mince, mais bien marqué, qui n'est jamais présent au contact avec le quartz ou avec d'autres cristaux de plagioclase. Avec les grossissements les plus forts on peut

parfois discerner, qu'un tel liséré n'est pas tout à fait homogène, mais qu'il renferme des fibres quartzeuses extrêmement délicates. Le plus probablement c'est un produit secondaire, ou plutôt deutérique, formé par la réaction chimique du plagioclase avec le microcline ou la biotite, et par conséquant analogue à la myrmékite.

Les cristaux du plagioclase, spécialement ceux d'une taille plus grande, sont fréquemment remplis de granules de l'épidote, d'écaillettes de la séricite, accompagnées parfois de la biotite. Ces produits certainement secondaires s'accumulent souvent tellement dans les parties centrales de certains plagioclases, qu'ils substituent presque totalement la substance feldspathique primitive.

Le microcline démontre la structure quadrillée typique. Il est toujours enfilé des veinules albitiques (à 6—11% d'anorthite). En général la répartition et la forme d'albite sont très variables. Les fibres perthitiques souvent extrêmement délicates, à peine discernables, l'autre fais atteignent l'épaisseur de quelques centièmes de millimétre; rares dans certaines parties du cristal, elles abondent dans les autres, en formant spécialement dans les zones périphériques des accumulations flammées. Le microcline renferme, en outre, de petits cristaux bien individualisés d'albite ou d'oligoclase acide; de l'autre côté lui même forme fréquemment des inclusions orientées dans les grands cristaux du plagioclase (antiperthite).

Au contact du plagioclase avec le microcline on observe souvent de la myrmékite, qui d'ailleurs ne présente presque jamais des formes magnifiques, si fréquentes dans certains granites. Le développement de la myrmékite est ici très délicat, généralement dépourvu de formes verruqueuses et restreint aux minces croûtes sur le plagioclase, seulement dans certains points du contact avec le feldspath potassique. Conformément alors à l'opinion de Sederholm l'auteur admet, que la myrmékite n'est pas un produit de réaction entre les cristaux à l'état solide, mais qu'elle se développe sous l'infuence des dissolvants qui abondent dans les restes ultimes du magma acide. La myrmékite appartient alors aux produits de la phase deutérique du développement d'une roche éruptive, ou peut-être aux produits de l'autométamorphose, ces deux notions étant en réalité très voisines. L'eau d'origine magmatique fut certainement le dissolvant principal, et alors l'expérience de Thugutt sur l'origine hydro-

thermale de l'interpénétration intime du quartz et du feldspath dans les pegmatites, semble trouver ici son application. Là, où le feldspath potassique et l'oligoclase se sont joint immédiatement en croissant dans la phase purement magmatique, dans les températures plus élévées, l'infiltration des dissolvants le long du contact des cristaux était empéchée et par conséquant la formation de la myrmékite impossible.

La biotite forme des lamelles peu régulières et généralement déchiquetées. Fortement polychroïque (n_p — claire jaunâtre, $n_m = n_g$ — en teintes brunes foncées ou brunes-olives), elle renferme de nombreuses aiguilles du rutile régulièrement disposées en étoile; autour de petites inclusions de zircon et d'apatite apparaissent les auréoles polychroïques. La hornblende verte accompagne la biotite dans les variétés de syénite plus riches en éléments ferro-magnésiens. Elle est optiquement caractérisée par son polychroïsme intense (n_p — jaunâtre pâle, n_m — jaune-verte ou olive-verte, n_g — verte d'émeraude), l'angle d'extinction sur (010) $z:n_g = 16^0—18^0$, biréfringence moyenne ($n_g — n_p = 0{\cdot}0176—0{\cdot}0193$) à signe négatif. Les relations entre la hornblende et la biotite sont très variées. Généralement les aggrégats des paillettes de la biotite, mélangées de l'épidote et du quartz, enveloppent les grains déformés de la hornblende. Mais il arrive parfois le contraire, les tablettes de la biotite étant emprisonnées dans la hornblende. Il semble alors qu'en général ces deux minéraux naissent dans la même période de consolidation de la roche, et que localement l'un ou l'autre parvient le premier aux conditions favorables pour sa formation.

Tous les minéraux ferro-magnésiens s'accumulent généralement en groupes, ensemble avec les éléments accessoires. Les grains irréguliers de magnétite forment souvent des inclusions dans la biotite, frangées, et séparées d'elle par un aggrégat microcristallin d'une forte biréfringence (probablement l'épidote). L'ilménite, beaucoup plus rare, est presque tolalement transformée en leucoxène. Le sphène est très répandu en forme de grands grains irréguliers, ou de cristaux plus petits, mais pointus et nets. Il est toujours coloré en jaunâtre ou brunâtre, souvent sensiblement polychroïque; il possède parfois des enveloppes blanches et opaques de leucoxène. Les petits cristaux de l'apatite, du zircon et les mottes de pyrite sont présents en quantité minime.

Dans la dernière phase de consolidation de la roche tous

les éléments colorés ont commencé à réagir sur les feldspaths, surtout sur l'oligoclase. Ces réactions sont extrêmement compliquées et elles donnent naissance aux produits synantétiques très variés. La hornblende s'enveloppe de la biotite, percée du quartz et de l'épidote. Les filonnets vermiculairs du quartz dans la biotite, souvent rappellent vivement la myrmékite, et conformément à l'avis de Sederholm possèdent probablément l'origine pareille. Parfois apparaissent les section allongées, constituées par la même myrmékite biotitique, qui présentent probablement les pseudomorphoses de la hornblende. (Pl. V. fig. 5 et 6). La biotite glisse souvent dans les clivages de l'oligoclase en forme de petits rameaux dactylés, en produisant de différentes symplectites de biotite avec du quartz, observées plusieurs fois par Sederholm (Pl. V. fig. 3 et 4).

Au même période de l'évolution de la roche il faut attribuer la formation de l'épidote qui accompagne toutes ces réactions deutériques et qui abonde non seulement au milieu des plagioclases, mais qui est disséminée aussi parmis les minéraux colorés. L'épidote démontre une forte biréfringence ($ng - np = 0{\cdot}051$) à signe négatif, l'angle des axes optiques très grand, l'orientation optique $x : ng = 26^0 - 29^0$, coloration jaune-verte très pâle, polychroïsme presque insensible en plaque mince.

Tout le reste de la roche est occupé par le quartz nettement xénomorphe en égard de tous les autres minéraux. Il forme rarement de grands grain bien individualisés, le plus souvent il moule les cristaux de feldspaths et des minéraux colorés. Ses plages à l'extinction fortement onduleuse, sont felées à ses bords en forme d'une sorte de mosaïque fine. Il compose de différentes syplectites avec le plagioclase, la biotite, parfois aussi avec la hornblende (ceux-ci ressemblent plutôt aux implications graphiques). Çà et là il s'enfonce dans les feldspaths avec ses ramifications, d'une façon tout à fait différente de la myrmékite, ce qui peut être expliqué comme un phénomène de corrosion magmatique. En somme, le quartz dans la syénite posséde un caractère d'un élément magmatique ultime, qui est contemporain — au moins en partie — aux produits deutériques, en résultant de mêmes réactions.

La structure de la syénite en question est caractérisée par l'automorphisme des plagioclases généralement bien marqué. Ce minéral principal garde ses formes cristallines propres, non seule-

ment par rapport au quartz et microcline, mais aussi à la biotite et la hornblende. Les minéraux ferro-magnésiens sont disposés en groupes parmi le grands cristaux d'oligoclase et ils ne percent presque jamais l'intérieur de ceux-ci. Il en résulte alors que le plagioclase a commencé l'individualisation cristalline des éléments essentiels.

La cataclase de la syénite est faible en général, mais vers les bords *SO* du massif elle devient de plus en plus remarquable. Surtout dans la roche de Puhacz on voit souvent des bandes finement granulées, riches en paillettes de séricite, de biotite et en épidote, se glissant parmi les cristaux des feldspaths. Les quartz montrent souvent de nombreuses cassures irrégulières. Le ployage des lamelles de biotite et les déformations des cristaux d'oligoclase moins prononcées, appartiennent aux phénomènes de la protoclase.

La syénite est une roche plutôt uniforme au point de vue de la structure et de la composition minéralogique. La quantité de plagioclase oscille entre 50 et 62% de volume, microcline 10—26%, quartz 5—12%, biotite 7—12%, hornblende 0—3%. La prédominence de l'oligoclase sur le microcline est anormale dans le groupe de syénites et elle rapproche les roches examinées des granodiorites ou des diorites quartzifères, tandis que leur basse teneur en éléments colorés et en quartz établit le passage aux oligoclasites. Néammoins l'auteur garde le nom de syénite dans sa significaton la plus générale pour l'ensemble des roches en question. Localement le microcline devient plus abondant, et inversément l'oligoclase se rétrécit. La teneur plus élévée en feldspath potassique est caractéristique pour les parties méridionales du massif syénitique (les environs de Puhacz et Krywka), tandis que les parties septentrionales (Żdiłów) sont beaucoup plus pauvres en ce composant. Parfois le microcline peut s'accumuler dans les ségrégations leucocrates en quantité considérable (par ex. la variété Nr. 19 de Żdiłów). De l'autre côté çà et là affleurent les ségrégations lamprophyriques (mélanocrates), particulièrement riches en biotite, hornblende et en sphène, et dépourvues presque complètement du plagioclase et du quartz. (Nr. 1. Żdiłów).

Dans la roche de Puhacz l'auteur a trouvé une veine mince, finement grenue un peu porphyroïde grâce aux plusieurs cristaux plus grands du feldspath. Dans cette veine il a constaté

la présence d'allanite. Ces minces cristaux prismatiques sont toujours enveloppés par l'épidote parallèlement orientée. (Pl. V., fig. 2). L'allanite est fortement colorée de teintes jaunes-brunâtres *(np)* et brunâtres un peu rouilleuses *(ng);* polychroïsme distinct *(np < nm < ng)*, l'extinction sur (010) $z:np = 37°—40°$, biréfringence modérée *(ng — np = 0·0167)*, l'angle des axes optiques très grand, caractère optique probablement négatif.

Métabasite. Cette roche enclavée dans la syénite de Puhacz, forme probablement un petit filon d'épaisseur 0·5—1 m., à direction supposée *NNO—SSE.* Sa composition minéralogique (en % de volume) a été déterminée au microscope à l'aide de la méthode planimétrique: Quartz — 14·9%, Albite — oligoclase (à 10—12% de l'anorthite) — 19·1%, épidote — 32·3%, amphibole — 25·0%, biotite 7·9%, oxydes de fer — 0·3%, apatite — 0·5%.

L'épidote est presque incolore, à biréfringence élévée *(ng — np = 0·039)*, la teneur en Fe_2O_3 env. 13%. L'amphibole présente deux variétés intimement, mais irrégulièrement melées: L'actinote faiblement colorée *(np* — presque incolore, *nm* — jaune-verte pâle, *ng* — bleu-verte pâle), $z:ng = 16—18°$, 2 V voisin de 90°, caractère optique négatif, biréfringence forte *(ng — np = 0·0263)*. La hornblende commune fortement colorée *(np* — jaune-verdâtre, *nm* — olive-verte, *ng* — vertè d'émeraude), à biréfringence modérée, $z:ng = 16—18°$. Cette amphibole à caractère ouralitique forme les baguettes minces dépourvues de faces terminales, ou les aggrégats fibreux, pénétrés par la biotite et l'épidote. Elle résulte probablement de la transformation d'un pyroxène monoclinique.

La roche est finement grenue à texture ophitique bien conservée. L'épidote enveloppée par de l'albite est certainement un produit de la métamorphose d'un feldspath riche en chaux (labrador ou bytownite). Elle garde les formes de bandelettes du plagioclase originel, et par conséquent alle rend possible la conservation de la structure primitive (Pl. V., fig. 1). L'auteur ne doute pas que la roche présente une diabase profondément altérée.

Granite normal. C'est un type de roche rougeâtre, à grain un peu plus petit que celui de la syénite. Au microscope on constate une grande ressemblence avec la syénite, les différences concernent plutôt les rapports quantitatifs des composants, que leur qualité.

Le plagioclase à tendance automorphe est plus acide que dans la syénite et habituellement moins zoné. La teneur en anorthite oscille entre 13—28% dans les centres des cristaux et 10—14%, dans les zones externes. Généralement c'est alors un oligoclase acide qui passe à l'albite vers les bords des cristaux. Les lisérés albitiques (à 4—6% de l'anorthite) au contact avec les feldspaths potassiques sont d'habitude très bien marqués. La myrmékite est ici beaucoup plus rare et chétivement développée. Les inclusions antiperthitiques sont aussi moins fréquentes. Parmi les produits d'altération accumulés aux centres des cristaux de l'oligoclase la séricite joue le premier rôle, l'épidote est quantitativement subordonnée, à cause de la teneur de plagioclase plus petite en anorthite. La sécrétion du pigment rouge d'hématite dans les noyaux des oligoclases est ici très repandue, ce qui n'était qu'une exception dans la syénite. Probablement toute la quantité de Fe_2O_3 contenue dans les plagioclases de la syénite (substitution isomorphe de Al_2O_3) a été absorbée pendant la formation de l'épidote, tandis que dans le granite, à cause de la formation restreinte de l'épidote, l'excès de Fe_2O_3 a du se séparer en forme de pigment.

Le microcline est ici beaucoup plus abondant, en dépassant souvent le plagioclase. Ses propriétés sont les mêmes que dans la syénite, les fibres perthitiques un peu moins abondantes, la substance albitique parfois séparée en zones (Pl. VI., fig. 2). La biotite, l'élément coloré principal, forme ici des lamelles irrégulières, parfois altérées en pennine. La hornblende manque toujours complètement. En outre, on constate souvent la présence des paillettes délicates du mica blanc primaire, qui s'accolent à la biotite. Comme minéraux accessoires il faut citer encore des oxydes de fer, du sphène, de la pyrite, du zircon et de l'apatite en quantité minime.

Le quartz joue ici un rôle beaucoup plus considérable en forme de grains xénomorphes, qui moulent les autres minéraux, d'une façon normale pour les granites en général. Çà et là il ronge les cristaux des feldspaths (quartz de corrosion), et parfois il apparaît même dans les parties centrales de ceux-ci, en forme d'inclusions irrégulières à l'extinction souvent uniforme.

Les oscillations des valeurs des minéraux essentiels donnent pour le quartz 14—25% de volume, microperthite 26—47%, oligoclase 31—53%, biotite 2·4—6%. Les phénomènes cataclastiques, par ci insensibles, par là bien marqués, se mani-

festent dans les granites surtout dans la déformation du quartz et dans le fendillement de la roche entière. A la protoclase il faudrait attribuer le ployage assez fréquent des lamelles du mica et les déformations des cristaux maclés des feldspaths, d'ailleurs totalement cicatrisés.

Granite aplitique. Les roches de ce type sont compactes et très dures, à grain fin. Grises-rouges quand elles sont fraîches, elles deviennent par altération rouges-claires, rosées et finalement blanchâtres, en donnant alors à l'oeil nu l'apparence des grès ou des quartzites. Leur structure peut être complètement uniforme, mais souvent dans leur fond compacte apparaissent les cristaux plus grands et automorphes d'un feldspath rosé, ou parfois les grains arrondis de quartz, qui impriment sur ces roches un caractère porphyrique. On peut observer fréquemment à leur surface de petites trainées de feldspaths, qui parfois s'arrangent çà et là à peu près parallèlement. Les minéraux colorés ne sont pas visibles.

Au microscope on constate généralement la structure granulitique, spécialement caractéristique pour les aplites (structure panidiomorphe de Rosenbusch). Elle offre l'aspect d'une mosaïque, formée par les grains irréguliers du quartz et du feldspaths alcalin (Pl. IV. fig. 4), avec une quantité négligeable de minéraux ferromagnésiens (moins de 2% de volume). Les grains de quartz dépourvus de la forme cristalline ou un peu arrondis, les contours souvent soulignés par le pigment rouge de Fe_2O_3, sont moulés par de petits cristaux de la microcline-microperthite, et de l'albite (à 4—10% de l'anorthite) ou de l'oligoclase acide (à 10—13% de l'anorthite). Conformément à la définition de la structure granulitique les grains du quartz sont meux individualisés que ceux des feldspaths, mais il arrive souvent le contraire, les grains des feldspaths mis au milieu du quartz. Le grains plus grands de quartz montrent souvent un degré plus élévé d'automorphisme, en atteignant parfois les formes bipyramidées, bien régulières ou corrodées (Pl. IV. fig. 6). D'autres variétés des granites aplitiques contiennent des phénocristaux du microperthite et de l'oligoclase-albite, à formes très nettes (Pl. IV., fig. 5).

Les paillettes de la biotite sont généralement accompagnées d'une petite quantité du mica blanc. Dans les roches de même type, provenantes des localités situées au Sud de la région en

question, le mica blanc atteigne parfois 4—7% de volume de la roche, d'autres variétés contiennent une petite quantité du grenat. Les traces de la magnétite, de l'épidote, de l'apatite sont contenues dans la plupart de ces roches. Le microcline régulièrement quadrillé contient toujours de l'albite en forme de microperthite, les grains plus petits en quantité inférieure à celle des grains plus volumineux. Il prédomine généralement sur le plagioclase; dans un seul cas on a observé la proportion inverse (Nr. 26). La quantité de quartz oscille entre 25 et 36% de volume.

Parmi les granites aplitiques (Nr. 32, 33) on a trouvé de véritables micropegmatites, à structure graphique parfaitement développée (Pl. IV., fig. 2).

Granite à grain fin. Les roches de ce type n'ont pas une individualité bien définie. A l'oeil nu elles ressemblent aux granites aplitiques; la différence principale consiste dans la teneur plus élévée en biotite, et généralement aussi dans les cristaux plus grands des feldspaths qui sont ici plus frequents ou même abondants dans la masse microgrenue.

Au microscope on peut constater que ce type de roche établit une forme de passage du granite normal au granite aplitique. La quantité de biotite et le pourcentage de l'anorthite sont les mêmes que dans le granite normal; la teneur en quartz et la structure correspondent à celles du granite aplitique. La composition minéralogique oscille entre les valeurs: Quartz 21—33%, microperthite 25—41%, plagioclase 21—39%, anorthite dans le plagioclase 10—30%, biotite 3—6%.

Quand la biotite disparaît et le plagioclase devient moins abondant la roche passe au granite aplitique. Au contraire l'accumulation de grands cristaux des feldspaths, surtout des plagioclases, et la disparition de la masse finement grenue, accompagnée de la réduction du quartz, établissent le passage aux granites normaux.

Tous les quatres types lithologiques décrits par l'auteur, qui affleurent dans le terrain étudié en connexité géologique intime, démontrent dans sa composition minéralogique tous les traits d'une consanguinité bien marquée. Ils forment alors une série lithologique bien définie. Le tableau ci-joint fait voir les résultats

quantitatifs des analyses microscopiques (le procédé planimétrique), auxquelles 33 roches de la série en question ont été soumises. En somme 98 coupes minces ont été examineés par l'auteur. Dans les roches à grain fin et uniforme, la mésure d'une seule préparation suffi pour établir une moyenne exacte. Dans les roches à structure variable, ou grossièrement grenues, il fallut analyser 3, 4 ou 5 préparations microscopiques, tranchées à différents points d'un bloc d'une roche donnée, pour obtenir les résultats conformes à la composition minéralogique moyenne. L'ordre d'analyses dans le tableau correspond aux valeurs des minéraux colorés progréssivement decroissantes; leur numérotage est adopté aussi dans l'esquisse lithologique.

L'examen du tableau d'analyses permet de constater une conséquence de variation de tous les éléments essentiels, à mésure de la décroissance des minéraux ferro-magnésiens. Le quartz devient en général de plus en plus abondant; quelques déviations sont causées par sa tendance à s'accumuler spécialement dans les granites finement grenus. La quantité de microperthite croît dans la même direction. Au contraire la valeur du plagioclase, sa teneur en anorthite et en même temps aussi la quantité de l'épidote décroissent graduellement. Les minéraux accessoires (magnétite, apatite, sphène etc.) communs dans les syénites, deviennent rares dans les granites normaux, et ils disparaissent presque complètement dans les types aplitiques. A leur place apparaît souvent le mica blanc, dans quelques cas aussi le grenat. Deux roches seulement, comme des sérégations locales et peu importantes, troublent cet image de variation: la ségrégation lamprophyrique (Nr. 1) et la ségrégation leucocrate, riche en microcline (Nr. 19), toutes les deux de la localité Żdiłów.

Il n'y a pas de doute alors que toutes les roches de la série examinée peuvent être considérées comme les produits d'une différenciation d'un seul magma. Pour représenter graphiquement cette différenciation supposée, l'auteur à employé le diagramme de triangle équilatéral (fig. 3). Il a negligé les minéraux colorés, peu importants dans la série en question au point de vue de la quantité. Les valeurs des éléments essentiels — quartz, microperthite, plagioclase — exprimées en pourcent de volume, calculées pour la somme de 100, établissent les coordonnées du diagramme. Cette méthode de représentation graphique semble

Tableau de composition minéralogique de la série

	1 Segrégation lamprophyrique Żdiłów	2 Syénite Żdiłów	3 Syénite Żdiłów	4 Syénite Żdiłów
Quartz	2·9	9·4	9·1	11·8
Microperthite	18·9	10·9	13·7	13·8
Plagioclase	2·4	59·8	62·1	59·0
% d'anorthite dans plagiocl.	(30—40)	(20—40)	(22-27-39)	(20-30-37)
Épidote	—	1·6	1·9	2·4
Biotite	38·4	12·2	11·4	9·1
Hornblende	23·9	3·2	—	1·7
Magnétite, ilménite	2·2	1·9	0·9	1·0
Sphène	6·3	0·4	0·4	0·6
Apatite	2·9	0·6	0·5	0·4
Zircon	0·5	trace	trace	trace
Pyrite	1·6	trace	trace	0·2
Hématite	—	—	—	—

	12 Granite normal Krywka	13 Granite normal Gary	14 Granite à grain fin Krywka	15 Granite normal Krywka
Quartz	18·7	24·6	29·2	14·2
Microperthite	32·5	35·3	25·7	26·4
Plagioclase	41·7	32·8	37·8	52·7
% d'anorthite dans plagiocl.	(13)	(15—20)	(12)	(14—28)
Épidote	0·3	0·9	0·9	0·7
Muscovite	0·2	—	—	—
Biotite	6·0	4·9	5·2	4·8
Magnétite, ilménite	0·5	0·4	1·2	0·6
Sphène	0·1	1·0	—	0·6
Apatite	trace	0·1	—	trace
Hématite	trace	trace	—	trace

	23 Granit aplitique Klesów	24 Granit aplitique Krywka	25 Granit aplitique Krywka	26 Granit aplitique Krywka
Quartz	25·3	36·0	29·9	29·6
Microperthite	43·2	38·0	38·2	28·5
Plagioclase	28·6	22·7	28·5	38·2
% d'anorthite dans plagiocl.	(10—15)	(8—11)	(10—12)	(5—12)
Épidote	0·4	0·4	0·6	1·7
Muscovite	trace	0·6	0·6	0·2
Biotite	2·0	1·6	1·8	1·4
Magnétite, ilménite	0·4	0·5	0·2	0·3
Grenat	—	—	—	—
Hématite	0·1	0·2	0·2	0·1

lithologique de Klesów (en pourcent. de vol.)

5 Syénite Krywka	6 Syénite Puhacz	7 Syénite Puhacz	8 Syénite Puhacz	9 Syénite Puhacz	10 Granite normal Krywka	11 Granite a grain fin Krywka
7·8	6·2	6·6	8·7	5·2	14·2	21·2
26·7	21·5	26·2	31·6	25·5	31·6	31·1
50·2	60·6	55·1	48·5	59·1	45·8	39·0
(20—27)	(26—35)	(21—28)	(20—07)	(20—25)	(10—16)	(10—30)
2·6	1·4	1·9	1·7	1·2	1·1	1·9
10·6	8·3	8·1	7·3	7·4	4·8	5·7
0·4	—	—	—	—	—	—
1·3	1·1	0·8	1·6	0·8	1·6	1·0
0·2	0·6	0·8	0·5	0·8	0·8	—
0·2	trace	trace	trace	trace	trace	—
trace	trace	trace	trace	trace	trace	—
—	0·3	0·5	0·1	trace	—	—
—	—	—	—	—	0·1	0·1

16 Granite à grain fin Klesów	17 Granite normal Krywka	18 Granite normal Krywka	19 Segrégation leucocrate Żdiłów	20 Granite á grain fin Krywka	21 Granite à grain fin Klesów	22 Granite normal. Klesów
25·2	15·4	17·3	8·8	32·8	24·5	17·9
35·0	43·0	43·5	57·4	41·2	40·0	46·9
33·9	35·6	33·5	27·6	27·3	30·7	31·5
(15—29)	(10—14)	(10—15)	(20—25)	(13—15)	(10—13)	(10—13)
0·4	0·5	0·4	1·3	0·4	0·9	0·5
—	0·1	0·2	—	0·3	—	—
4·8	4·0	4·1	4·5	2·7	3·7	2·4
0·7	1·2	0·8	0·2	1·3	0·2	0·4
—	0·1	trace	0·2	—	—	0·2
—	trace	—	trace	—	—	—
trace	0·1	0·2	—	trace	trace	0·2

27 Granit aplitique Krywka	28 Granit aplitique Klesów	29 Granit aplitique Krywka	30 Gr. aplit. carrière „Skała“	31 Gr. aplit. carrière „Skała“	32 Granit aplitique Klesów	33 Granit aplitique Krywka
30·6	30·6	35·7	34·8	34·2	28·3	35·7
40·2	48·8	35·4	45·4	42·6	42·9	48·7
27·0	18·6	27·0	14·5	15·0	27·1	15·0
(5—12)	(13)	(7—10)	(5—10)	(5—10)	(4—6)	(4—10)
0·3	0·8	0·1	trace	trace	0·3	trace
0·3	trace	0·2	4·0	6·5	—	0·1
1·5	0·2	0·8	0·9	0·7	0·4	0·4
trace	1·0	0·1	trace	0·1	0·2	0·1
—	—	—	—	trace	0·2	—
0·1	trace	0·7	0·4	0·9	0·6	trace

être spécialement aventageuse pour les roches leucocrates sursaturées de silice.

La distribution des points figuratifs des roches en question est très caractéristique. Une zone située près du sommet de plagioclase est occupée par les syénites (à l'exception de la ségrégation microclinique de Żdiłów Nr. 19). Plus loin s'arrangent les granites normaux, encore plus loin — les granites aplitiques. Le granites à grain fin sont situés entre les granites normaux et les granites aplitiques, en témoignant son caractère transitoire. En somme, les roches de la série étudiée composent dans le diagramme une bande continuelle, au parcour caractéristique.

Cette distribution de roches pourrait être expliquée au point de vue physico-chimique d'une façon qui s'accorde bien avec le principe de différenciation par cristallisation, dont les différentes possibilités ont été discutées profondément par Vogt et Bowen. Les syénites correspondent à la fraction antérieure, enrichie en cristaux d'oligoclase, les granites normaux à la fraction postérieure, formée dans une température un peu plus basse. Une telle formation des syénites, dérivées du magma granitique par cristallisation fractionnée, pourrait donc être comparée avec la formation d'anorthosites, qui se produit dans un magma gabbroïde par l'accumulation des cristaux du labrador. Les granites aplitiques enfin, achevant la consolidation du magma dans la température la plus basse devraient correspondre au mélange eutectique des feldspaths avec du quartz. D'après les considérations de Vogt la proportion eutectique de ces deux minéraux semble osciller entre 25 et 35% de quartz et 65—75% des feldspaths. En effet, justement la même proportion caractérise les granites aplitiques de la région étudiée (selon le tableau d'analyses, 25—36% de quartz).

Le point eutectique ternaire du systhème — orthose, albite (+anorthite), quartz — donne suivant Vogt la proportion approximative 30% quartz, 29% orthose, 41% albite (+anorthite). Ce point, placé dans le diagramme employé par l'auteur, est situé tout au bord du champ des granites aplitiques, dans lesquels la microperthite prédomine presque toujours sur le plagioclase. En général le parcours le toute la série ne coïncide pas avec la ligne eutectique orthose-albite (proportion 2:3), mais il est déplacé à gauche. Ce déplacement est causé surtout par la présence d'albite dans la microperthite, spécialement considérable dans les granites normaux. Mais dans la plupart des granites aplitiques

la teneur de la microcline en albite n'est pas assez grande pour expliquer complétement le déplacement mentionné. Probablement alors un dépassement de la ligne eutectique a eu lieu en réalite, contrairement à la supposition théorique. Une telle particularité de différentes roches granitiques a été souvent notée par plusieurs savants, et par-conséquent quelques-uns d'eux, comme par exemple Asklund, rejettent décidément toute la théorie de la différenciation par cristallisation, qui semble être en desaccord avec l'expérience lithologique.

En égard de la série étudiée l'auteur souligne, que malgré tout une tendance générale vers la composition eutectique peut être observée en réalité. Quelques digressions sont causées par de différentes complications en voie de différenciation. A l'état présent de nôtre connaissance il n'est pas possible de se rendre compte de la nature intime de ces complications, mais leur possibilité est théoriquement justifiée. Surtout le principe de réaction formulé par Bowen joue, au cour de la différenciation, d'après l'opinion de cet auteur, un rôle si fondamental qu'il trouble et dissimule habituellement les tendances eutectiques. De plus, la présence des composants volatils, de l'eau, peut déplacer considérablement le point eutectique. Il est, par exemple, tout à fait possible, que l'eau concentrée dans les portions leucocrates du magma abyssal peut changer la proportion eutectique en faveur du feldspath potassique.

Pour expliquer la relation de la syénite et du granite normal à son enveloppe aplitique Małkowski donne l'hypothèse suivante: La syénite avec son facies de bordure granitique, forme une intrusion au milieu de différentes roches antérieures. Sous l'influence du magma granitique, s'infiltrant de nombreuses apophyses, et du „jus magmatique" d'une nature aplitique, nommé par Sederholm l'ichor, toutes ces roches antérieures subissent une granitisation régionale, l'anatexe et palingénèse. De toutes ces transformations résulte un type de roche ultramétamorphique, d'apparence aplitique. Les veines et les enclaves du granite à grain gros englobées dans cette roche, devraient être considérées, d'après l'opinion de Małkowski, comme preuves de son caractère migmatique. La nature originelle de toutes ces roches profondément aplitisées n'est pas claire dans l'hypothèse de Małkowski. Dans plusieurs cas cet auteur

admet la préexistance des grès précambriens, postérieurement impregnés d'un magma aplitique.

Cette hypothèse modélée sur les exemples classiques de Finlande méridionale, décrits par Sederholm, n'est pas applicable dans la région en question. Les roches migmatiques démontrent toujours dans le terrain son caractère mixte, en frappant aux yeux avec son hétérogénéité (artérites, agmatites, nébulites etc.). Exceptionnellement et tout à fait localement ce mélange peu devenir si intime, que les deux composants — la roche primitive et le magma imprégnant — se confondent complètement.

Au contraire, dans le terrain étudié par l'auteur du travail présent, les textures migmatiques propres n'ont pas été observées nulle part. Les veines, les enclaves, les amas à grain gros dans la pâte aplitique, possèdent un caractère d'un mélange de deux produits purement magmatiques, c'est qui en liaison avec leur forme prouve la nature de ségrégations endogènes (Schlieren). La composition minéralogique des granites aplitiques, leur teneur en quartz à peu près eutectique, leur structure granulitique ou micropegmatitique tellement caracteristique pour des aplites, la présence des cristaux du quartz bipyramidé et d'autres détails de leur composition, rendent impossible leur interprétation comme des grès granitisés. D'après les considérations présentes, les granites aplitiques, comme les derniers produits eutectiques, appartiennent à une seule série lithologique, ensemble avec les syénites et les granites normaux.

Pour expliquer le rapport de la syénite à son enveloppe granitique l'auteur propose une hypothèse essentiellement différente, qui d'ailleurs, vu la petitesse du terrain étudie en détail, ne possède qu'un caratére provisoire.

Un grand bassin du magma granitique, caché profondément dans l'écorce terrestre, perde lentement sa chaleur et commence à séparer des cristaux. Le plagioclase commence le premier à s'individualiser et ses cristaux plus denses que le magma acide et riche en matières volatiles, s'accumulent dans les parties inférieures du bassin. Les minéraux colorés (biotite et hornblende) accompagnent le plagioclase en quantité réduite. Avec l'avancement de la cristallisation les plagioclases de plus en plus acides viennent à se séparer. D'une telle façon on pourrait s'imaginer que dans le bassin se produit successivement une sorte de stratification (fig. 4).

Vers le fond du bassin monte la teneur en anorthite et en même temps les cristaux deviennent de plus en plus serrés, en réduisant la quantité du liquide interstitiel. La couche inférieure *(a)* correspond à la syénite, supérieure au granite normal *(b)*. Au dessus s'étend le bain magmatique pauvre en anorthite et en éléments ferromagnésiens, d'une composition rapprochée à l'eutectique *(d)*. Entre *(b)* et *(d)* se développe une zone intermédiaire *(c)*, où les cristaux abondants des feldspaths nagent dans le bain. L'automorphisme des plagioclases constant et généralement bien marqué, justifie l'admission d'une telle façon de l'individualisation cristalline dans le magma.

Dans ce stade d'évolution du bassin granitique les facteurs orogéniques commencent à jouer leur rôle. Ils compriment le bassin, en le tendant en même temps dans les directions perpendiculières. Les portions inférieures du bassin, chargées des cristaux et solidifiées en partie, subissent un plissement. Les portions supérieures, complètement fluides, mises en mouvement dans une certaine direction, détachent et emportent avec soi les ségrégations cristallines, en les mettant en pièces et mélant partiellement, mais toujours avec un arrangement à peu près parallèle. L'abaissement de la pression entraine l'échappement des éléments volatils et par conséquent la cristallisation précipitée des portions fluides du magma hololeucocrate, en donnant comme produit le granite aplitique, avec une texture fluidale localement conservée. L'effet imaginé d'un procès géologique pareil est représenté schématiquement dans la fig. 5. Il s'accorde aussi bien avec les observations de l'auteur dans le terrain, qu'avec les résultats de son analyse micrographique.

Institut minéralogique de l'Université de Poznań.

OBJAŚNIENIE TABLIC.

Tabl. I.

1. Metabazyt z Puhacza. Słupki epidotu i niekształtne żerdki hornblendy wśród bezbarwnego tła albitu i kwarcu. (Światło zwyczajne, powiększenie ok. 45×).

2. Allanit obrośnięty epidotem zgodnie zorjentowanym, w smudze porfirowatej w sjenicie z Puhacza. (Św. zw., pow. ok. 100).

3. Wrostki rutylowe w płytce biotytu ze sjenitu na Żdiłowie. Odgałęzienia daktylitowe biotytu wnikają do sąsiedniego kryształu oligoklazu. (Św. zw., pow. ok. 45).

4. Biotyt daktylitowy w sjenicie ze Żdiłowa. (Św. zw., pow. ok. 45).

5. Symplektyt biotytowo-kwarcowy z epidotem w sjenicie z Puhacza. W górze na lewo trzy kryształki tytanitu. (Św. zw., pow. ok. 17).

6. Silniej powiększony fragment poprzedniego przekroju. Robaczkowata budowa symplektytu biotytowo-kwarcowego. (Myrmekit biotytowy). (Św. zw., pow. ok. 45).

Tabl. II.

1. Automorfijny kryształ plagjoklazu otoczony drobnemi blaszkami biotytu. Sjenit z Puhacza. (Nikole ×, pow. ok. 14).

2. Kryształ mikroklinu z albitem wydzielonym pasowo. Granit normalny z Garów. (Nik. ×, pow. ok. 24).

3. Przerosty pismowe kwarcu w mikropertycie (mikropegmatyt) w aplicie z Krywki. (Nik. ×, pow. ok. 37).

4. Struktura granulitowa w granicie aplitowym z Krywki. (Nik. ×, pow. ok. 35).

5. Prakryształ mikropertytu w granicie aplitowym z kamieniołomu na Płd. od stacji Klesów. (Nik. ×, pow. ok. 20).

6. Prakryształ kwarcu w granicie aplitowym z kamieniołomu firmy „Skała“ w Klesowie. (Nik. ×, pow. ok. 25).

EXPLICATION DES PLANCHES.

Planche I.

1. Métabasite de Puhacz. Les prismes d'épidote et les sections irrégulières de la hornblende verte, plongées dans le fond incolore d'albite et de quartz (Lumière naturelle, Grossissement 45× env.).

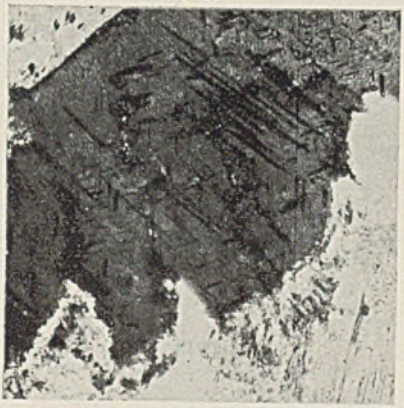
2. Allanite enveloppée par l'épidote parallèlement orientée dans une veine porphyroïde au milieu de la syénite de Puhacz. (Lum. nat., Gros. 100 env.).

3. Les aiguilles délicates du rutile dans une lame de biotite dans la syénite de Żdiłów; les rameaux dactylés de la biotite s'enfoncent dans l'oligoclase (Lum. nat., Gross. 45 env.).

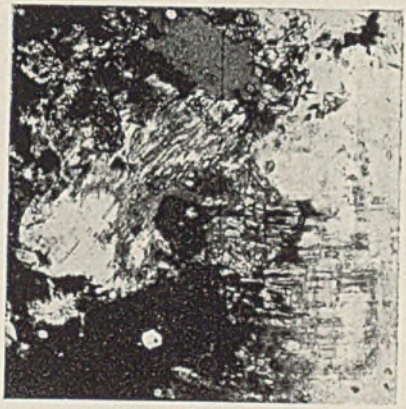
1

2

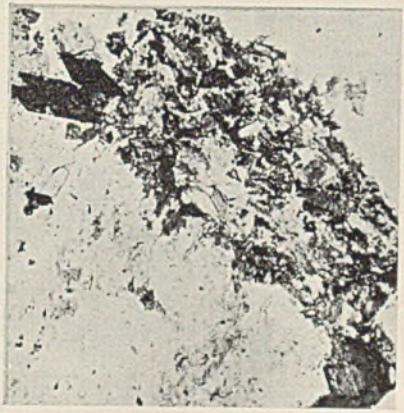
3



4



5



6

4. Biotite dactylitique dans la syénite de Żdiłów (Lum. nat., Gross. 45 env.).

5. Une symplectite de biotite et de quartz avec un peu d'épidote dans la syénite de Puhacz. En haut à gauche trois cristaux aigus du sphène. (Lum. nat., Gross. 17 env.).

6. Un petit fragment de la section précédente. La structure vermiculée de la symplectite de la biotite avec du quartz (myrmékite biotitique). (Lum. nat., Gross. 45 env.).

Planche II.

1. Un cristal automorphe d'oligoclase entouré des paillettes de la biotite primaire, dans la syénite de Puhacz. (Nicols croisés, Gross. 14 env.).

2. Un cristal de microcline avec l'albite séparée régulièrement en forme d'une zone. Le granite normal de Gary. (Nicols croisés, Gross. 24 env.).

3. L'interpénétration graphique du quartz dans la microperthite (micropegmatite) dans une aplite de Krywka (Nicols croisés, Gross. 37 env.).

4. Structure granulitique d'un granite aplitique de Krywka. (Nicols croisés, Gross. 35 env.).

5. Un phénocristal de microperthite dans un granite aplitique de Klesów. (Nicols croisés, Gross. 20 env.).

6. Un phénocristal du quartz bipyramidé dans une roche aplitique de la carrière „Skała“ à Klesów. (Nicols croisés, Gross. 25 env.).

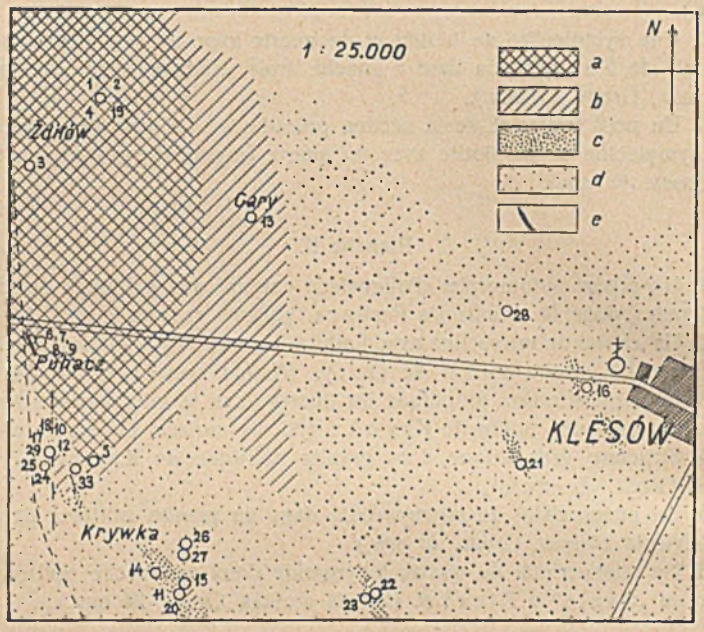


Fig. 1.

Szkic litologiczny północno-zachodniej części obszaru Klesowskiego. (Esquisse lithologique de la partie *NO* de la région de Klesów).

a) sjenit	syénite
b) granit normalny	granite normal
c) granit drobnoziarnisty	granite à grain fin
d) granit aplitowy	granite aplitique
e) metabazyt	mètabasite

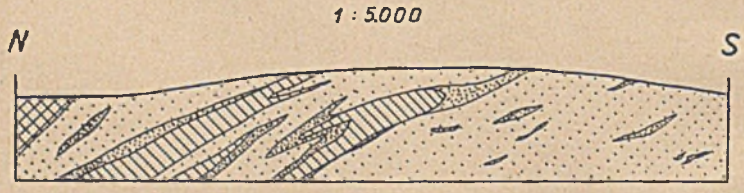


Fig. 2.

Przekrój schematyczny *N—S* wzgórza Krywka.
(Coupe schématique *N—S* de la coupole de Krywka).

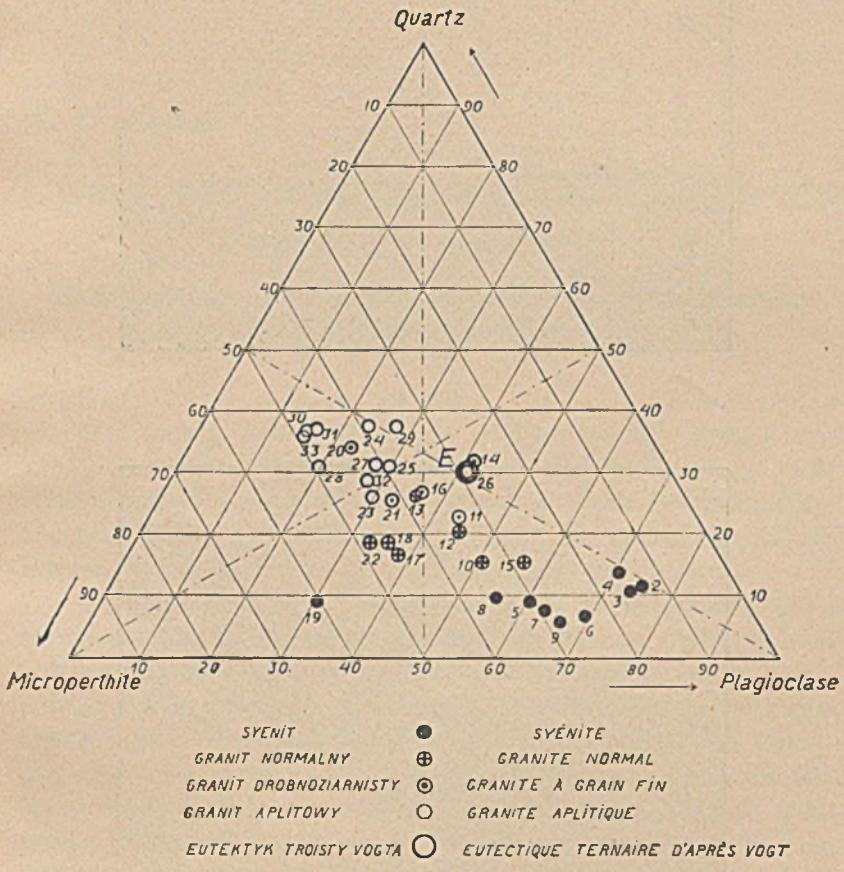


Fig. 3.

Wykres trójkąta — Kwarc — mikropertyt — plagioklaz — dla klesowskiej serji litologicznej.

(La représentation graphique de la série lithologique de Klesów dans le triangle Quartz — microperthite — plagioclase).

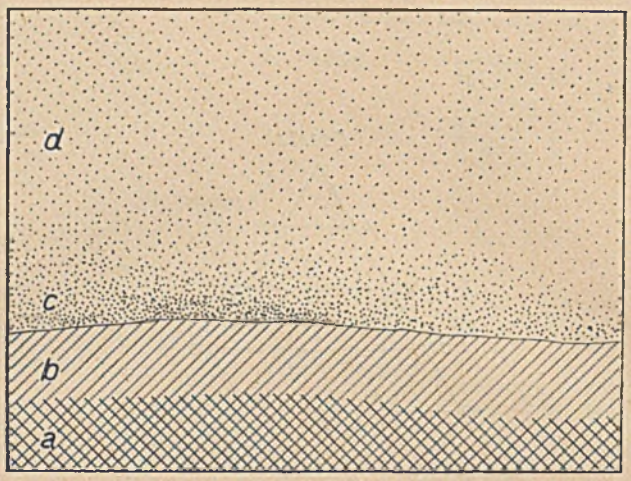


Fig. 4.

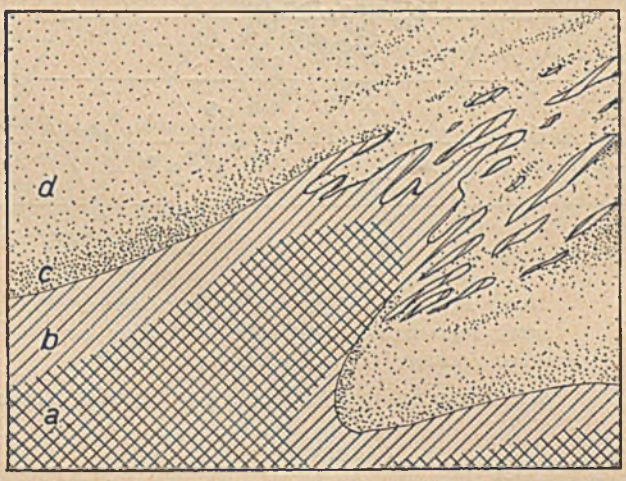


Fig. 5.

Schemat rozwoju klesowskiej części batolitu granitowego według hipotezy autora: fig. 4. przed ruchem górotwórczym, fig. 5. po ruchu górotwórczym. (Schéma d'évolution d'une partie du batholite granitique de Klesów: fig. 4. avant le plissement, fig. 5. après le plissement).

W. Friedberg.

Uwagi nad nowszemi próbami podziału naszego miocenu.

Bemerkungen über neue Versuche der Stratigraphie des Miocäns von Polen.

W ostatnich latach poruszono w kilku pracach sprawę podziału utworów mioceńskich Polski. Jakkolwiek zajmują mnie obecnie głównie studja paleontologiczne, przecież nie zapominam o zagadnieniach stratygraficznych, dających się często, chociaż nie zawsze, najlepiej rozwiązać na paleontologicznej podstawie.

Jednem z zagadnień jest sprawa wieku formacji solnej, którą zaliczyłem do helwetu, zaznaczając jednakowoż, że czynię to z tej przyczyny, ponieważ leży najniżej w serji osadów mioceńskich, przykryta utworami młodszemi, wieku niewątpliwie tortońskiego. Opisana przez Reussa fauna Wieliczki jest jednakowoż tortońską, jak to już zaznaczył Haug [1]. Wyróżnienie na podstawie fauny helwetu od tortonu nie jest rzeczą łatwą [1]), a możliwą tylko wtedy, jeżeli znajdujemy we faunie elementy starszego miocenu, których w Wieliczce nie znaleziono, albo, jeżeli w obfitej, a dobrze zachowanej faunie można znaleźć odmiany, czy mutacje helweckie, naogół bowiem żyły w helwecie i w tortonie te same gatunki mięczaków. Niestety, fauna Wieliczki nie jest ani zbyt obfitą, ani dobrze zachowaną, dlatego też ten dowód odpaść musi. Byłoby

[1]) Jak podobną jest fauna helwecka do tortońskiej, tego może dowodzić zdanie, coprawda mylne, tak wytrawnego specjalisty, jak G. Dollfusa, który referując ostatni zeszyt mych „Mięczaków mioceńskich Polski“ (Journal de Conchyliologie, tom 73, r. 1929, str. 224—225) twierdzi o naszej faunie: „On y retrouve toute la faune du Miocène de la Touraine“ i „C'est le miocène moyen typique“.

przeto bardzo wskazaną rzeczą, aby zebrano z Wieliczki nowy materjał paleontologiczny i go dobrze oznaczono, a byłaby to bardzo pożyteczna praca, chociaż wymagająca mozolnych i długich poszukiwań na miejscu.

Dziwną jest rzeczą, że geologowie, pracujący w Karpatach na obszarach zajętych przez formację solną, nie znaleźli w niej żadnych skamielin, lecz nie z przyczyny ich braku, tylko z powodu zbyt małej uwagi na nie zwracanej. Skamieliny w tych utworach znalazłyby się przy starannych poszukiwaniach, czego dowodzą dwa wypadki, w których dostały się do mych rąk, a mianowicie z Kałusza [2], skąd oznaczyłem [1]) *Ervilia pusilla* Phil., *Cardium vindobonense* Partsch.[2]), *C.* aff. *hispidum* Eichw. i *Pecten* sp., zbliżony do *P. Koheni* Fuchs, a także z Daszawy koło Stryja, skąd niedawno [3] podałem *Orbicella Reussiana* M. Edw. i H., *Serpula gregalis* Eichw. i nieoznaczalne skorupy małży. Jeżeli do tego dodamy podane przezemnie z iłu solnego w Kosowie [4] gatunki *Oxystele orientalis* Cossm. i Peyr. i *Meretrix italica* Defr., to poczet znanych z iłu solnego skamielin (nie mówiąc o otwornicach) jest już wyczerpany. Na przeszło 50 lat geologji karpackiej jest to stanowczo niewiele.

Wprawdzie flora Wieliczki została niedawno wzorowo na nowo opracowana przez Zabłockiego [5], jednakowoż ogólny wynik dociekań jego jest ten, że mioceńskie flory kopalne nie nadają się do dokładnych stratygraficznych podziałów, jakkolwiek dla flory Wieliczki prawdopodobnym jest wiek helwetu.

Jeżeli więc na podstawie dotychczas znanych skamielin moglibyśmy uważać iły solne za torton, to przecież są inne względy, które nakazują pewną ostrożność.

W dolnym miocenie były obszary na północ od Karpat zapewne lądem, morze wdarło się na nie od zachodu. Wiemy, że w miocenie Europy jest piętro helweckie czasem największej transgresji oceanu Atlantyckiego, a także morza Śródziemnego, które doliną Rodanu, zaklęsłością na północ od Alp dostało się nietylko w okolicę Wiednia[3]), ale przeszło i dalej ku północnemu wschodowi, bo przez Morawy na Śląsk i inne obszary Polski.

---

[1]) Cz. Kuźniar (Posiedzenia Nauk. P. Inst. Geol., Nr. 25) twierdzi, że fauna ta pochodzi z poziomu gazowego, który tworzy spąg formacji solnej i dlatego też całą formację uważa za torton.

[2]) Oznaczenie zapewne niesłuszne, gdyż jest to gatunek sarmacki.

[3]) Podczas poprzedniej, mniejszej transgresji w burdigalu doszło tu także.

Wprawdzie, jak wykazałem w innej pracy [2, str. 312—326], nie mamy paleontologicznych dowodów na starszy od helwetu wiek najgłębszych utworów mioceńskich Śląska, a więc iłów i tufów bazaltowych Morawskiej Ostrawy i okolicy, których faunę opisał Kittl, przecież można w niej dopatrywać się pewnego zbliżenia do fauny szlieru z Ottnang, który jest helweckiego wieku, gdyż na 31 z nich opisanych gatunków jest 12 wspólnych ze szlierem z Ottnang, a 19 wspólnych ze szlierem z Ottnang i z Moraw. Dodam, że dolne utwory mioceńskie górnego Śląska zapewne do helwetu zaliczone być muszą, a w takim razie było morze helweckie pierwszem, które w miocenie przez Morawy dostało się do Polski i tutaj przelało się naturalnie w najniżej położone obszary. Nie znamy niewątpliwych osadów brzegowych tego morza[1]), lecz tylko iły formacji solnej. Czas ich osadzania trwał może dłużej wobec pogłębiania się niecki podkarpackiej, a więc i przez dolny torton, jak to przyjmuje Nowak [6], a w takim razie moglibyśmy mówić, że formacja solna obejmuje helwet i część tortonu. W ten sposób pokonalibyśmy tę trudność, jaką sprawia tortoński naogół charakter fauny iłów solnych Wieliczki.

Przy ocenie fauny Wieliczki zapomina się jednakowoż o tem, że pomiędzy utworzeniem się dolnego oddziału formacji solnej (warstwowanego wedle terminologji Niedźwiedzkiego), a górnego, czyli bryłowego, jest pewna różnica czasowa, nawet przy braku przerwy w ich osadzaniu. Bogatszy faunistycznie jest górny utwór, który swego czasu zaliczyłem do tortonu [2, str. 340), a zdaje mi się, że przy tem określeniu i dzisiaj pozostać możemy, przyjmując wiek helwecki dla starszego tylko oddziału. Badania nad złożem solnem Wieliczki powinny być prowadzone wszechstronnie, a więc objąć nietylko geologiczne i paleontologiczne studja, ale także i jego genezę, gdyż jest rzeczą więcej jak pewną, że powstanie mioceńskich gipsów (np. nad Nidą) należy do innego cyklu genetycznego, mniej zupełnego od tego, w którym sól kamienna powstała, w każdym razie do młodszego.

Jeżeli wielka mioceńska transgresja spowodowała w helwecie zalew środkowej Europy przez morze Śródziemne w sposób po-

---

[1]) Może są niemi wapienie ostrygowe w Przegorzałach, na Bielanach i pod klasztorem Norbertanek w Krakowie, jak przypuszczał Niedźwiedzki (Przyczynek do geologji okolicy Krakowa, „Kosmos“, 1900).

wyżej podany, w takim razie jest rzeczą prawdopodobną, że postępowała ona zwolna i że morze dostało się do Polski później, niż do Szwajcarji i w okolice Wiednia, możemy przeto mówić o górnohelweckim wieku początku formacji solnej.

Nie mogę niczego o tem powiedzieć, czy nasze morze helweckie nie było w związku z morzem tego wieku na wschodzie, a więc w południowej Rosji, skąd znamy z półwyspu Kercz ciemne łupki z *Pecten denudatus* i z innemi skamielinami, mające charakter szlieru [7, 8]. Z badań Andrusova wynika jednakowoż, że leżą one zgodnie na dolnomioceńskich i oligoceńskich, które w nie przechodzą. Ponieważ te łupki nie są znane z obszarów leżących na zachód od tych okolic, przeto trudno powiedzieć, czy i którędy łączyło się to morze z morzem podkarpackiej formacji solnej. Jednakowoż, jak to Andrusov zauważył, prawdopodobnie istniało to połączenie, na co wskazuje fauna ciemnych łupków, zbliżona do fauny Wieliczki.

W każdym razie łączyło się nasze morze z morzem Rumunji, czyli z zatoką dacką, jak ją nazywa Andrusov, a komunikacja ta była swobodna, co wynika z jego mapek.

Badania geologów karpackich nie wyjaśniły jeszcze tej sprawy, czy formacja solna nie powstała, przynajmniej częściowo, w morzu, które było resztką morza fliszowego. Może do tej resztki dostało się z zachodu morze helweckie. Jednakowoż tej sprawy nie rozstrzygniemy tak długo, jak długo nie poznamy fauny młodszych utworów fliszowych i iłów solnych.

Nie na podstawie faunistycznej nastąpiło też wyróżnienie utworów młodszych od iłów solnych, jak margli różowych i warstw z Balicz [1]). Jako jeszcze wyższy poziom wydzielają niektórzy autorowie warstwy ceritjowe górne i dolne, chociaż już dawniej wskazywałem na to, że termin ten powinien być zarzucony, ponieważ został on wprowadzony przed 80 laty dla utworów nazywanych teraz sarmackiemi, a z temi jako tortońskie nie mają one, oprócz półsłonej facji, niczego wspólnego. Jakkolwiek te dwa wyróżnione utwory odpowiadają, jak to geologowie karpaccy wykazali, niewątpliwie grubej serji warstw, w której wyższe są od dolnych młodsze, jednakowoż brak paleontologicznego uzasadnienia, że są

[1]) Niedawno wyraził de Cizancourt zapatrywanie, że warstwy z Balicz są równowiekowe z iłami krakowieckiemi i z pokuckim tortonem ze skamielinami (Compte rendu som. des séances de la Soc. Géol. de France, Nr. 8, str. 93—94, 1931).

to dwa poziomy faunistycznie różne, na co już Wiśniowski [9] zwrócił uwagę.

W Karpatach wschodnich mało się zwraca uwagi na zawierające skamieliny iły i piaski tortonu. W ostatnich 20 latach nie dano o nich żadnych nowych spostrzeżeń, co najwyżej, niektórzy autorowie zadowalają się stwierdzeniem, że fauna gdzieniegdzie się znajduje, nie zadając sobie trudu jej zebrania i oznaczenia, a także podania szczegółowych obserwacyj.

Czarnocki i Kowalewski [10], a także Kowalewski [11 i 12] usiłowali w kilku publikacjach zaliczyć ił solny do górnego tortonu, uważając go za równowiekowy z Kowalewskiego „poziomem krakowieckim". Do tego ostatniego zaliczają czasowo i petrograficznie różne utwory, jak piaski, margle, gipsy, wapienie, łupki, iły i żwiry. Iły krakowieckie M. Łomnickiego są jednakowoż pojęciem nie stratygraficznem, lecz określonej facji, obejmują bowiem utwory nie brzeżne, lecz nieco głębszego morza, które powstały w pewnem oddaleniu od brzegów morza mioceńskiego w depresji przykarpackiej. Na tym obszarze tworzyły się osady iłowe przez cały czas zalegania morza, są więc iły krakowieckie utworem czasowo długotrwałym, bo przez cały torton aż po sarmat. Wszak z Machowa podałem swego czasu z tych iłów faunę sarmacką, również ze Zgórska koło Radomyśla, a niedawno w skąpym materjale otrzymanym od prof. Szafera, pochodzącym z okolicy Medyki (Hamernia), znalazłem wprawdzie tylko ułamki skorup, ale prawdopodobnie sarmackiego wieku. Na to znajdowanie zwrócę uwagę podczas przyszłych wycieczek. Prawdopodobnie jest najgłębsza część tych iłów helweckiego wieku, coby wynikało z naszych poprzednich rozważań o wkroczeniu morza mioceńskiego od zachodu.

Dowody paleontologiczne tych autorów nie zawsze są ścisłe. U Kowalewskiego ([11] str. 49) czytamy: „Zespół bowiem fauny Wieliczki nie nosi cech starszych od tortonu; formy takie, jak *Pecten denudatus, Lilli*, wreszcie formy z rodzaju *Ervillia* i *Hydrobia*, znane jak dotychczas z sarmatu, wskazują, że mamy tu do czynienia raczej z młodszem ogniwem tortonu". Jakkolwiek prawdą jest, że zespół fauny Wieliczki nie ma charakteru starszego od tortonu, to przecież ani *Pecten Lilli*, ani *P. denudatus* nie są znanemi z sarmatu, w którym brak w ogólności tego rodzaju, a rodzaj *Ervilia* znany jest nawet z dolnego miocenu jako *E. pusilla*, dla sarmatu zaś jest znamienny inny gatunek t. j. *E. podo-*

lica Eichw., co do rodzaju *Hydrobia*, znanego już z oligocenu, a znamiennego dla wód półsłonych, znamy kilka gatunków żyjących zarówno w tortonie, jak też i w sarmacie.

Wymieniona w pracy Czarnockiego i Kowalewskiego (10, str. 52) fauna ciemnych łupków nad gipsem, z której wymieniają *Spaniodon nitidus* Reuss, *Lucina dentata* Bast., *Venus marginata* Hoern., *Skenea simplex* Reuss, *Erycina cf. ambigua* Nyst., *Spirorbis spiralis* Eichw. ma mieć wedle tych autorów „uderzające podobieństwo do fauny iłów Wieliczki". W rzeczywistości pierwsze dwa gatunki są bardzo częste w dolnych piaskach Podola i Wołynia[1]), *Venus marginata* jest gatunkiem rzadkim, który mam po jednym okazie z Oleska, Zborowa i Tarnorudy, a więc także z dolnych piasków, *Skenea simplex* jest gatunkiem nader rzadkim, który łatwo przeoczyć wobec jego małych wymiarów, a podałem go z piasków Zborowa i z Pieniak (Szwederówka), gatunku *Erycina ambigua* Nyst. nie mam wcale w mym zbiorze, zaznaczę jednakowoż, że Reuss nie uważał oznaczenia okazów z Wieliczki za pewne, ponieważ nie mógł zobaczyć zamku.

W tej samej pracy podają z fauny dolnej części iłów krakowieckich najczęstsze gatunki, jak *Spaniodon nitidus*, *Venus marginata*, *Lucina dentata*, *Modiola Hoernesi*, *Erycina* (nie *Ericina*) cf. *ambigua*, *Ervilia pusilla* (nie *Ervillia pussilla*), *Skenea* (nie *Scenea*)[2]) *simplex* i *Pecten denudatus*. Te gatunki, do których dodają *Tornatina truncatula*, *Hydrobia immutata* i *H. Frauenfeldi* mają tworzyć $^1/_3$ fauny Wieliczki i na tem budują autorowie wnioski na wiek iłów solnych, zgodny z wiekiem iłów krakowieckich tamtejszych okolic. Nadmienię, co już zaznaczył Niedźwiedzki, że Reuss przeszukując dokładnie materjał otrzymany z Wieliczki, znalazł cały szereg drobnych mięczaków, na które często nie zwraca się uwagi, a te również znaleźli autorowie

[1]) Małża *Spaniodon nitidus* mam z następujących miejscowości: Podhorce, Olesko, Jasionów, Hołubica, Zborów, Borki Wielkie, Faszczówka, Tarnoruda, St. Poczajów, Zaleśce, Żukowce, Szuszkowce. *Loripes dentatus* Defr. var. *nivea* Eichw., bo tak naszą formę nazywać należy, z Oleska, Podhorzec, Jasionowa, Hołubicy, Zborowa, Borek Wielkich, Tarnorudy, St. Poczajowa, Zalesiec, Żukowiec i Szuszkowiec.

[2]) Omyłek w nazwach łacińskich jest niestety wiele, zwłaszcza w pracy o Korytnicy [12], a niektóre powtarzają się kilkakrotnie, nawet stale. Prostuję niektóre: *Lutraria*, nie *Luthraria*, *Alvania* nie *Alvannia*, *Teredo*, nie *Terredo*, *Mytilus*, nie *Mylitus*, *Thracia*, nie *Tratia*.

w badanych przez siebie utworach. Omówiłem już znaczenie tych form, dodam, że wymienione gatunki rodzaju *Tornatina* i *Hydrobia* są częste w całym tortonie.

Szczegółowe poziomowanie utworów brzegowych w sposób proponowany w wymienionych pracach daje nam nieraz chwiejne i niepewne wyniki. Wszak wiemy, że w utworach brzegowych zmienia się szybko ich facja, że jedne z nich mogą leżeć na innych, chociaż właściwie są to wielokrotne, boczne przejścia. W „Posiedzeniach Państwowego Instytutu Geologicznego“ podawane są ogólne wyniki wedle interpretacji autorów, brak zaś szczegółowych opisów i profilów, co utrudnia sprawdzanie wniosków. Koniecznem byłoby wydawanie map zbadanych obszarów.

Trudno zgodzić się na to, że warstwy baranowskie leżą na badanym obszarze na wapieniach litotamniowych. Z opisów M. Łomnickiego i innych autorów wiemy, że na Podolu leżą warstwy baranowskie najniżej pośród utworów mioceńskich, a wyżej wapienie litotamniowe. Zdaje mi się, że Kowalewski nie jest pewny położenia poziomu warstw baranowskich, skoro w ostatniej swej pracy (12, str. 57) pisze: „Stosunek tego poziomu (t. j. krakowieckiego, którego spąg mają tworzyć warstwy baranowskie) do poziomu wapienia litotamniowego nie wszędzie jest dostatecznie odsłonięty. Warstwy należące do niego przeważnie spoczywają przekraczająco na starszem podłożu, w większości wypadków na opoce kredowej“, a w innej pracy (13, str. 55): „Na wapieniach litotamniowych, jak się zdaje, niezgodnie leżą utwory należące do górnego tortonu, mianowicie t. zw. warstwy Baranowskie“. Mało prawdopodobną jest rzeczą, aby warstwy baranowskie Podola nie były czasowo równoważnemi z temi marglami, które na obszarze zalegania miocenu na zboczach gór Świętokrzyskich z niemi się łączy, możnaby jednakowoż przypuścić, lecz bez uzasadnienia, że wapienie litotamniowe Podola nie są równowiekowe z wapieniami litotamniowemi zachodnich obszarów, lecz od nich młodsze. Pożądanem byłoby zebranie i zbadanie fauny tych utworów na wschodzie, a za miejscowości nadające się może najlepiej do tego uważałbym Pustomyty pod Lwowem i środkową część jaru Żabiak w Zaleścach, w którym teraz wapienie w łomach dobywane bywają.

Ciekawym poziomem jest poziom szarych łupków z marglami syndesmyowemi, który podają Czarnocki i Kowalewski z okolicy Buska [10], a Kowalewski z okolicy Staszowa i ze

Świniar [11], zaliczając go do tortonu. Skamieniałości z niego podają z okolicy Buska, a są to: *Syndesmya alba* var. *scythica* Sok., *Hydrobia punctum* Eichw., *H. immutata* Frf., *H. Frauenfeldi* Hoern., *Tornatina truncatula* Brug., *Mohrensternia angulata* Eichw., *M. pseudangulata* Hilb., *Spaniodon nitidus* Reuss i *Cardium praeobsoletum* Łomn. Niesłusznie jednakowoż wyrażają się autorowie o tym zespole, że „składa się z gatunków występujących wyłącznie w tortonie i w sarmacie, brak natomiast w nim gatunków znanych tylko z tortonu lub też z sarmatu". W rzeczywistości rodzaj *Mohrensternia* znany jest tylko z sarmatu [1]), a więc i dwa poprzednio wymienione gatunki, wszystkie zaś inne znane są zarówno z tortonu, jak i ze sarmatu. Formę nazwaną przez Sokołowa *Syndesmya alba* Wood var. *scythica* uważam raczej za odmianę sarmackiego gatunku *S. reflexa* niż tortońskiego *S. alba*, a zaznaczę, że ten ostatni gatunek jest u nas nader rzadki, gdyż mam go tylko w jednym okazie z Hołubicy. O gatunku *Cardium praeobsoletum* Łomn. nie wiele można powiedzieć, gdyż został opisany tylko na podstawie niewyraźnych ośródek.

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, chociaż w ostatnich brak jeszcze przedstawicieli rodzaju *Mohrensternia*.

Mam wielkie wątpliwości co do wydzielonego jako sarmat poziomu żwirów kwarcowych. Fauna podana z nich z Buska [10] przeczy wyraźnie temu, aby to mógł być zespół razem i równocześnie żyjących mięczaków, gdyż z jednej strony są tu przedstawiciele gatunków tylko tortońskich i tylko sarmackich, z drugiej zaś strony przedstawiciele fauny zarówno iłowej, jak i piaszczystej. Nie podają autorowie stosunku częstości każdego z gatunków, a fakt, że zarówno formy tortońskie, jak i sarmackie są otoczone (lecz pierwsze silniej), przemawia za tem, że ta fauna jest na złożu drugorzędnem. Większa część wyliczonych, tortońskich gatunków, jak *Clavatula* sp. z grupy *asperulata* Lam., *Ancilla glandiformis* Lam., *Natica pseudoredempta* Friedb., *Turritella erronea* Cossm., *T. bicarinata* Eichw., *T. turris* Bast., *Meretrix*

[1]) O ile mi wiadomo, z tortonu podawał tylko M. Łomnicki ten rodzaj jako rzadki *(M. inflata* i *angulata)* z t. zw. warstw prasarmackich (Wiadomości tymczasowe o prasarmackiej faunie w miocenie lwowskim, „Kosmos", t. XXXI, Lwów, 1906).

gigas Lam., znaną jest z iłów Korytnicy i zapewne z takich osadów pochodzi. Żaden z tych, ani z innych przez autorów wymienionych gatunków tortońskich, nie przechodzi do sarmatu, nigdy natomiast nie znalazłem w tortonie ślimaków *Potamides bicostatus* Eichw. i *Dorsanum duplicatum* Sow. Uważam przeto żwiry kwarcowe albo za sarmackie, albo za dyluwjalne; formy tortońskie musiały zostać zapewne przywleczone przez rzekę z północy, na co wskazują ułamki jurajskich krzemieni i ślimaki tortońskie, znane z Korytnicy i z pobliskich obszarów. Mało zniszczone formy sarmackie byłyby na pierwotnem złożu, o ile nie należałoby i dla nich przyjąć pewnego, chociaż nieznacznego transportu z północy, skąd znamy z niedalekiej odległości piaski z bogatą fauną. Brak litotamniów nie jest w tym wypadku przekonywujący, gdyż fauna tortońska tych żwirów nie pochodzi z wapieni, lecz z iłów. Wprawdzie autorowie powołują się na rzekomo analogiczne wypadki na Podolu i Roztoczu, gdzie nad warstwą erwiljową (ale nie nad serją warstw erwiljowych, gdyż jest to niegruba warstewka) jest nawrót normalnej fauny morskiej, ale niema tam takiego zespołu, aby były razem formy tortońskie i sarmackie. Nie wiem, dlaczego autorowie powołują się na faunę Bogucic jako na analogiczną, która jest przecież normalną fauną morską, a fakt, że warstwy bogucickie leżą na iłach solnych, mógłby dać całkiem inne wskazówki na wiek tych iłów.

Kowalewski [11] wskazuje na faunę sarmacką, opisaną przezemnie z Tarnobrzegu, zawierającą silnie otoczone skamieliny tortońskie i zaznacza, że te odkrywki oddalone są znacznie od wychodni tortonu, wobec czego przypuszcza, że nad iłami krakowieckiemi wykształciły się warstwy tortonu, które zostały zniszczone przez sarmacką transgresję.

Gdy przed 26 laty opisałem faunę sarmacką Tarnobrzegu i okolicy, zwróciłem uwagę na obecność w niej otoczonych form tortońskich, które są na drugorzędnem złożu i twierdziłem, że pochodzą z niedalekich, ku północy położonych obszarów. Teraz mogę nawet wskazać na Rybnicę, oddaloną w prostej linji tylko o 18 km jako na miejsce ich pochodzenia. Takie gatunki jak *Nassa coarctata* Eichw. var. *zboroviensis* Friedb. *(Buccinum podolicum* R. H. i A.), *Leptothyra mamilla* Andrz., *Cerithium distinctissimum* Eichw. *(C. Bronni), Asthenotoma pannus* Bast., *Pecten elegans* Andrz., *Ostrea cochlear* Poli, *O. digitalina* Dub., *Pectunculus pilosus*, *P. glicymeris* L., *Cardita Partschi* Goldf., *C. scala-*

ris Sow., *Lucina borealis* L., *Isocardia cor* L., *Meretrix italica* Defr. *(Cytherea pedemontana* Ag.) są w Rybnicy częste, a znalazłem je także w sarmacie Miechocina. W nawiasach podałem me dawne oznaczenia, które teraz muszą ulec małym sprostowaniom. Prawdopodobną jest rzeczą, że to zmieszanie nastąpiło przeważnie po sarmacie pod wpływem wód polodowcowych, dlatego też i formy sarmackie są nieco otarte.

Naturalną jest rzeczą, że na zboczach gór Swiętokrzyskich nie znajdziemy najgłębszych, a więc i najstarszych części iłów krakowieckich, lecz tylko górne, gdyż morze przesuwało się zwolna ku północy. Tabelkę podaną przez Kowalewskiego ([11], str. 48) możemy więc przyjąć z tem, że warstwy syndesmyowe tworzą przejście do sarmatu, lub niższy sarmat, a w takim razie podział wprowadzony zgadzałby się z podziałem M. Łomnickiego na warstwy poderwiljowe i naderwiljowe, jednakowoż w ten sposób podzielił Łomnicki cały torton Podola powyżej warstw słodkowodnych leżący, a nie tylko torton górny, jak czyni Kowalewski. W każdym razie stwierdzenie, że ten podział dałby się przeprowadzić w zachodniej połaci naszego mioceńskiego morza, jest rzeczą ważną.

Z dotychczasowych naszych wiadomości wynika, że nie wszędzie na Podolu znaleść można warstwę erwiljową. Najlepiej jest ona wykształcona w okolicy Lwowa i na Roztoczu, a więc na obszarach położonych u północnego brzegu ówczesnego morza. Podobnie jest na zboczach gór Świętokrzyskich. Może częściowe wysłodzenie wody u tych brzegów było spowodowane silnemi dopływami rzek z pobliskich, rozległych lądów, na co wskazuje północny charakter fauny warstwy erwiljowej.

Niedawno ukazała się większa praca K. Kowalewskiego [12], która jest drobiazgową, nader sumienną monografją Korytnicy, miejscowości znanej z bogactwa skamielin.

Co do zastosowanego w niej podziału tamtejszych mioceńskich utworów, jako zbyt szczegółowego mającego tylko lokalne znaczenie, zauważę, że zdaniem mojem wyróżnienie okruchów ostrygowych jako dolnego poziomu jest zbędnem, gdyż one odpowiadają raczej facji rafowo-brzeżnej przy skałkach jurajskich, a więc są równoczasowe z iłami plastycznemi, jak to wykazywałem poprzednio [14]. Autor zaznacza, że zna je tylko z dwu miejsc t. j. na zboczach Łysej Góry koło dworu w Korytnicy

i ze studni w Chomentowie, a tam również wapień jurajski leży dość wysoko.

Autor zebrał faunę iłów bardzo starannie; w części paleontologicznej podaje z Korytnicy 236 gatunków mięczaków. Opuścić z tej listy możnaby tylko te gatunki, których nie zbierał, lecz które podaje za starszymi autorami, a te są trudne do skontrolowania, a także i te, które są niedokładnie oznaczone. Są nimi: *Syndesmya alba* Wood., *Tapes vetulus* Bast., *Cardium turonense* May.[1]), *Pleurotoma badensis* R. H. i A., *Surcula Reevi* Bell., *Cancellaria contorta* Bast., *Mitra scrobiculata* Brocc., *Nassa coarctata* Eichw., *N. vindobonensis* May., *Ocenebra occitanica* Cossm. i Peyr.[2]), *Cypraea Lanciae* Brus., *Turritella Pythagoraica* Hilb. var. *indigena* Eichw., *Solarium simplex* Bronn. Mam nadto wrażenie, że znajdowane w iłach Korytnicy, a często tkwiące w kawałkach marglu gatunki: *Glicymeris Menardi* Desh var. *Rudolphii* Eichv., *Meretrix islandicoides* Lam., *M. gigas* Lam. i *Cardium hians* Brocc. nie pochodzą z iłów, lecz ze zniszczonych margli, tworzących poziom górny.

Nader dziwne jest nietylko bogactwo gatunków mięczaków, ale także osobników i zdaje mi się, że ta obfitość jest w części spowodowana zagęszczeniem się skorup we wierzchniej warstwie iłów, która tu tworzy glebę roli uprawnej. Wody deszczowe spłukując glebę nie zdołają unieść skorup, które zostają, chociaż iły pierwotnie je zawierające zostały zmyte. Zgadza się z tem fakt, że najwięcej skamielin zawierają pola wyżej położone, które najłatwiej spłukaniu uległy.

W Korytnicy zbierałem kilka razy, korzystając z łaskawej gościnności PP. Jeżewskich, właścicieli tej wsi; za każdym pobytem zbierałem przez 2—3 dni. Na podstawie mych zbiorów mogę obecnie dodać do listy Kowalewskiego jeszcze następujące gatunki mięczaków:

Saxicava arctica L.
Corbula theodisca Hilb.
Mactra subtruncata da Costa var. *triangula* Ren.

---

[1]) Zapewne jest to *C. paucicostatum* Sow., w ten sposób oznaczyłem okazy z Chomentowa.

[2]) Dla gatunku, który pod tą nazwą wydzielił Kowalewski, wprowadziłem nazwę *O. orientalis* (Mięczaki mioceńskie ziem polskich, t. I., str. 587—588), ponieważ *O. occidentalis* Cossm. i Peyr. z helwetu francuskiego jest znacznie mniejsza.

Circe minima Mont.
Phacoides submichelottii Sacco.
Montacuta ferruginea Mont.
Spaniorinus austriacus Hoern.
Modiolaria an *condita* May.
Pectunculus bimaculatus Poli.
Leda concava Bronn.
Terebra neglecta Micht.
Pleurotoma subcoronata Münst.
Drillia crispata Jan.
Rostellaria dentata Grat.
Turbella acuticosta Sacco.
Alvania Montagui Payr.
Alvania perregularis Sacco.
Manzonia scalaris Dub.

Kowalewski uważa słusznie iły Korytnicy za najstarsze w tamtejszej serji utworów tortońskich. Zapewne wtedy, gdy morze tortońskie wypełniło depresję podkarpacką, weszło także wąskiemi zatokami dość daleko ku północy, a jedną z nich była kręta dolina wśród skał jurajskich, sięgająca aż po Korytnicę.

Na str. 62 swej pracy podaje Kowalewski schemat podziału miocenu na zboczach gór Świętokrzyskich, z którym można się zgodzić w ogólnym zarysie, po uwzględnieniu uwag poczynionych poprzednio. Przyjąć więc możemy podział na warstwy podlitotamniowe, litotamniowe i nadlitotamniowe z tem, że iły krakowieckie są utworem facji otwartego morza, nie brzeżnej, ale nie są poziomem chronologicznym. Wątpliwą jest rzeczą, w jaki sposób należy poprowadzić granicę między tortonem górnym i dolnym i czy wogóle to wydzielenie jest potrzebne. O ile wiem, nigdzie w Europie nie udały się podziały stratygraficzne tortonu, lecz ogranicza się na wyróżnieniu jego od piąter starszych i młodszych, co jest tem uzasadnione, że torton odpowiada krótkiemu okresowi czasu, w którym niema wyraźnych różnic między fauną warstw niższych i wyższych, o ile nie dadzą nam pod tym względem przegrzebki lepszych wskazówek.

Jeżelibyśmy chcieli przeprowadzić racjonalny podział miocenu całej Polski, musielibyśmy go oprzeć na szerszej podstawie, a więc porównać ze sobą utwory nietylko u północnych, lecz także u południowych brzegów tego morza. Coprawda u tych ostatnich odkrywki są złe i nieliczne, pewnych wskazówek może dostarczyć okolica Niskowej, opisana niedawno przez K. Skoczylasównę [15], a lepszych zapewne Rzeszowa, gdzie w Babicy są piaski ze skamielinami, a wyżej w Niechobrzu wapienie litotamniowe z bogatą fauną, opracowaną niedawno na nowo przez J. Gołąba, lecz znane mi wyniki tej pracy nie zostały jeszcze ogłoszone. Wapienie litotamniowe Niechobrza odpowiadają w zupełności wa-

pieniom Pińczowa, należałoby więc porównać pod względem stratygraficznym i paleontologicznym te oba obszary.

Trudności jednakowoż są większe, jeżeli porównujemy podział Kowalewskiego z tem, co wiemy o stratygrafji miocenu podolskiego i wołyńskiego. Wiemy w każdym razie, że na Podolu są, nielicząc lokalnie występujących warstw podsłodkowodnych, warstwy baranowskie najstarszym morskim poziomem i że wapienie litotamniowe leżą nad niemi. Możliwą byłoby rzeczą, że wapienie litotamniowe Podola nie są równowiekowe z temi, które są na zachodnich obszarach, lecz od nich młodsze, a w takim razie możnaby przypuścić, że zalew Podola nastąpił później niż zachodnich obszarów. Nie zgadza się jednakowoż z tem przypuszczeniem fauna dolnych piasków Podola i Wołynia (Olesko, Podhorce, Hołubica, Zborów, Zaleśce, Szuszkowce), która jest prawie identyczną z fauną Rybnicy na zachodzie, a piaski z ostatniej miejscowości uważa Kowalewski za najniższy horyzont miocenu, równoczasowy z iłami Korytnicy. W takim razie byłyby dolne piaski ze skamielinami albo równoczasowe na całym obszarze Polski, albo też różnice czasowe są tak nieznaczne, że nie mogła jeszcze nastąpić zmiana w ich faunie. Zaznaczają się jednakowoż na wschodzie we faunie różnice geograficzne, spowodowane znacznem oddaleniem od środkowo-europejskich obszarów (okolica Wiednia), z których fauna tortońska do nas przybyła.

Przed kilku laty obserwowałem w Borkach Wielkich koło Tarnopola, znanych z licznych skamielin w dolnych piaskach, ponad niemi margle, zawierające *Amusium* cf. *comitatum* Font., a nad niemi wapienie litotamniowe. Obecnie, po zaniechaniu łomów, profil ten nie jest widoczny, a łom zarośnięty. Wynika z tego, że i w północnej części Podola leżą warstwy baranowskie pod wapieniem litotamniowym. Ponieważ piaski są utworem brzegowym, margle zaś z *A. comitatum* i wapienie litotamniowe nieco głębszego morza, przeto widocznie przez obniżenie się tych obszarów, brzeg morza przesunął się ku północy i zatrzymał się na południowym Wołyniu.

Ten szereg wątpliwości, który mi się nasunął, nie zmniejsza jednakowoż ważności prac obu autorów nad stratygrafją miocenu. Należałoby podczas zdjęć szczegółowych przeprowadzić takie usiłowania na Podolu, a wtedy po porównaniu jednych i drugich może dojdzie się do pozytywnych rezultatów dla miocenu całej Polski. Znaną jest przecież rzeczą, że nieraz podział stratygraficzny, dobry dla małego obszaru, nie nadaje się dla innych, a łatwiej

wtedy o to, gdy mamy do czynienia z podziałem utworów brzegowych tak małego odcinka czasowego, jakim jest torton. Wydaje mi się w każdym razie możliwy podział jego na dwa poziomy; dolny i górny, z których jednakowoż ostatni odpowiadałby krótszemu okresowi czasu.

Dla tych dociekań byłoby ważną rzeczą odtworzenie powierzchni hypsometrycznej i morfologicznej badanych obszarów przed inwazją morza mioceńskiego. Nie jest to jednakowoż rzeczą łatwą, gdyż pamiętać musimy na to, że morze mogło tylko wtedy na nie wkroczyć, jeżeli znajdowały się poniżej powierzchni morza. Musimy więc dla nich przyjąć znaczne obniżenie, które było przyczyną inwazji morskiej, a później wydatne ruchy o przeciwnym kierunku, które sprowadziły cofnięcie się morza. Jeżeli do tego dodamy późniejsze sfałdowania zarówno karpackie, jak też i metakarpackie, zrozumiemy, jak dalece odbiega dzisiejsza powierzchnia obszarów zajętych przez utwory mioceńskie od tej, która była przed zalewem tego morza.

Najniższym utworem mioceńskim Podola są warstwy podsłodkowodne okolicy Buczacza, odkryte przed przeszło 50 laty. Niedawno odnalazł tę warstwę W. Zych, a materjał zebrany przez niego uzupełnił i oznaczył Cz. Skopowski [16]. Przed dwoma, czy trzema laty widziałem te skamieliny; oznaczenia autora są dobre, wątpię jednakowoż, czy wspomniana *Corbula gibba* Olivi *nova var.* jest w rzeczywistości nową odmianą. Wspomnianą sercówkę *Cardium* cf. *plicatum* Echw. uważałbym teraz raczej za *C. paucicostatum* Sow., a podobne okazy mam z Mikołajowa nad Dniestrem. W krótkiej notatce Skopowskiego jest jednakowoż kilka nieścisłości, które muszę sprostować. M. Łomnicki nigdy nie uważał warstwy erwiljowej za poziom graniczny między helwetem i tortonem, lecz uczynił to tylko J. Siemiradzki, ale z tem zapatrywaniem zgodzić się nie mogłem ([2] str. 358). Nie jest słusznem zdanie: „Powyższy zespół fauny różni się zasadniczo od fauny podolskiego tortonu zwłaszcza obecnością takich form, jak *Oncophora gregaria, Ervilia pusilla, Perna maxillata* v. *Soldani* i *Ostrea gingensis*“, gdyż *Ervilia pusilla* jest gatunkiem częstym w całym miocenie, *Ostrea gryphoides* Schloth. (*O. gingensis*) jest znaną z tortonu, a w odmianie mniejszej z sarmatu jako *var. sarmatica* Fuchs (analogiczną mniejszą formą jest var. *buczaczensis* Łomn.), natomiast *Perna maxillata* var. *Soldani*,

nieznana dotychczas z naszego miocenu, żyła we Włoszech od oligocenu do pliocenu włącznie. Jedyną formą znamienną dla piasków podsłodkowodnych jest *Oncophora gregaria* Łomn. i na tej podstawie, oraz na podstawie położenia w spągu utworów mioceńskich, mógłby autor wnioskować na wiek starszy od tortonu nie narażając się na poważniejszy zarzut, ale nie powinien był pisać o wieku „conajmniej helweckim", gdyż ten wiek możnaby co najwyżej przypisać tym warstwom [1]).

Nie uwzględnił jednakowoż autor w charakterze fauny obecności form wskazujących na mniejszą zawartość soli, a są niemi mała odmiana gatunku *Ostrea gryphoides*, analogiczna również skarłowaciałej formie sarmackiej, rodzaj *Melania*, a przedewszystkiem rodzaj *Oncophora*. Warstwy onkoforowe Bawarji, także Moraw mają charakter wybitnie półsłony.

Kwestja wieku warstw podsłodkowodnych Podola jest o tyle trudną, że wspólna im i warstwom onkoforowym Moraw i Bawarji (Kirchberg) przewodnia skamieniałość nie jest tą samą formą, gdyż na Podolu jest *Oncophora gregaria* Łomn., a na tamtych obszarach nieco większa *O. socialis* Rzeh. Warstwy z Kirchbergu bywają uważane za górny helwet, względnie za przejście od helwetu do tortonu, warstwy onkoforowe Moraw uważa Rzehak i w ostatniej swej pracy [17], jak przedtem, za dolny helwet, chociaż Bittner [18] już dawno tego zapatrywania nie podzielał. W rezultacie musimy się zgodzić na to, że warstwy podsłodkowodne Podola są najstarszym utworem tamtejszego miocenu i że skąpa ich fauna wskazuje wprawdzie wyraźnie na półsłoną fację, ale nie nadaje się do ścisłego określenia wieku. W każdym razie zaznacza ona poczynający się zalew morza mioceńskiego na Podolu, który tam musiał nastąpić nieco później niż w depresji podkarpackiej. Żałować należy, że Skopowski nie podał geologicznego profilu odkrywki w Podzameczku, która nie jest identyczną z dawną M. Łomnickiego w tunelu kolejowym.

Inne moje uwagi dotyczą sprawy naszego sarmatu. St. Zuber [19] wyróżnia w nim, powołując się na Laskarewa, sarmat dolny i środkowy, lecz obecność ostatniego jest na obszarze ziem polskich wątpliwa.

[1]) Na pewnem nieporozumieniu polega powoływanie się na mnie, jakobym uznawał „definitywnie przynależność omawianego zespołu do piętra helweckiego", gdyż przypuszczam tylko możliwość tego zaliczenia.

Sinzow podzielił sarmat na dwa piętra: dolne, czyli erwiljowe i górne, czyli nubekularjowe. Za przykładem Andrusova używany jest jednak obecnie podział na trzy piętra:

sarmat górny, czyli piętro z *Mactra caspia* Eichw. (p. chersońskie),

sarmat środkowy, czyli piętro z *Nubecularia novorossica* Sinz. i Karrer (p. bessarabskie),

sarmat dolny, czyli piętro z *Ervilia podolica* Eichw. (p. wołyńskie).

Każdy z tych oddziałów ma sobie właściwe skamieliny, chociaż są i wspólne dwom sąsiednim.

Sarmat Polski należy do dolnego, erwiljowego poziomu, a sarmat środkowy zalega tylko wąskim pasem obszary wschodniego Wołynia, mniej więcej na wschód i północny wschód od Dubna. Mięczaki przewodnie dla środkowego sarmatu, jak *Dorsanum Verneuili* d'Orb., *Cerithium Comperi* d'Orb., *Callistoma podolicum* Dub., *Mactra variabilis* Sinz. (*ponderosa* Eichw.), *Donax lucida* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch. (forma typowa) znajdują się u nas tylko wyjątkowo, jak to wynika np. z mych list mięczaków mioceńskich.

Ubiegłego roku byłem w Mizoczu na północny wschód od Dubna. Na wschód od miasteczka, przy drodze do Dermania, są odsłonięte piaski sarmackie, bogate w skamieliny, z których oznaczyłem: **Tornatina Okeni* Eichw. var. *buhlovensis* Friedb., **Gibbula picta* Eichw. var. *maior* Friedb., *Natica catena* da Costa var. *helicina* Brocc. (*var.* in forma *minor*), **Dorsanum Verneuili* d'Orb., *Cerithium Comperi* d'Orb., **Ervilia podolica* Eichw., **Mactra podolica* Eichw., *Donax dentiger* Eichw., *D. lucida* Eichw., **Tapes gregaria* Partsch. var. *modesta* Dub., *Limnocardium plicatum* Eichw. **L. lithopodolicum* Dub.[1]). Fauna ta wskazuje na środkowy sarmat, a może tylko na przejście od dolnego do środkowego, na co mógłby wskazywać brak gatunku *Callistoma podolicum,* chociaż Ossowski zebrał go w pobliskim Dermaniu, a oprócz niego także również dla środkowego sarmatu znamienny gatunek *Limnocardium Fittoni* d'Orb. i *Tapes gregaria* Partsch. (f. typowa).

---

[1]) Gwiazdka wskazuje na częstsze znajdowanie. Okazy gatunku *Ervilia podolica* odpowiadają w znacznej mierze typowym, większym, a nie var. *dissita* Eichw., gatunku zaś *Tapes gregaria* większym i o silniejszej skorupce, niż to jest u var. *modesta* Dub., chociaż nie dochodzą jeszcze do wymiarów gruboskorupnej formy typowej, znajdującej się w środkowym sarmacie.

Fauna sarmatu Krzemieńca, której wykaz podałem niedawno [20], zawiera gatunki znamienne dla dolnego sarmatu, a brak w niej przewodnich dla środkowego. Nie można dzisiaj podawać fauny w ten sposób, jak to Zuber czyni, wyliczając tylko rodzaje, lecz należy oznaczać fauny gatunkowo. Obecnie rodzaj *Cerithium* ma inne znaczenie, niż dawniej, również rodzaje *Trochus* i *Bulla,* nie wystarcza więc, jeżeli autor mówi, że rodzaj *Trochus* znajduje się „zwykle we wielu gatunkach i odmianach". Przez autora jako odrębny podany typ krzemieniecki jest zwyczajnem wykształceniem piasczystej fauny sarmatu. Nie zauważyłem w nim jednakowoż, mimo kilkakrotnego zbierania, gatunków *Potamides mitralis* Eichw. i *P. nodosoplicatus* Hoern., w piaskach góry Dziewiczej natomiast znajdowałem wcale obficie sercówki (*Limnocardium lithopodolicum* Dub. i *L. protractum*), chociaż autor twierdzi, że rodzaj ten tam ginie prawie zupełnie. Za nieścisłe uważam też zdanie: „Podobnie ma się rzecz w samym Poczajowie, gdzie leży niewyraźnie rozwinięty dolny sarmat, łatwy do odróżnienia ze względu na brak *Cerithium deforme*, pokryty przez piaski, należące prawdopodobnie do środkowego". Określić można wiek utworów jako sarmacki na podstawie skamielin sarmackich, a nie na podstawie braku ślimaka *Bittium deforme,* który, jakkolwiek częsty w tortonie, znany jest także z sarmatu.

O tortonie Szuszkowiec pisze autor (str. 189): „Zamiast ślimaków występują tu w niezwykłej wprost ilości: *Pecten, Pectunculus, Arca, Nucula, Panopaea, Lutraria, Tellina, Psammobia, Venus, Ostrea* (*digitalina*), *Lucina*". Prawdą jest, co jest rzeczą znaną, że we facji piasczystej przeważają, ale zwyczajnie nie co do ilości gatunków, lecz osobników, małże i tak jest w Szuszkowcach. Wedle mego wykazu skamielin tej miejscowości [20] na 116 gatunków mięczaków jest 64 gatunków ślimaków, a 56 małży, a więc procent małżów dość znaczny, w każdym razie znacznie większy niż we faunie utworów iłowych. Jednakowoż są w Szuszkowcach także ślimaki gromadnie występujące, jak *Oxystele orientalis* Cossm. i Peyr., *Turritella scalaria* de Buch., *T. pythagoraica* Hilb. var. *indigena* Eichw. Nadmienić muszę, że ani rodzaj *Arca* nie jest częsty, a rodzaje *Lutraria* i *Psammobia* są wprost rzadkie, skoro mimo czterokrotnego zbierania w Szuszkowcach zebrałem tylko 5 okazów gatunku *Lutraria lutraria* L., a jeden gatunku *Psammobia Labordei* Bast.

Już po przygotowaniu tej rozprawki do druku odebrałem Nr. 29 Posiedzeń Naukowych Pol. Inst. Geol., w którym jest sprawozdanie J. Czarnockiego i K. Kowalewskiego z badań wykonanych na obszarze między Wisłą, Wisłoką i Sanem [21]. Zmusza mnie ono do kilku dalszych uwag. Autorowie znaleźli w iłach krakowieckich faunę wskazującą na sarmat zgodnie z tem, co powiedziałem powyżej o najwyższych poziomach iłów krakowieckich (str. 295). Sarmackiego wieku dowodzi obecność takich form, jak *Tapes vitalina* = *T. gregaria* Partsch. var. *modesta* Dub, *Mactra fragilis* Sinz. = *M. podolica* Eichw., *Cardium* aff. *lithopodolicum* Dub., *Donax* cf. *dentiger* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok. i *E. podolica* Dub. Mylnie jednakowoż piszą autorowie, że ta fauna „odpowiada faunistycznie i facjalnie warstwom z Konki na Wołyniu (Sokołow)", gdyż warstwy z Konki wykształcone są nad Konką na wschód od Dniepru i są zapewne nieco starsze od warstw buhłowskich na Wołyniu, które są albo przejściem od tortonu do sarmatu, albo najniższym sarmatem. Z temi ostatniemi możnaby porównywać faunę podaną przez autorów, chociaż w niej brak elementów tortońskich. Niesłusznie autorowie faunę iłów krakowieckich przeciwstawiają faunie miocenu przybrzeżnego i ją tylko nazywają śródziemnomorską. W rzeczywistości śródziemnomorską jest cała fauna naszego tortonu, czy to jest torton brzeżny, czy też facji głębszej, jak iłów solnych Wieliczki, dolna część iłów krakowieckich. Fauna sarmacka ma jednakowoż charakter wschodni, na co zwrócił uwagę Andrusow. Ponieważ podana przez autorów fauna górnej części iłów krakowieckich jest sarmacką, przeto nie ma już charakteru zachodnio-śródziemnomorskiego, lecz wschodni, zgodnie ze swym młodszym wiekiem.

W tem sprawozdaniu uważają już autorowie iły krakowieckie za utwór odrębnej facji, ale niesłusznie zaliczają je w całości do górnego tortonu.

Jako trzeciorzęd wydzielają na wyżynie Kolbuszowskiej żwiry, które M. Łomnicki i ja uważaliśmy za dyluwjalne. Autorom wystarcza stwierdzenie wieku trzeciorzędowego bez podania dowodów i bez bliższego określenia. Jeżeli wśród tych żwirów „spotykają się otoczaki drzewa skrzemieniałego, pochodzące z górnego tortonu", to żwiry muszą być młodsze od niego, a więc albo sarmackie, albo plioceńskie, lub dyluwjalne. Nie licząc tego, że nie wiemy, kto to kawałki drzewa i jak oznaczył, wypadałoby

dać dowody paleontologiczne na to, że dawne zapatrywania są mylne.

To, co autorowie mówią o charakterze płytkowodnym mioceenu podolskiego, znanem jest od dawna (Hilber, Uhlig i inni). Nie jest rzeczą dziwną, że torton przykarpacki i północnomałopolski jest faunistycznie identyczny, gdyż tworzył się u brzegów tego samego morza. Stwierdzenie przez Skoczylasównę w Niskowej dwu nad sobą leżących poziomów tortonu dowodzi możliwości podziału jego na dwa ogniwa, a za tem przemawiają też badania Książkiewicza w okolicy Wadowic, z których zdawał sprawę przed kilku miesiącami na posiedzeniach Pol. Tow. Geologicznego.

W końcu jedna uwaga. W Nr. 26 Posiedzeń Pol. Inst. Geol. (str. 20) w sprawozdaniu R. Halickiego znalazłem zdanie: „Przy sposobności mowca potwierdza dawne wątpliwości co do danych z otworów świdrowych pod Rzeszowem: otwornice są niewątpliwie na złożu wtórnem". Budować możemy na podstawie badań własnych i faktów zebranych przez poprzedników, odrzucać te dane możemy, gdyśmy stwierdzili ich nieprawdziwość. Wątpię, czy ten, kto nie pracował nad utworami mioceńskiemi i nie jest obznajomiony z ich fauną, może w tej sprawie być kompetentny. Dla obznajomionego z przedmiotem są wystarczającym dowodem te listy skamielin, które podałem [22] z wierceń 7, 8 i 10.

Kraków, 14 maja 1931 r.

Zusammenfassung.

Unsere Salzformation habe ich dem Helvétien zugezählt, obwohl die Fauna von Wieliczka auch ein tortonisches Alter zulässt; dieses wurde auch vom Haug [1] angenommen. Da die von Reuss untersuchten Mollusken weder zahlreich, noch gut erhalten sind, wäre es sehr erwünscht, dass diese Lokalität noch einmal ausgebeutet und das gefundene Material zum zweitenmal bestimmt würde. Die Unterschiede zwischen der helwetischen und tortonischen Molluskenfauna sind zugering, um aus einen kleinen Material ein sicheres Urteil zu erlauben.

Ausser derjenigen von Wieliczka hat die Salzformation bei uns fast gar keine Versteinerungen geliefert. Aus Kałusz habe

ich [2] nur *Ervilia pusilla, Cardium vindobonense*[1]), *C. aff. hispidum* und *Pecten aff. Koheni*, aus Daszawa [3] *Orbicella Reussiana* und *Serpula gregalis*, aus Kosów [4] *Oxystele orientalis* und *Meretrix italica* angegeben. Die Salzformation ist zwar arm an Versteinerungen, aber es wird auch ihnen von den in den Karpathen arbeitenden Geologen zuwenig Aufmerksamkeit zugewendet.

Die Flora von Wieliczka wurde unlängst von Zabłocki [5] vom neuen bearbeitet, es ergab sich aber, dass dieselbe keine genaue Horizontierung zulässt, obwohl das helwetische Alter am wahrscheinlichsten ist.

Wir können jedoch auch aus anderen Gründen zu demselben Resultate gelangen. Das miocäne Meer drang nach Polen vom Westen. Wir wissen, dass im Helvétien die grösste Transgression des Miocänmeeres erfolgte, welches, vom Westen kommend, nicht nur in die Gegend von Wien vorgedrungen ist, sondern auch über Mähren weiter nordöstlich. Wir haben wichtige Gründe zu der Annahme, dass die ältesten Miocänablagerungen Schlesiens helwetischen Alters sind, auf was die Arbeit Kittls hinweist. Dasselbe Meer, weiter gegen Osten vordringend, ergoss sich über die Senke nördlich von den Karpaten und seine tonigen Sedimente bildeten teilweise die Salzformation, sonst aber die tiefsten Horizonte der Krakowiecer-tone. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Bildung der Salzformation bei fortwährender Vertiefung der vorkarpatischer Senke länger gedauert hat, also auch im unteren Tortonien, wie das Nowak annimmt [6].

J. Czarnocki und Kowalewski [10, 11, 12] schreiben der Salzformation ein obertortonisches Alter zu und halten sie für altersgleich mit dem Krakowiecer Horizont nach der Auffassung von Kowalewski. Die Krakowiecer-tone sind jedoch kein chronologischer, sondern ein fazieller Begriff, wir verstehen darunter die küstenfernen, tonigen Absätze unseres Miocänmeeres, sie umfassen also nicht nur das Helvétien, sondern auch das Tortonien, sowie auch die untersarmatischen Bildungen.

Aus der Gliederungstabelle, welche in den Arbeiten dieser Autoren angegeben ist, sollen in dem von ihnen untersuchten Gebiete südlich von Św. Krzyżgebirge die Baranowerschichten über dem Lithothamnienkalke liegen, was um so mehr befrem-

[1]) Diese Bestimmung ist fraglich, da *C. vindobouense* eine sarmatische Art ist.

det, da, wie bekannt, diese Schichten im Osten unter dem Kalksteine ihre Lage haben. Falls die Angaben der beiden Autoren den Tatsachen entsprechen (sie geben zu, dass die Aufschlüsse manchmal nicht genug deutlich sind), würden die Lithothamnienkalke Podoliens mit denen im Westen chronologisch nicht äquivalent, sondern jünger sein, weshalb man auf eine spätere Meeresinvasion im Osten schliessen könnte. Diese Annahme scheint mir jedoch nicht gerechtfertigt zu sein, weshalb wir noch eine faunistische Untersuchung dieser Schichten und Vergleichung in beiden Gebieten abwarten sollten.

Der von diesen Autoren ausgeschiedene Horizont der Syndesmyamergel, welchen sie für das oberste Tortonien halten, scheint mir nach der angegebenen Fauna (z. B. *Syndesmya alba* var. *scythica, Hydrobia punctum, H. immutata, H. Frauenfeldi, Mohrensternia inflata, M. pseudangulata)* sarmatisch zu sein, da die angegebene Varietät mehr der sarmatischen *Syndesmya reflexa*, als der *S. alba* verwandt ist und da die Gattung *Mohrensternia* der sarmatischen Stufe eigen ist.

Als sarmatisch wurde ein Quarzschotter bei Busk ausgeschieden, welcher eine sonderbare Mischfauna enthält. z. B. *Clavatula* aff. *asperulata* Lam., *Ancilla glandiformis, Turritella turris, Meretrix gigas*, aber auch *Potamides bicostatus* uud *Dorsanum duplicatum.* Die Verfasser geben an, dass die Fossilien abgerieben sind, stärker die tortonischen Formen, aber trotzdem halten sie die ganze Fauna für gleichen Alters, was nicht zutrifft. Es ist möglich, dass diese Schotter sarmatisch sind, die tortonischen Formen befinden sich aber auf sekundärer Lage, obwohl es eher angenommen werden könnte, dass die ganze Fauna verschwemmt ist, die Schotter also diluvial sind. Dasselbe möchte ich jetzt für die sarmatischen Sande von Miechocin bei Tarnobrzeg annehmen.

Kowalewski gab uns unlängst [12] eine umfangreiche Monographie des Miocäns von Korytnica und Umgegend. Er giebt auch in dieser Arbeit eine sehr genaue Horizontierung desselben, welche jedoch nur eine lokale Bedeutung hat. Der als Helvétien ausgeschiedene Horizont mit Landpflanzen ist fraglich. Jedenfalls können wir eine Gliederung in drei Horizonte annehmen und zwar: 1) Schichten unter den Lithothamnienkalken 2) Lithothamnienkalke 3) über denselbeu liegende Schichten. Die Pleurotomentone, welche sehr reich an Fossilien sind, gehören dem tiefsten Horizonte an. Kowalewski gieb uns aus denselben eine sehr

lange Liste von Fossilien (236 Molluskenarten), welcher nach meinen Aufsammlungen noch einige zukommen (siehe Verzeichniss im polnischen Texte. Seite 301—302).

Ich glaube, dass das massenhafte Vorkommen von Molluskenschalen in Korytnica teilweise dadurch eine Erklärung findet, dass die Tone, welche dort den Ackerboden bilden, weggeschwemmt werden, wodurch eine Anreicherung der in ihnen vorkommenden Fossilien, welche zurückbleiben, zustande kommt. Es ist damit die Tatsache im Einklange, dass man die reichste Ausbeute auf den höher liegenden Feldern machen kann, von welchen leichter der Ton durch Regen weggewaschen wird.

Im Osten auf der podolischen Hochebene gelten die unter dem Süsswasserkalke liegenden, marinen Sande, welche vor 50 Jahren von M. Łomnicki ausgeschieden wurden, als der tiefste Horizont des podolischen Miocäns. Unlängst hat Skopowski [16] einen neuen Aufschluss dieser Schichten bei Buczacz (Podzameczek) ausgebeutet. Er fand dort eine kleine Fauna und zwar: *Diplodonta trigonula, Lucina dentata* var. *nivea, Cardium cf. plicatum, Meretrix gigas, Oncophora gregaria, Donax intermedia, Ervilia pusilla, Panopaea Menardi, Corbula gibba, Perna maxillata* var. *Soldani, Ostrea digitalina, O. gingensis* var. *buczaczensis, Melania obsoleta.* Es ist jedoch nicht richtig, dass er diesen Schichten eine sehr tiefe Lage im Miocän zuschreibt (zumindestens Helvétien), denn man könnte ihnen höchstens das oberhelwetische Alter zuschreiben, aber möglich wäre auch das Alter des unteren Tortoniens.

Die Oncophoraschichten von Buczacz haben dieselbe brackische Facies als diejenigen Mährens und Bayerns, die Fossilien sind jedoch nicht dieselben, es ist auch die wichtigste Form bei Buczacz *Oncophora gregaria* Łomn. mit der *O. socialis* Rzeh. nicht identisch. Jedenfalls sind die Oncophoraschichten ein Beweis der beginnenden Transgression des Miocänmeeres in Podolien und dürften eine grössere Verbreitung haben als die bis jetz bekannte.

St. Zuber [19] hat bei Krzemieniec unter-und mittelsarmatiche Schichten ausgeschieden. Nach meinen Aufsammlungen [20] ist jedoch die dortige Faune untersarmatisch (Ervilienhorizont). In Polen sind überhaupt fast nur die untersarmatischen Schichten vorhanden, die mittelsarmatischen jedoch bloss im Nord-Osten

Wolhyniens, wo sie im schmalen Streifen östlich von Dubno und Równo zu Tage treten. Umlängst habe ich bei Mizocz *(NO* von Dubno) sarmatische Sande kennen gelernt. Ich fand dort an Mollusken; *Tornatina Okeni* Eichw. var. *buhlovensis* Friedb., *Gibbula picta* Eichw., var. *maior* Friedb., *Natica catena* da Costa var *helicina* Brocc. (var. in forma minor), **Dorsanum Verneuili* d'Orb., **Cerithium Comperi* d'Orb., *Ervilia podolica* Eichw., *Mactra podolica* Eichw., *Donax dentiger* Eichw., **D. lucida* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch. var. *modesta* Dub., *Limnocardium plicatum* Eichw., *L. lithopodolicum* Dub. Diese Fauna ist mittelsarmatisch, oder sie bildet einen Übergang zwischen derjenigen der unter und obersarmatischen Schichten (die mit einem Sternchen bezeichneten Arten sind für die mittelsarmatischen Schichten charakteristisch).

LITERATURA.

1. E. Haug: Traité de géologie, t. II, str. 1666. Paris 1922.
2. W. Friedberg: Utwory mioceńskie Europy i próby podziału tych utworow Polski, część II, Kosmos, Lwów 1912, str. 342—343.
3. W. Friedberg: Studja nad formacją mioceńską Polski, cz. VI, Kosmos t. 55, Lwów 1930, str. 375.
4. W. Friedberg: Formacja solna w Kosowie. Spraw. Komis. Fizjogr. Ak. Um. t. 47, Kraków 1913, str. 108.
5. J. Zabłocki: Tertiäre Flora vom Wieliczka I T. Acta Societ. Botanicorum Poloniae vol. V. Warszawa 1928, II. T. ibidem, vol. VII 1930.
   J. Zabłocki: Flora kopalna Wieliczki na tle ogólnych zagadnień paleobotaniki trzeciorzędu, ibidem vol. VII. 1930.
6. J. Nowak: Die Geologie der polnischen Ölfelder, Stuttgart 1929, str. 32—33.
7. N. Andrusov: Die südrussichen Neogenablagerungen. I. Theil. Verhandl. d. russisch-kaiserl. Mineralog. Gesellschaft. t. 34. Petersburg 1896.
8. N. Andrusov: Die fossilen Bryozoenriffe d. Halbins. Kertsch u. Taman, str. 71—74.
9. T. Wiśniowski: O miocenie podkarpackim w Dżurowie i w Myszynie koło Kołomyi, Kosmos, t. 24, Lwów 1899, str. 434.
10. J. Czarnocki i K. Kowalewski: Stratygrafja i wiek iłów krakowieckich okolic Buska. Pos. Nauk. P. Inst. Geol. Nr. 27, Warszawa 1930.
11. K. Kowalewski: Stratygrafja iłów krakow. w Świniarach w stosunku do pozost. obszarów miocenu pd. zb. gór Świętokrzyskich, oraz ich analogje z utworami solonośnemi Wieliczki. ibidem. Nr. 24. Warszawa 1929.
12. K. Kowalewski: Stratygrafja miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów gór Świętokrzyskich. Spraw. P. Inst. Geolog. tom. VI., Warszawa 1930.

13. K. Kowalewski: Sprawozdanie z badań geologicznych w pd. wschodniej części arkusza Staszów. Posiedz. Nauk. P. Inst. Geol. Nr. 27,
14. W. Friedberg: Studja nad formacją mioceńską Polski, część IV, Kosmos, t. 53, Lwów 1928, str. 322.
15. K. Skoczylasówna: Przyczynek do znajomości miocenu kotliny sądeckiej. Rocznik Pol. Tow. Geologicznego, tom VI., Kraków 1930.
16. Cz. Skopowski: Helwet koło Buczacza. Sprawozd. Tow. Naukowego we Lwowie. Rocznik IX. zesz. 3. Lwów 1930.
17. A. Rzehak: Das mährische Tertiär. Praha 1922.
18. A. Bittner: Zur Stellung d. Oncophoraschichten im Miocän d. Wiener Beckens. Verh. d. Geol. Reichsanstalt. Wien 1894.
19. St. Zuber: Niektóre rezulaty badań wykonanych w powiecie krzemienieckim. Rocznik Pol. Tow. Geolog. t. VI., Kraków 1930.
20. W. Friedberg: Studja nad formacją mioceńską Polski, cz. V. Kosmos, t. 54, Lwów 1930.
21. J. Czarnocki i K. Kowalewski: Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze trzeciorzędowym między Wisłą, Wisłoką i Sanem. Posiedz. P. Inst. Geol. N. 29., Warszawa 1931.
22. W. Friedberg: Zagłębie mioceńskie Rzeszowa. Część II., Kraków 1906

Andrzej Bolewski.

Przyczynek do znajomości antraksolitu.

Zur Kenntnis von Antraxolith.

Minerał znany pod nazwą „antraksolit“ jest jednym z produktów destylacji, pod wpływem wysokiej temperatury, związków bitumicznych niejednokrotnie zawartych w skałach osadowych [1, 2].

Przedstawia się on zewnętrznie bardzo podobnie do węgla błyszczącego lub antracytu, jest kruchym, posiada przełom muszlowy.

Pod względem chemicznym wykazuje znaczne wahania, zapewne zależnie od warunków powstania a więc przedewszystkiem od składu chemicznego produktu wyjściowego, ciśnienia i temperatury oraz składników współwystępujących. Poniżej podaję parę analiz wykonanych przez różnych autorów nad rozmaitym materjałem.

Pochodzenie	Analizował	C	H	O	N	S	Wilgoć	Popiół	Koks	Lotne składniki
Okolice Sudbury Kanada	Ellis [3]	94·94	0·52	—	1·04	0·31	4·00	4·10	94·20	—
Okolice Sudbury Kanada	Dolch Pöchmüller Büche[4]	91·53	4·22	3·72	0·53	—	—	—	—	—
Okolice Sudbury Kanada	Coleman	96·69	0·52	1·72	1·06	—	—	—	—	—
Okolice Sudbury Kanada	Coleman [2]	94·62	0·52	1·69	1·04	0·31	—	1·52	—	5·3
Okręg Mackenzie Kanada	Kélso [2]	94·25	1·26	1·97	0·78	0·42	—	1·32	—	4·08

Pierwszem i najlepiej poznanem miejscem występowania antraksolitu jest okręg Sudbury w Kanadzie, a zwłaszcza miejscowości Chelmsford, gdzie występuje w formie żył, w czarnych łupkach wieku górno-hurońskiego.

Studja przeprowadzone właśnie nad tem złożem doprowadziły do wysnucia przypuszczenia, że antraksolit przedstawia produkt destylacji związków bitumicznych zawartych w otaczających czarnych łupkach pod wpływem temperatury i że został złożony w szczelinach tychże łupków.

Praktyczna wartość tego złoża jest niewielka ze względu na małe zasoby oraz na niską wartość przemysłową.

Okazy antraksolitu z okolic Chelmsford, na pierwszy rzut oka przedstawiają się jako utwory drobno brekcjowate często spojone kwarcem.

Drugiem poznanem miejscem występowania antraksolitu jest okręg Mackenzie, również w Kanadzie. Występuje on tam wspólnie z kwarcem, chalko- i arsenopirytem oraz pirytem w formie kilkucalowej żyły w zmetamorfizowanych drobnoziarnistych skałach osadowych.

W Europie antraksolit występuje na Krymie w ścisłej łączności z tamtejszemi skałami wylewnemi.

We wszystkich omówionych wypadkach występowanie antraksolitu pozostaje w związku z metamorfizmem kontaktowym; minerał ten przeto uważany bywa jako bitumiczny minerał kontaktowy.

Geneza i warunki występowania omawianego minerału oraz wyjątkowo wysoka zawartość węgla nasuwały przypuszczenie, że może to być minerał bitumiczny częściowo zgrafityzowany [1]).

Celem wyjaśnienia tej właśnie sprawy przeprowadziłem odpowiednie studja nad próbką antraksolitu z Chelmsford w Kanadzie, dostarczoną mi łaskawie przez p. Domana Wielucha.

Próby przeprowadziłem na paru drogach, a mianowicie:

1° obserwacja w czasie prażenia,
2° utlenianie środkami chemicznemi
i 3° badanie mikroskopowe.

Wszystkie doświadczenia wykonałem nad materjałem wyodrębnionym pod lupą binokularną.

Przechodząc do omówienia przebiegu i wyników prażenia antraksolitu zwrócę uwagę na fakt, że minerał ten będąc pochodzenia bitumicznego zapewne składa się ze składników o niejednakowej budowie chemicznej. Sądziłem więc przeto, że różnicę powyższą uwydatni i pozwoli zaobserwować ze strony fizykalnej próba prażenia okruchów antraksolitu, który w warunkach pod-

[1]) Prywatna informacja pana Domana Wielucha.

wyższonej temperatury i przy bardzo ograniczonym dostępie powietrza być może wykaże różnice punktów topliwości swych składników.

Próby przeprowadzone w zwyczajnym zakrytym tyglu porcelanowym, przy użyciu płomienia palnika Teclu, w temperaturze czerwonego żaru dały wynik pozytywny. Na okruchu badanego minerału, zachowywującego swe kształty, tworzyły się pory lub szczelinki, z których wytapiała się ciemno bronzowa substancja; minerał zaś tracił stopniowo swój połysk zachowując czarną barwę.

Z tego prostego doświadczenia w pierwszym rzędzie wynika potwierdzenie przypuszczenia postawionego odnośnie do genezy antraksolitu; jednakże nie daje odpowiedzi na postawione pytanie o ewentualnym procesie grafityzacji.

Badania zaś zmierzające do wyjaśnienia tej kwestji przeprowadziłem na dwu drogach: chemicznej i optycznej.

Korzystając z chemicznej własności grafitu tworzenia, pod wpływem środków silnie utleniających, kwasu grafitowego, starałem się utlenić antraksolit działając na niego nasyconym roztworem chloranu potasu w dymiącym kwasie azotowym [6]. Antraksolit, mimo trzymania go w roztworze w ciągu 8 dni, nie utlenił się, nie zmienił bowiem swej barwy i nie stracił połysku.

Wstępne optyczne badania antraksolitu, przeprowadzone na płytkach cienkich i na płytkach jednostronnie polerowanych, przy użyciu powiększenia 40-tokrotnego nie zdołały wykazać tej niejednolitości badanego minerału oraz wykazały, że występujący kwarzec jest utworem szczelinowym osadzonym po uformowaniu się druzgotu antraksolitowego.

Obserwacje poczynione przy użyciu imersji (× 700) rezultaty powyższe potwierdziły.

Wyniki powyżej opisanych doświadczeń dowodzą, że: minerał znany pod nazwą „antraksolit“ jest zgodnie z dotychczasowemi poglądami bitumicznym minerałem kontaktowym wyjątkowo zasobnym w węgiel.

Występowania węgla wolnego w postaci grafitu w badanej próbie antraksolitu z Chelmsford nie stwierdziłem.

* * *

Próby powyższe przeprowadziłem z inicjatywy i przy życzliwem zainteresowaniu p. prof. dr. Z. Rozena, za co składam Mu

w tem miejscu podziękowanie. P. Domanowi Wieluchowi dziękuję za łaskawe dostarczenie mi materjałów do prób.

Kraków, w maju 1931 r.

Z Zakładu Mineralogji i Petrografji Akademji Górniczej w Krakowie.

Zusammenfassung.

Der Antraxolith welcher als ein bituminöses Thermalkontaktmineral aufgefasst wird, ist sehr reich an Kohlenstoff (siehe Analysentabelle) und bildet ein interessantes Material in Bezug auf seine chemische Struktur. Unter den genetischen Annahmen ist die Möglichkeit einer Graphitisation sehr wahrscheinlich.

Die optischen Beobachtungen des Antraxoliths aus Chelmsford (Canada) unter Erhitzung in gedecktem Porzellantiegel (bis zur Temperatur der roten Glut) zeigten, dass dieses Mineral Bestandteile von verschiedenen Schmelzpunkten enthält. Dieses Ergebnis ist mit der Theorie der Entstehung des Antraxoliths in guter Übereinstimmung.

Die Oxydationsversuche unter Anwendung von starken chemischen Mitteln zwecks Feststellung der Anwesenheit von Graphit ergaben negative Resultate.

Die mikroskopische Untersuchung dieses Minerals im Dünn- und Anschliff bestätigte seine vollkommen gleichartige Struktur und konnte keinen Gehalt an Graphit erweisen.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Bergakademie in Kraków (Polen).

LITERATURA.

1. P. J. Morgan: Geological Survey Ottava. The Canada Year Book, 1930, str. 27.
2. R. L. Rutherford: Antraxolite from the northwest territories of Canada. Americ. Miner., 1928.
3. Colleman and Ellis: The Nickel Industry. Depart. of Min. Canada, 1913,
4. M. Dolch, E. Pöchmüller, K. Büche: Zum Begriff der anorganischen Kohlenstoffbindung. Die experimentelle Bestätigung des Wieluch'schen Kohlungsindexes und dessen Auswertung zur Berechnung der Koksausbeute Zeitsch. Obschl. Beg. u. Hütt. Ver. Katowice, 1930.
5. W. Petraschek: Das Vorkommen der Kohle. Handbuch der Mineralchemie. T. IV, 1930—31.
6. W. M. Goldschmidt: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania, 1911.

Marjan Książkiewicz.

Spostrzeżenia nad występowaniem otoczaków skał prakarpackich w Karpatach Wadowickich.

Beobachtungen über das Auftreten der Gerölle der urkarpatischen Gesteine in den Wadowicer Karpaten.

Uwagi poniższe zawierają kilka spostrzeżeń geologicznych nad występowaniem otoczaków skał prakarpackich w osadach fliszowych obszaru Karpat Wadowickich, zebranych podczas geologicznego kartowania tego terenu. Mają one charakter tymczasowy, szczegółowsze i szersze ich omówienie odkładam do czasu, kiedy zebrany materjał zostanie opracowany akże pod względem petrograficznym. [Znajduje się on w opracowaniu dr. A. Gawła].

Geneza i klasyfikacja otoczaków skał prakarpackich („egzotyków").

Problem, skąd i w jaki sposób skały „obce" dostały się do osadów fliszowych, posiada już znaczną literaturę. Można powiedzieć, że wszystkie możliwe hypotezy były brane pod uwagę. Hypotezy te zestawia i omawia Arn. Heim[1]). Odnośnie do fliszu Karpat polskich prof. J. Nowak[2]) i S. Kreutz[3]) wypracowali w tem zagadnieniu metodę, która im pozwoliła odtworzyć bu-

[1]) Monographie der Churfirsten-Mattstock Gruppe. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, N. F. 1910, str. 104 i nast.

[2]) Zarys tektoniki Polski, Kraków, 1927. — Id. La nature et rôle des plissements hercyniens en Pologne. C. r. XIV Congr. geol. intern. 1926. Madrid, 1928.

[3]) Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven. Bull. int. Ac. Sc. Pol. Ser. A. 1927.

dowę i historję starych Karpat przedfliszowych, z których destrukcji powstały osady fliszowe.

Dzięki ideom prof. Nowaka studja nad Karpatami fliszowemi w ostatnich latach doznały intensywnego pogłębienia. J. Nowak na podstawie rozmieszczenia i jakości otoczaków skał prakarpackich, zwanych dawniej „egzotykami“[1]), sięga znacznie wstecz w historję łańcucha Karpat fliszowych, w czasy przedfliszowe, wykazując zależność młodszych zjawisk sedymentacyjnych i orogenicznych od starych cyklów osadowych i górotwórczych. Metody i wskazania J. Nowaka nie pozwalają dziś przejść w żadnym odcinku Karpat fliszowych obok otoczaków skał prakarpackich i nie wyciągnąć z ich jakości, ilości, pionowego i poziomego rozprzestrzenienia wniosków, które mogą rzucić pewne światło zarówno na problemy Karpat przedfliszowych jak i warunki samej sedymentacji fliszu.

Mapy paleogeograficzne prof. Nowaka[2]) (karbon-jura) wskazują, że Prakarpaty, a zwłaszcza ich część zachodnia, bliżej nas interesująca, stanowią wysad kontynentalny, oblewany przez morza, które wdzierają się w nie synklinami, pogłębianemi w ciągu ustawicznych procesów górotwórczych. Porównanie map Nowaka z nowszemi mapami paleogeograficznemi A. Borna[3]) wskazuje, że Prakarpaty zachodnie już w najdawniejszych czasach stanowią fragment pewnej większej całości kontynentalnej, wału, który już w dolnym kambrze zarysowuje się i trwa po czasy hercyńskie, zmieniany lokalnie przez zalewy.

Skały prakarpackie, występujące jako otoczaki w osadach fliszowych Karpat Wadowickich dzielą się na dwa zespoły: skały zmetamorfizowane i skały, które metamorfizmowi nie uległy. Prof. Kreutz[4]) uważa skały o wysokim metamorfiźmie zachodniej części grupy średniej za analogiczne do skał moldanubskich, które (według F. E. Suessa) są współczesne barrandienowi. Prof. Nowak[5]) uważa zespół skał prakarpackich zmetamorfizo-

[1]) Prof. Kreutz (l. c.) wykazał, że nie są one „obcemi“ we fliszu, ponieważ materjał piaskowców fliszowych zawiera składniki, pochodzące z takich właśnie skał, jak „egzotyki“. Dlatego nie używamy nazwy egzotyków, mówiąc o otoczakach skał prakarpackich.

[2]) l. c.

[3]) W „Grundzüge der Geologie“ (W. Salomona).

[4]) Rozdział „Skały krystaliczne“ w „Zarysie tektoniki Polski“ J. Nowaka, str. 113.

[5]) Zarys tektoniki Polski, str. 117.

wanych za przeddewoński, przyczem część skał mniej zmetamorfizowanych z częścią skał głębinowych ma być wieku kambro-sylurskiego.

Grupę zmetamorfizowaną reprezentują w naszym obszarze skały następujące:

A. Marmury, łupki kwarcytowe, lidyty, kwarcyty;

B. Łupki chlorytowe, łyszczykowe, fyllity;

C. Gnejsy, granity zmetamorfizowane.

Opierając się na określeniach wieku tych skał przez prof. Kreutza i Nowaka, należy tę grupę skał uważać za przynależną do cyklu kaledońskiego. Do tej grupy skał należą także stare porfiry, opisane z naszego terenu przez prof. Kreutza (l. c.).

Młodszą grupę skał prakarpackich stanowią skały, które metamorfizmowi nie uległy, utworzyły się zatem w czasach pokaledońskich. Na podstawie analogij litologicznych ze skałami występującemi na powierzchni (w Krakowskiem i w Karpatach) zostały w nich wyróżnione serje następujące:

1) Wapienie typu dębnickiego i podobne do nich czarne wapienie (dewon średni i górny).

2) Wapienie węglowe (dolny karbon).

3) Węgiel kamienny (górny karbon) [1]).

4) Otoczaki kwarców pochodzących ze zlepieńców permskich (według przypuszczenia J. Nowaka).

5) Wapienie margliste, wapienie oolitowe (średnia jura).

6) Wapienie górno-jurajskie skaliste z rogowcami.

7) Wapienie sztramberskie (tyton).

Do tej grupy skał zaliczyć należy nadto granity niezmetamorfizowane wapienno-alkaliczne, które według S. Kreutza [2]) są wieku waryscyjskiego, nadto porfiry, melafiry i diabazy. Skały te, podobnie jak utwory dewonu i dolnego karbonu wiążą się z cyklem hercyńskim, utwory górno-karbońskie i permskie są produktem gradacji Prakarpat hercyńskich. Jura rozpoczyna serję morską cyklu alpejskiego, jest ona integralnym składnikiem serji karpackiej. Że nie bierze ona udziału w budowie Karpat fliszowych, jest to tylko wynikiem mechanizmu ruchów pooligoceńskich, dzięki któremu nastąpiło odkłucie nie na granicy między utwo-

[1]) Wiek tego węgla potwierdziła analiza megaspor przez J. Zerndta.

[2]) Granit der Präkarpaten etc., str. 417, 444.

rami hercyńskiemi a młodszą serją epihercyńska, ale między jurą a serją fliszową. Lokalnie odkłucie to „zachwyciło“ najwyższą część jury (tyton w Inwałdzie).

Rozmieszczenie pionowe (wiekowe) otoczaków skał prakarpackich.

Pojawianie się otoczaków skał prakarpackich w poszczególnych horyzontach fliszowych wiąże się ściśle z ruchami, jakim ulegały Prakarpaty w czasie tworzenia się osadów fliszowych. Ruchy te były ciągłe, jak to wykazuje J. Nowak[1]), a jakość sedymentów zależy od tego, czy mamy do czynienia z osadami epi-antyklinalnemi czy epi-synklinalnemi (l. c. str. 23); ilekroć ciągły proces orogeniczny deformujący stale podłoże sedymentów fliszowych doprowadzi do tego, że antykliny wypiętrzą się nad poziom morza, zaczynają one dostarczać rejonom recepcyjnym materjałów grubszych w postaci zlepieńców w pobliżu wybrzeży wypiętrzonych obszarów, w strefach dalszych zaś od brzegów osady drobniejsze.

Pod względem częstości występowania otoczaków skał prakarpackich możemy podzielić horyzonty fliszu naszego obszaru na trzy grupy: 1) warstwy, w których otoczaki takie występują masowo, 2) warstwy które zawierają te otoczaki rzadko, oraz 3) warstwy które ich wcale nie posiadają.

Do grupy pierwszej należą warstwy grodziskie, istebniańskie wraz z dolną serją warstw czarnorzeckich, ciężkowickie, a więc warstwy wykształcone w postaci wielkich mas gruboławicowych i naogół gruboziarnistych piaskowców z podrzędnemi łupkami, do drugiej warstwy cieszyńskie górne, lgockie, piaskowiec godulski i warstwy krośnieńskie; charakteryzują się one drobnoziarnistemi piaskowcami z licznemi łupkami i drobiazgową rytmiką diastroficzną; trzecią grupę stanowią wapienie cieszyńskie, łupki wierzowskie, górna część warstw czarnorzeckich oraz łupki menilitowe, utwory zatem ubogie w grubszy materjał terrygeniczny.

Podnieść należy, że trzecia grupa warstw w ten sposób podzielonych, charakterystyczna osadami głębszemi (wapienie, łupki), następuje w czasie zaraz po pierwszej, druga grupa zaś charakte-

[1]) Die Geologie der polnischen Ölfelder. Stuttgart 1929, str. 18.

ryzująca się drobiazgową rytmiką diastroficzną, leży po skałach trzeciej grupy a przed pierwszą. Kilkakrotnie w Karpatach fliszowych omawianego obszaru następstwo to powtarza się regularnie. Po przybrzeżnych wapieniach rafowych tytonu z egzotykami następują zoogeniczne wapienie cieszyńskie, po których znowu osadzają się łupki cieszyńskie górne, jako naprzemianległe łupki i piaskowce, by przejść z kolei w kompleks gruboławicowych piaskowców grodziskich z dużą ilością otoczaków skał prakarpackich; po ich osadzeniu się następuje zmiana sedymentacji dość raptowna i osadzają się łupki wierzowskie. Analogiczne następstwo obserwujemy w następnym odcinku czasowym: po łupkach wierzowskich bez egzotyków następuje sedymentacja naprzemianległych łupków i piaskowców lgockich, zawierających lokalnie egzotyki, potem również łupków z coraz grubszemi ławicami piaskowców godulskich, aż dochodzi do utworzenia się masowych piaskowców i zlepieńców istebniańskich z wielką ilością egzotyków. Po nich znowu, podobnie jak po warstwach grodziskich następuje dość nagła zmiana sedymentacji i osadzanie się osadów iłowych. Analogiczne zjawisko obserwujemy w dalszym odcinku czasu, po zlepieńcach i piaskowcach ciężkowickich następuje sedymentacja pstrych łupków i łupków menilitowych.

Zjawisko omawiane wyżej wiąże się z cyklami sedymentacyjnemi, wypracowanemi dla Karpat fliszowych przez Łozińskiego[1]), a później przez Nowaka[2]). Sedymentacje osadów iłowych wskazuje na zakończenie cyklu erozyjnego na wynurzonych wyspach. Z drugiej strony, jeżeli za prof. Nowakiem przyjmiemy, że wysady prakarpackie mają stale tendencję do podnoszenia się, to należy przypuszczać, że sedymentacje osadów iłowych, następująca po osadach zlepieńcowych, zaznaczających kulminację nasilenia erozji na lądach, wiąże się z izostatycznem osiadaniem gmachu płaszczowin prakarpackich. Pojawianie się otoczaków skał prakarpackich w poszczególnych horyzontach fliszowych wiąże się z całością zjawisk sedymentacyjnych fliszu, związanych z procesami orogenicznemi i izostatycznemi.

[1]) Die geologischen Bedingungen und die Prognose des Karpathischen Erdölvorkommens in Polen. Zeitsch. d. Oberschl. Berg- u. Hüttenmännischen Vereins. Katowice, 1925, H. 4—5.

[2]) Zarys tektoniki Polski.

Rozmieszczenie horyzontalne otoczaków skał prakarpackich.

Załączona mapa [1]) pochodzi ze zredukowania zdjęcia egzotyków, dokonanego w Karpatach Wadowickich współcześnie ze skartowaniem geologicznem tego obszaru. Ma ona charakter tymczasowy, będzie ona uzupełniana i rozszerzana w miarę postępu dalszych badań w terenie. Duża podziałka mapy nie pozwala uwzględnić składu petrograficznego każdego poszczególnego zbiorowiska otoczaków.

W mapę tę wkreślono granice poszczególnych kompleksów tektonicznych, oraz granice warstw istebniańskich, ponieważ ten poziom, jako szeroko rozprzestrzeniony w omawianym obszarze i głównie dostarczający egzotyków, jest szczególnie ważny dla rozważań natury paleogeograficznej.

W warstwach istebniańskich zlepieńce zawierające materjał prakarpacki występują w sposób charakterystyczny: najczęściej chodzi tu o parometrowe soczewki wśród gruboziarnistych piaskowców, rzadziej ławice zlepieńców, które dają się śledzić na większej przestrzeni. Zwykle soczewki zlepieńców występują koło siebie w większej ilości, nie wiążąc się ze sobą bezpośrednio. Tego rodzaju zbiorowiska otoczaków skał prakarpackich ciągną się na dużych nieraz przestrzeniach pasami, między któremi leżą strefy pozbawione zlepieńców.

Załączona mapa przedstawia tego rodzaju zespoły większej ilości soczewek.

W mapce tej uderza niezgodność jaka zachodzi między biegiem warstw istebniańskich a przebiegiem pasów ze zlepieńcami. Na zachód od dyslokacji Skawy warstwy mają kierunek SW—NE, pasy z egzotykami biegną natomiast ze wschodu na zachód. Na wschód od Skawy warstwy istebniańskie mają przebieg naogół W—E, soczewki zlepieńców układają się naogół w strefy o kierunku NW—SE. Zjawisko to wymaga wyjaśnień.

Zlepieńce, jak powszechnie wiadomo są osadami przybrzeżnemi. Bliskość lądu znamionują również większe bloki, luźnie leżące w osadach. Bryły skał, czy to zniesione przez rzeki do morza, czy opadłe w nie przy kipieli morskiej, odbywają nieznaczne drogi po dnie morza, spychane od niego odbijającemi się

[1]) Mapkę tę należy porównać z mapą tektoniczną Karpat Wadowickich, zamieszczoną w Bull. Ac. Sc. Pol. 1930. (M. Książkiewicz: Geologische Untersuchungen in den Wadowicer Karpaten).

falami, bądź zsuwając się w przypadku większych stromizn dna w partje dalsze od brzegu [1]). Dalszy transport od brzegów bloków z lądu może nastąpić na krach i górach lodowych lub przez plankton roślinny [2]). Możliwość pierwsza odnośnie do pochodzenia „egzotyków“ była brana pod uwagę przez wielu geologów, np. przez Arn. Heima [3]) dla Alp, a W. Szajnochę [4]) w stosunku do bloku granitowego w Bugaju, druga naogół niema znaczenia na większą skalę. Wędrówki głazów odbywać się mogą wzdłuż wybrzeży, w wypadku skośnego uderzania fal o brzeg [5]), w tym wypadku chodzi o przemieszczanie materjałów wzdłuż tego samego wybrzeża.

Zbiorowiska otoczaków występujące w omawianych warstwach mogą być zatem uważane za ślad wybrzeży, jakie sterczały wśród morza istebniańskiego. Istnieją tu dwie możliwości: zbiorowiska te są osadami rzek względnie krótkich potoków, które z lądu zniosły materjał do morza, osadzając go przy ujściu [6]) albo są produktem rozbijania wybrzeży przez kipiel morską. Zdaje się, że obie możliwości należy brać pod uwagę.

Ponieważ pasy z otoczakami są przestrzennie ograniczone i otoczone materjałem drobniejszym, należy wnosić, że chodzi tu o szeregi wysp, girland wyspowych, których przebieg odczytujemy z kierunku owych pasów, a skład litologiczny z materjałów zawartych dzisiaj w zlepieńcach.

Na zachód od dyslokacji dolnej Skawy [7]) warstwy istebniańskie należą do tej części płaszczowiny godulskiej, która w czasie ruchów fałdowych odkłuła się i przesuneła skośnie w stosunku do kompleksu niższego, mającego kierunek W—E. Aby otrzymać jej pierwotny przebieg, należy ten blok odsunąć o taki kąt ku S, o jaki został przesunięty ku NW. Skoro to uczynimy, warstwy

---

[1]) Andrée K.: Geologie des Meeresbodens. Bd. II. 1920, str. 383.

[2]) L. c. str. 71.

[3]) Monographie der Churfirsten-Mattstock Gruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 1910.

[4]) Atlas geologiczny Galicji. Z. XI, 1902.

[5]) Tornquist A.: Ueber die Wanderungen von Blöcken und Sand am ostpreussischen Ostseerand. Schriften der physik. ökonom. Gesell. Königsberg, Jg. 50, 1909.

[6]) Za tę ewentualnością wypowiada się odnośnie do fliszu w Allgäu H. P. Cornelius: Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle in Flysch des Allgäu. Jb. geol. B.-A., Bd. 74, 1924.

[7]) M. Książkiewicz: Geol. Unters. in d. Wadow. Karp. I, str. 129 i n.

istebniańskie będą miały przebieg pierwotny (W—E), a pasy zlepieńców kierunek NW—SE, taki sam, jaki posiadają na E od dyslokacji dolnej Skawy, gdzie odkłucia tego rodzaju niema. Przebieg tych pasów, a co zatem idzie, przebieg wysp prakarpackich, sterczących nad powierzchnię morza istebniańskiego, jest analogiczny do kierunku t. zw. „sudeckiego". Idąc śladami rozważań prof. Nowaka, popartemi przez badania prof. Kreutza, należy się w tych wyspach dopatrywać przedłużenia Sudetów ku SE.

Bez przeprowadzenia podobnych badań w bardziej zachodniej części płaszczowiny godulskiej (na Śląsku), niepodobna czynić prób bliższego określenia tego rodzaju związku Prakarpat zachodnich z Sudetami. Należy przypuszczać, że badania, uwzględniające rozprzestrzenienie otoczaków skał prakarpackich i ich jakość petrograficzną, pozwolą nie tylko na szczegółowe powiązanie szeregów wysp prakarpackich z poszczególnemi elementami Sudetów, ale także pozwolą prawdopodobnie określić wielkość przesunięcia ku N mas fliszowych, odkłutych od prakarpackiego podłoża. Już z tego, co wyżej zostało powiedziane, wynika duża wielkość przesunięcia mas fliszowych ku N, większa znacznie od tej jaką, możemy odczytać z intersekcji mapy.

Skład petrograficzny zlepieńców poucza nas w ogólnych zarysach o budowie owych wysp, sterczących wśród morza istebniańskiego. W zachodnim obszarze mamy przedewszystkiem gnejsy białe o dużych skaleniach, częste są także łupki skaleniowo-biotytowe, ciemne łupki lidytowe, granity należą do rzadkości. Ku wschodowi skład poszczególnych pasów zmienia się, gnejsów jest coraz mniej, natomiast przeważają granity różnych typów, które w znacznej mierze stanowiły podstawę studjów prof. Kreutza[1]), nadto znacznie częstsze, niż w zachodniej części są otoczaki wapieni karbońskich, zmetamorfizowanych kwarcytów (na pn. od Lanckorony), wapieni sztramberskich, a także pewne ślady działalności wulkanicznej jak otoczaki porfiru (Zarzyce według prof. Kreutza[2]), Izdebnik) i melafiru (Lanckorona).

Z tego rozmieszczenia można zrekonstruować pewien obraz budowy wysp, leżących w pośrodku basenu sedymentacyjnego płaszczowiny godulskiej, wynurzonych w czasach istebniańskich. Na zachodzie omawianego obszaru wyspy te są dłuższe, zbudo-

---

[1]) Der Granit der Präkarpaten etc. Bull. Ac. Sc. Pol., 1927.
[2]) l. c.

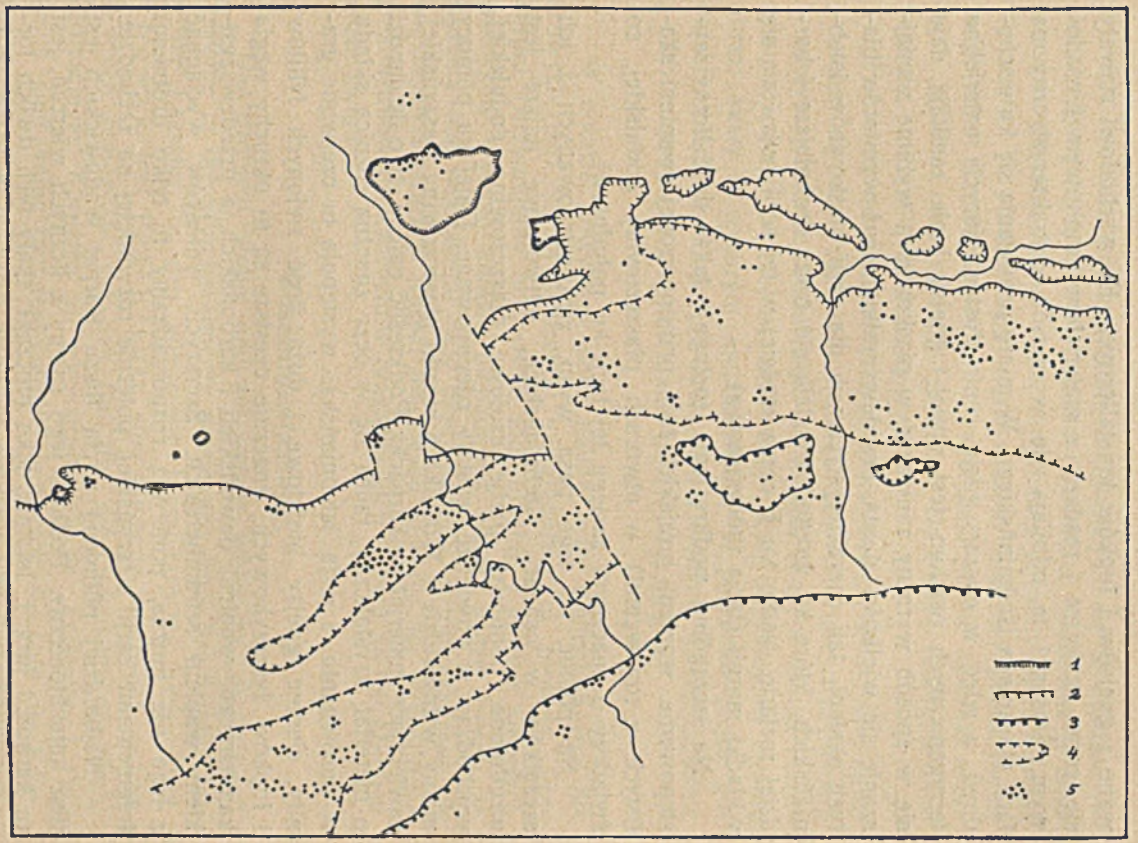


Fig. 1.

Mapka rozmieszczenia otoczaków skał prakarpackich w Karpatach Wadowickich.

Die Karte der Verbreitung der Gerölle der urkarpatischen Gesteinen in Wadowicer Karpaten.

1. Granica płaszczowiny cieszyńskiej. — Die Grenze der Teschener Decke.

2. Północna granica płaszczowiny godulskiej. — Die nördliche Grenze der Godula-Decke.

3. Granica płaszczowiny magurskiej. — Die Grenze der Magura-Decke.

4. Granice warstw istebniańskich. — Die Grenze der Istebna-Schichten.

5. Otoczaki skał prakarpackich. — Die Gerölle der urkarpatischen Gesteine.

wane z gnejsów i łupków krystalicznych. Ku wschodowi stawały się coraz mniejsze i rzadsze, z materjałem granitowym i osadowym. Stosunki te odbijają się w sposób charakterystyczny na facji piaskowca istebniańskiego. W miarę posuwania się ku wschodowi, a więc w obszar, gdzie centr dostarczających materjałów terrygenicznych osadom jest mniej i gnejsy białe zanikają, daje się w sposób wyraźny zauważyć w piaskowcach wybitne zmniejszanie się wielkości ziarna, przedewszystkiem zaś wymiarów białych skaleni, tak charakterystycznych dla serji piaskowców istebniańskich, które ku wschodowi stają się coraz drobniejsze i bardziej roztarte. Nadto ku E coraz częściej w tej serji pojawiają się wkładki margli (facja inoceramowa).

Na szczególne podkreślenie zasługuje także dość liczne występowanie wapieni jurajskich facji przedmurzonej (wapieni skalistych z rogowcami) w utworach płaszczowiny godulskiej, co świadczy o znacznym zasięgu tej facji ku południowi.

Na północ od tego pasa wysp, zrekonstruowanych z ich szczątków w osadach istebniańskich, odtworzenie dalsze jest utrudnione, ponieważ partje czołowe płaszczowiny godulskiej, wychodząc w powietrze, zostały zdenudowane. Dalej ku północy mamy w Inwałdzie i Woźnikach resztki płaszczowiny cieszyńskiej, zawierające materjał prakarpacki. Podkreślić należy, że o ile chodzi o materjał krystaliczny, rzuca się w oczy znaczna różnica składu w porównaniu z serją istebniańską: występują tu czerwone granity, ciemne gnejsy biotytowe i duża ilość zielonych fyllitów i łupków łyszczykowych; znacznie częstsze są tu okruchy węgla kamiennego, wapieni dewońskich i karbońskich, a przedewszystkiem wapieni sztramberskich. Szerszych wniosków wyciągnąć z tego nie można, ponieważ rozporządzamy tu tylko drobnemi fragmentami serji cieszyńskiej, potężnie rozwiniętej na zachodzie.

Najbardziej północną strefą fliszu Karpat Wadowickich jest flisz autochtoniczny. Podłoże jego znamy z licznych wierceń, jest tu karbon i jura [1]). Istotnie, jako otoczaki, skały tych dwóch formacji napotykamy najczęściej w osadach starszego trzeciorzędu [2]) fliszu autochtonicznego, nadto znajdują się tu jeszcze czasem granity a także diabaz (Stanisław Górny).

[1]) R. Michael: Die Entwicklung der Steinkohlenformation in Weichselgebiet. Jb. preuss. geol. LA. 1912.

[2]) Por. Tietze E.: Beiträge zur Geologie von Galizien. Exotische Blöcke bei Bachowice. Jb. geol. RA. 1891.

Co do skał prakarpackich, znajdujących się w osadach rejonu magurskiego, niewiele można powiedzieć, ponieważ w omawianym obszarze Karpat został dotychczas poznany mały odcinek tej strefy. W piaskowcach ciężkowickich brzeżnej płaszczowiny magurskiej (Żurawnica—Chełm) występują licznie otoczaki zielonych fyllitów oraz okruchy granitów. Na uwagę zasługuje brak zupełny otoczaków skał osadowych.

Ponieważ na północ od strefy płaszczowiny godulskiej skały „zielone“ są licznie reprezentowane (w płaszczowinie cieszyńskiej), w samym obszarze godulskim ich naogół brak, a znowu licznie występują na S od niej w strefie magurskiej, otrzymujemy ogólny obraz: skały o wyższym metamorfiźmie w pośrodku (rejon godulski), otoczone od S i N strefę skał zielonych, a więc zgodnie z dotychczasowemi uogólnieniami prof. Nowaka [1]).

* * *

W notatce powyższej pokazaliśmy mały odcinek Karpat fliszowych pod kątem widzenia, uwzględniającym problem Prakarpat. Otrzymujemy, oczywiście dane lokalne, z których szerszych wniosków wysnuć narazie niepodobna. Należy sądzić jednak, że badania nad otoczakami skał prakarpackich, przeprowadzone na większych obszarach Karpat fliszowych pozwolą na szczegółowe zrekonstruowanie łańcuchów prakarpackich i rzucą na ich problem wiele światła.

Zusammenfassung.

Das Problem, woher und auf welche Weise die „exotischen“ Gesteine in die Flyschsedimente gekommen sind, hat bereits eine grosse Literatur. In den polnischen Flyschkarpaten haben Prof. J. Nowak und Prof. Kreutz eine Methode bearbeitet, welche es ihnen ermöglicht hat, den Bau und die Geschichte der alten, vorflyschigen Karpaten zu rekonstruieren. Die „exotischen“ Gesteine sind keine fremden Gerölle im Flysch, sie sind die Fragmente der urkarpatischen Gesteine, herzynischen und vorherzynischen Alters. Aus der Destruktion derselben stammen die kretazischen und paleogänen Flyschsedimente.

Mann kann in den Flyschgesteinen der Wadowicer Karpaten (polnische westliche Flyschkarpaten) die Gerölle der urkarpatischen Gesteine in zwei Gruppen teilen:

[1]) Die Geologie der poln. Ölfelder, Fig. 2.

1) Die erste umfasst die metamorphen Gesteine (Gneisse, metamorphe Granite, Biotit-, Muscovit-, Chlorit-Schiefer, Phyllite, Marmore, Quarzite, quarzitische Schiefer, Lydite). Nach den Altersbestimmungen von Prof. Kreutz soll man diese Gesteinsgruppe als zum kaledonischen Zyklus gehörig halten.

2) Die zweite Gruppe bilden die nichtmetamorphen nachkaledonischen Gesteine. In dieser Gruppe unterscheiden wir auf Grund der lithologischen Ähnlichkeiten mit den Gesteinen, die im Vorlande auf der Tagesfläche (im Krakauer Bezirk) oder als Scherlinge in Flyschdecken (Inwałd) auftreten, folgende Gesteinstypen:

Kalksteine von Stramberg (Tithon).

Kalksteine mit Hornsteinen (Ob. Jura).

Oolitische und mergelige Kalke (Mittl. Jura).

Quarzgerölle, die nach J. Nowak aus Permkonglomeraten stammen.

Steinkohle (Ob. Karbon).

Karbonische Kalksteine.

Devonische dunkle und schwarze Kalksteine.

Zu dieser Gruppe sind auch die nichtmetamorphen alkalikalkreichen Granite einzuzählen, die nach S. Kreutz variskischen Alters sind, dann manche Porphyre und Diabase, die wahrscheinlich den Ergussgesteinen des Krakauer Bezirkes gleichalterig sind. Alle diese Gesteine stehen mit dem herzynischen und epi-herzynischen Zyklus in Verbindung.

An der beigelegten Karte ist die horizontale Verbreitung der besprochenen Gerölle in den Wadowicer Karpaten dargestellt. Daselbst fällt die Diskordanz zwischen der Richtung der Zonen mit Geröllen und dem Streichen der Istebna-Schichten auf. Im W von der Dislokation der Skawa streichen die Istebna-Schichten in der Richtung SW—NE, die Streifen mit Geröllen besitzen dagegen die Richtung W—E. Im E von der Skawa-Dislokation besitzen die Istebna-Schichten das Streichen W—E, die Linsen mit „Exoticis“ ordnen sich in Zonen, welche die Richtung NW—SE aufweisen. Die Linsen mit urkarpatischen Geröllen, entsprechen den Spuren der Seeränder, die im Istebna-Meere emporgeragt haben. Ihre Verbreitung zeigt, dass es sich hier um Inselreihen, Inselgirlanden handelt. Der Verlauf dieser Inselreihen ist durch die Zonen der Konglomerate gekennzeichnet. Die lithologische Zusammensetzung dieser alten Inseln kann man aus

diesem Material entziffern. Die Richtungen NW—SE (im E von der Skawa-Dislokation) sind primär, W—E (im W von Skawa) dagegen sekundär: wir wissen, dass im W von der Skawa-Linie der Block von Mały Beskid abgeschert und gegen NW schräg zum E—W Verlauf der Falten der niederen Einheiten überschoben ist. Der ursprüngliche Verlauf dieses Blockes ist also W—E, die Zonen mit urkarpatischem Material haben die primäre Richtung NW—SE, also dieselbe wie in E von der Skawa-Linie.

Der Verlauf dieser Zonen, wie auch der Verlauf der urkarpatischen, über das Istebna-Meer ragenden Inseln ist analog zur „sudetischen" Richtung. Den Erwägungen Prof. Nowak's folgend, sollte man in diesen Inseln die Verlängerung der Sudeten gegen SE sehen.

Das Auftreten der Gerölle in verschiedenen tektonischen Einheiten belehrt uns im allgemeinen über die petrographische Zusammensetzung des präkarpatischen Untergrundes der einzelnen Sedimentationsbecken. Im authochtonischen Flysch treten die Gerölle von produktivem Karbon und Krakauer Jura, dann Granite und Diabase, in der Teschener Serie vor allem grüne Fyllite und Chloritschiefer, Steinkohlenblöcke, Stramberg-, Karbon- und Devon-Kalke, selten rote Granite und dunkle Biotitgneisse auf. In der Godula Decke treten die hochmetamorphen Gesteine auf (weisse Gneisse, Augengneisse, Biotitschiefer), auch Marmore, Granite, Porphyre, die Sedimentgesteine sind seltener als in der Teschener Decke. In der Godula Decke überwiegen im W (Mały Beskid) weisse Gneisse, gegen E (östlich von Skawa) die Granite von verschiedenem Typus und Sedimentgesteine (Quarzite, Lydite, Jura-Kalke). In der Magura Randgruppe sehen wir vor allem grüne Fyllite und Chloritschiefer.

Ein allgemeines Bild der Unterlage des Flysches im besprochenen Gebiete kann man also in der Weise darstellen: in der Mitte (Godula-Becken) liegen die Gesteine der höheren Stufe des Metamorphismus, die von N und S mit Zonen der grünen Gesteine umrandet sind, was in Übereinstimmung mit den Darstellungen von Prof. Nowak ist.

Kraków, Zakład Geologji U. J.

Bronisława Kusto.

Z petrografji soli kamiennej w Bochni.

Zur Petrographie des Steinsalzes von Bochnia.

Wstęp.

Istniejąca od XIII wieku salina bocheńska posiada za sobą stosunkowo nieliczną literaturę geologiczną. Dotychczas zaś nie jest znaną w literaturze praca, któraby specjalnie zajmowała się petrografją soli bocheńskiej.

Pierwsza praca, która ukazała się o salinie bocheńskiej, A. Haucha [1] wyszła w 1851 r. pod tytułem: „Die Lagerungsverhältnisse und der Abbau des Steinsalzlagers zu Bochnia in Galizien". Traktuje, jak widać z tytułu, pokrótce o geologji jak i petrografji złoża, oraz o warunkach odbudowy górniczej.

Dla znajomości złoża praca Haucha ma podstawowe znaczenie. Autor zamieszcza w niej profil geologiczny złoża, oraz opisuje wszystkie prawie, najważniejsze typy skał solnych kopalni Bocheńskiej. Profil geologiczny, podany przez autora, jest profilem poprzecznym przez złoże solne (S—N). Jest on zgodny w ogólnych zarysach z profilami, które znam z nieopublikowanych dotąd profili, świeżo opracowanych przez J. Kuhla.

Autor przyjmuje budowę złoża w postaci skręconej soczewki, której maksymalna miąższość wynosi 79 m, długość zaś 4.450 m.

Bieg warstw tej soczewki podanej 1.9° — 1.5°, zapad tych warstw na północ i na południe ma wynosić 70° — 75°.

Strop soczewki autor przyjmuje na S, spąg, ze względu na występujące w nim iły z gipsami na N. Z minerałów solnych wymienia tenże autor sól, anhydryt i gips.

Wspomina, że w wilgotniejszych częściach kopalni występują gipsy, jak też i w czapie solnej, wraz z gniazdami soli. Autor

wspomina także o soli włóknistej, która zanieczyszczona ma być $MgSO_4$ i „H_2CaCO_3“.

Ze skał towarzyszących soli i anhydrytowi, autor wymienia brunatne i szare iły solne, wapienie czyste i dolomityczne, łupki ilaste, margle gipsowe, pstre łupki margliste. Brunatne iły burzą się z kwasem solnym.

Hauch pisze także o piaskowcach, w których ma być celestyn ($SrSO_4$). Całe złoże przesiąknięte jest substancjami bitumicznemi. W związku z bituminami pozostaje występowanie pewnych ilości węgla brunatnego, który zwłaszcza daje się zauważyć na poziomie IV, III i II kopalni.

Z iłów bitumicznych wydobywają się często węglowodory. W najwyższym poziomie kopalni znajdują się utwory syderytowe, bulaste lub soczewkowate, dochodzące nieraz do 1 m grubości.

F. Foetterle [2] opisując stosunki geologiczne utworów trzeciorzędowych między Wieliczką i Bochnią, dorzuca niewiele szczegółów do nowych znajomości złoża bocheńskiego, gdyż samego złoża bliżej nie badał.

Na podstawie swych obserwacyj wypowiada się, że spąg złoża znajduje się po stronie południowej i charakteryzuje się występowaniem czerwono-brunatnych iłów solnych, które przechodzą w warstwy bogate w anhydryt.

Strop złoża Foetterle, w przeciwieństwie do Haucha, przyjmuje po stronie północnej, który wedle niego charakteryzuje się szaremi iłami.

Wedle tegoż autora ułożenie i następstwo warstw solnych w Bochni odpowiada stosunkom Wielickim. Podaje on także za Hauchem, że stromy upad warstw zmniejsza się z głębokością, jak też, że miąższość warstw staje się większą, w miarę posuwania się w głąb.

J. Drak [3] jako urzędnik techniczny w salinie bocheńskiej, mając do dospozycji zdjęcia miernicze kopalni, zestawił dwa profile przez złoże solne, a mianowicie: przez wschodnią część złoża w płaszczyźnie szybu „Floris“ i przez zachodnią w płaszczyźnie szybu „Campi“.

W profilu przez szyb „Floris“ widzimy, że złoże w najgłębszych, jak i w najwyższych poziomach, odrytych tym szybem, posiada mniejwięcej tę samą miąższość o zapadzie stałym na południe.

Począwszy od głębokości 105 m, złoże zdaje się wznosić

pionowo ku górze. Przekrój przez szyb „Campi“ nie różni się zasadniczo od profilu jaki 19 lat wcześniej przedstawił Hauch, zawiera on nawet mniej szczegółów w porównaniu z profilem wspomnianego autora.

Ze stosunków z profilu przez szyb „Campi“ wynikałoby, że złoże ma kształt wyciśniętego ku górze siodła fałdu, którego skrzydła do głębokości 235 m zapadają pod mniejszym kątem (60°—70°), od tej zaś głębokości ku górze upad rośnie prawie do pionu.

Autor ten podaje także, że miąższość złoża zarówno z szerzeniem, jak i z głębokością, się zmienia. W najgórniejszym poziomie, t. j. w głębokości około 69 m, miąższość w środku złoża wynosi 20—30 sążni (40—60 m). Miąższość ta zwęża się zarówno na zachód i wschód tak, że osiąga czasem 3—5 sążni (6—10 m). W najgłębszym poziomie miąższość złoża wynosi około 110 sążni (220 m).

Autor nie prowadził badań petrograficznych, podał jednak dość trafnie definicje trzech rodzajów soli, występujących w złożu.

Są to mianowicie: warstwy północne soli, zawierające t. zw. sól proszowską (Proszówki, miejscowość na N od Bochni), która jest całkowicie białą i czystą; jest to najbardziej ceniona sól w złożu bocheńskiem i zawiera około 3% zanieczyszczeń ilastych.

W południowej stronie złoża występujące sole są podobne do soli proszowskich, lecz nieco bardziej zanieczyszczone. Południowe warstwy soli noszą nazwę soli „z Przedmościa“. Sole występujące w środku złoża są podrzędnego znaczenia.

Porównując sole zarówno z północnej części złoża, jak i z południowej z solami wielickiemi, autor twierdzi, że odpowiadają one ze względu na czystość, soli szybikowej. Czasami sole bocheńskie są grubiej krystaliczne, o lekko zielonkawej barwie, czem odpowiadałyby soli zielonej, znanej w Wieliczce. Sól zielona wielicka zawiera jednak domieszki ilaste w tak dużych ilościach, że widać je gołem okiem, skutkiem czego nie odpowiada ona grubokrystalicznej soli bocheńskiej.

Grupie soli o bardzo znacznem występowaniu w Wieliczce, zwanej solą spiżową, odznaczającej się muszlowym przełomem, metalicznym dźwiękiem, budową drobnokrystaliczną, zawierającą dużo zanieczyszczeń, jak piasku, bitumów, węgla brunatnego, zbituminizowanych resztek drzewa, okruchy skorup fauny morskiej, nie odpowiada żadna z wymienionych trzech odmian soli bocheńskiej.

Niedźwiedzki [4], który znacznie później, bo w r. 1883 badał złoże solne w Bochni, nie daje żadnych nowych szczegó-

łów petrograficznych. Uważa on, że profil podany przez Haucha nie odpowiada rzeczywistości, gdyż upad warstw w całem złożu jest stromy, a nie maleje wgłąb, jak to twierdził wspomniany autor i jego następca Foetterle. Uważa też, że niesłusznie zostało przyjęte przez Haucha wygięcie złoża w środku ku północy, gdyż wygięcie to ma charakter bardziej lokalny. Zaprzecza także poglądowi Haucha i Foetterlego, że miąższość złoża rośnie z głębokością.

Po Niedźwiedzkim parokrotnie wypowiada swe uwagi geologiczne W. Uhlig [5], dotyczące tylko budowy złoża w Bochni.

Najważniejszą tezą Uhliga, wypowiedzianą w pracy „Über die Tektonik der Karpathen", jest twierdzenie, że miocen solny Bochni zapada stromo pod starsze warstwy fliszu karpackiego, to znaczy, że nasunięcie starszych warstw fliszowych osiągnęło na tym odcinku nieznaczne posunięcie na formację solną.

W tezie tej nie odbiega w zasadzie od swych dawniejszych poglądów wypowiedzianych w „Bau und Bild der Karpathen".

Na uwagę zasługuje także zdanie Uhliga, że w obrębie złoża bocheńskiego, należy liczyć się z wyniesieniem antyklinalnem, przechodzącem ku północy w synklinę.

W opisie samego złoża solnego Uhlig trzyma się danych Haucha i Niedźwieckiego. Twierdzi, że warstwy zapadają się z reguły na południe. Odchylenie od tej reguły wywołane są skutkiem wtórnego fałdowania podrzędnego. Nie mają one jednak znaczenia, dla całości ułożenia złoża.

W. Szajnocha [6] podczas przeprowadzania zdjęć geologicznych na arkuszu Bochnia, poświęca też parę uwag samej kopalni. Przyjmuje za Uhligiem nasunięcie warstw fliszowych na miocen solonośny, na dowód czego wspomina o egzotykach pochodzących z warstw starszego trzeciorzędu, tkwiący w iłach solnych. Jako egzotyki wymienia piaskowiec ciężkowicki, łupki menilitowe i rogowce.

W ostatnich latach drobiazgowe studja geologiczne okolicy Bochni przeprowadził G. Bukowski [7].

Z uwag jego o budowie złoża solnego, jak też i profilu wynika, że złoże to ułożone jest zgodnie z nadległemi warstwami młodszemi, nazywanemi przez Niedźwiedzkiego warstwami chodenickiemi, które Bukowski wraz z Niedźwiedzkim i Uhligiem zaliczają do poziomu młodszego helwetu. Wedle Bukowskiego strop złoża solnego znajduje się na południu,

spąg zaś na północy. Upad warstw zarówno w dolnych, jak i w górnych poziomach ma być ten sam, to znaczy na południe. Prof. Kreutz [8] opisał pod względem krystalograficznym gipsy występujące w druzach i szczelinach iłów solnych, niekiedy zaś wprost w próżniach powstałych w anhydrytach.

W ostatnim czasie rozpoczął badania geologiczno-petrograficzne złoża solnego w Bochni J. Kuhl [9], które zdążają do monograficznego opracowania złoża.

W komunikacie wstępnym (Posiedzenie Naukowe P. I. G.) z swych badań autor przedstawia profil przez wschodnią część złoża w płaszczyźnie szybu „Floris". Profil ten ilustruje analizami chemicznemi.

Z profilu tego widać, że w serję skał budujących złoże solne wchodzą następujące ogniwa (śledząc je od S—N): szare, warstwowane łupki ilaste, jasno-szare łupki (Lichte Schiefer Niedźwiedzkiego), łupki plamiste czerwono-zielone w postaci wkładek, czarne szkliste łupki o zapachu bitumicznym, szaro-czarne łupki margliste zubry solne z warstwami soli, łupki plamiste czerwono-zielone,

Z zestawienia tego widać, że pewne warstwy powtarzają się, na co autor daje dowody w postaci analiz chemicznych.

Z badań nad budową złoża, autor stwierdza, że kąt upadu warstw maleje w głąb. W głębokości 105 m wynosi on 50°—55°, a w głębokości około 430 m waha się między 15°—20°. Miąższość warstw zubrów solnych, jak i zawartych w nich soczewek maleje ku górze, w miarę wzrastania kąta upadu.

Gipsy, które występują w górnych poziomach złoża, autor, na podstawie badań mikroskopowych, uważa za gipsy wtórne, powstałe z anhydrytów.

Wstępne badania tegoż autora nad fizjografją soli ustaliły, że obok anhydrytów występuje w niej także kizeryt.

I. Opis złoża odkrytego robotami górniczemi na poziomie „Mickiewicz" w głębokości 289·56 m (długość złoża około 2.500 m, szerokość około 200 m).

a) Wschodnia część złoża między szybem „Floris", a szybem „Sutoris".

Robotami górniczemi odkryto złoże na wspomnianym poziomie w kierunku wschodnim w odległości około 500 m od szybu „Sutors", (szybu zjazdowego), a przeszło 150 m na wschód od szybu wentylacyjnego „Floris".

Profil złoża w przekroju szybu „Floris“ od południa na północ przedstawia się następująco: czarne łupki o zapachu bitumicznym, przechodzące w szare łupki margliste z wkładkami czerwonych i zielonych łupków oraz otoczakami piaskowców i wapieni karpackich, w strefie przejściowej między czarnemi łupkami, a marglistemi, o miąższości $^1/_2$ m.

Następnie mamy około 80 m zubrów solnych, w których tkwią soczewy solne, często poprzerastane iłami. Soczew takich w profilu na omawianym poziomie znajduje się dwie. Jedna południowa, miąższości około 3 m, gęsto poprzerastana iłami, ciągnie się około 70 m. Wyklinowuje się ona na wschód i zachód, przechodząc w zubry solne.

Druga soczewa biegnie w kierunku wschód—zachód, w płaszczyźnie szybu „Floris“ na przestrzeni 50 m, następnie wygina się ku południowemu wschodowi, rozszerza się dochodząc do 10 m miąższości, gdzie odbudowywana jest w komorę Nr 69, położoną najdalej na wschód omawianego poziomu.

Upad warstw na południowej stronie profilu, waha się pomiędzy 55°—60°, ku południowi przy samym szybie „Floris“ dochodzi 70°—75°.

Południowa soczewa w kierunku wschodnim ulega wygięciu na S, przechodzi w partję zubrów długości około 30 m, łączy się z systemem zubrów soli drugiej (komory Nr. 69), następnie ku zachodowi występuje jako znowu soczewa czystej soli, dająca się śledzić jeszcze poza poprzecznią „Wielopole“. Soczewa ta ulega w pewnych punktach zwężeniu, to znowu zgrubieniu tak, że mamy tu wahania od $^1/_2$—2 m do 20 m, a nawet do 30 m, jak to ma miejsce w komorze Nr. $90^1/_2$ wzdłuż poprzeczni „Wielopole“.

Następstwo warstw, jakie widzimy w przekroju przez szyb „Floris“, utrzymuje się w głównych zarysach w kierunku zachodnim, jak to widać z profilu przez poprzecznię „Geramb“, położonej około 130 m na wschód od poprzeczni do szybu „Floris“. W południowej stronie poprzeczni „Geramb“ spotykamy za szaro-czarnemi łupkami, parometrową wkładkę ciemnych wapieni marglistych, które przechodzą w iły margliste, niewyraźnie warstwowane.

Mniejwięcej w połowie profilu S—N odkrytego poprzecznią „Geramb“ spotykamy znowu czarno-szare łupki, które petrograficznie zdają się nie różnić od iłów spotykanych po stronie południowej tegoż profilu. Te czarne łupki przechodzą znowu —

tak jak na południu — w szare łupki margliste, które spoczywają na zubrach zawierających soczewy solne.

W północnej części poprzeczni „Geramb“ wśród zubrów, występują dwie soczewki solne, miąższości 1—1½ m. Ku północy profil odkryty tą poprzecznią zamyka się znowu czarnemi iłami.

Poprzecznia „Wielopole“, położona około 270 m na zachód od szybu „Floris“, odkrywa nam do obserwacji niestety tylko w pewnych częściach złoże, a to dlatego, że w wielu miejscach jest zabudowana drzewem. Nie znamy także utworów, które odkrywa ona w najdalszej swej części południowej, gdyż część ta jest zawalona.

Odkryta natomiast pozostaje całkowicie sól w wspomnianej już komorze Nr. 90½, która stanowi niewątpliwie przedłużenie soczewy solnej ciągnącej się, jak już zaznaczyłam, od wschodu.

Ku północy, za pasem zubrów leżących bezpośrednio pod solami komory Nr. 90½ spotykamy szaro-czarne łupki margliste, po których znów występują zubry, ciągnące się na długości przeszło 50 m. Zawierają one w sobie soczewkę soli bardzo czystej 1—2 m miąższości. Jaki jest przebieg tejże soczewki na wschód, jak również, czy miąższość zubrów w kierunku wschodnim pozostaje taka sama — trudno powiedzieć — z powodu braku poprzeczni między poprzecznią „Geramb“ a „Wielopole“, jak to wynika z załączonego planu.

Zubry solne występujące na północ za wspomnianą soczewką solną, ciągną się aż do samego szybu „Sutoris“, zawierając w sobie tu i ówdzie, drobne soczewki solne, nie przekraczające ½ m miąższości.

b) Zachodnia część złoża między szybem „Sutoris“ a polem odbudowy „Lill“.

Na zachód od szybu „Sutoris“ mamy lokalne wygięcia złoża w kierunku S. Najprawdopodobniej istnieje także na odcinku między poprzecznią „Wielopole“ a poprzecznią „Bernst“, wynoszącym około 150 m, wyciśnięcie soczewy solnej, która tak potężnie rozwinęła się w komorze Nr. 90½, z powodu jednak braku odsłonięć, twierdzić tego stanowczo nie można.

Pojawiającą się na południowej stronie złoża w czole poprzeczni „Bernst“ soczewę solną, która odbudowana jest w komorę, możnaby wprawdzie uważać za przedłużenie soczewy z komory Nr. 90½; uczynić to byłoby jednak trudno, ze względu na to, że odległość między komorą Nr. 90½ a komorą „Bernst“

wynosi przeszło 100 m i przegradzają je partje zubrów o nieznacznych soczewkach solnych.

Uważam zatem, że komora „Bernst“ odbudowana jest w odrębnej soczewce.

Od poprzeczni „Bernst“ na W spotykamy soczewę solną, która ciągnie się aż do poprzeczni „Kuczkiewicz“. Miąższość tej soczewy jest różna, waha się od 2—30 m, przyczem należy zaznaczyć, że grubsze soczewy solne poprzerastane są partjami iłów z anhydrytami dochodzącemi do $^1/_2$—3 m miąższości.

Jakie warstwy występują na S i N od tej soczewy, trudno orzec, ze względu na brak odkrywek.

Na zachód od poprzeczni „Kuczkiewicz“ wyklinowuje się wspomniana soczewka, a na podstawie robót górniczych należy przyjąć, że mamy w tym przekroju rozszerzenie złoża w kierunku południowym.

Profil w tej części złoża przedstawia nam poprzecznia „Kaczwiński“. Czoło tej poprzeczni odkrywa czarne iły, przechodzące w warstwowane iły solne, pod któremi leży soczewa solna. Szerzenie tej soczewy za zachód, stwierdzono na długości około 320 m.

Następnie ku N widzimy w tej poprzeczni pięciokrotnie powtarzanie się soczew solnych, miąższości od 1—5 m, naprzemian z warstwowanemi iłami solnemi, bogatemi w anhydryty.

W linji chodnika głównego występuje gruba, bo około 50 m wynosząca serja szaro-czarnych łupków z anhydratami, zawierająca wkładki żółto-gliniastych iłów, które ku N wzbogacają się w sól.

Powyżej przedstawione ułożenie warstw śledzimy na długości około 300 m, to znaczy, aż do poprzeczni „Pachmann“.

W poprzeczni „Pachmann“ obserwujemy wyklinowanie się soczew solnych, występujących mniejwięcej w środku złoża, to jest wzdłuż podłużni „Mickiewicz“. Ograniczają się one zaledwie do znikomych wkładek wśród zubrów solnych, nie przekraczając $^1/_2$ m miąższości.

Widzimy natomiast, że południowa soczewa w poprzeczni „Kaczwiński“ ulega znacznemu zgrubieniu, dochodzącemu do 20 m. Soczewa ta odbudowana, jest komorą, długą przeszło 130 m (komora Pachmann).

Soczewka solna, położona mniejwięcej w środku odkrytego złoża, (podł. „Mickiewicz“), która od komory „Kuczkie-

wicz“ do poprzeczni „Pachmann“ wykazuje zmienną miąższość, na zachód od tejże poprzeczni, wykształca się w potężną ławicę, sięgającą aż poza poprzecznię „Cabalini“. Nie tworzy ona jednak zcalonej warstwy solnej, lecz zbudowana jest z poszczególnych warstw solnych, poprzedzielanych nieznacznemi partjami zubrów. Często następuje zwężenie tych soczew do nieznacznej miąższości (0·4 m), jak to ma miejsce obok szybu „Campi“.

Na zachód od szybu „Campi“ następuje rozwidlenie tej soczewy na dwie odnogi. Każda z tych odnóg odbudowana jest w komorę (południowa „Nawiany“ i północna „Gajewskie“).

Sole komór „Nawiany“ i „Gajewskie“ przedłużają się na W, dochodząc do poprzeczni „Tesch“. Są to sole szybikowe, gruboziarniste, przeważnie ułożone w warstwy zdygitowane; w dygitacjach warstw znajdują się często wyklinowujące się kompleksy iłów bogatych w anhydryty. W solach tych odbudowano cały szereg komór, zwanych „Ołtarzami“.

Południowy pas soli od poprzeczni „Pachmann“ jest niezupełnie jeszcze odkryty, zdaje się on jednak przebiegać na przestrzeni kilkuset metrów, bo od komory „Pachmann“ do komory „Panzenberg“, równolegle do soli środkowych. Miąższość tego pasa jest mniejszą, jakkolwiek w wielu punktach widać znaczne jego zgrubienie np. w linji poprzeczni „Turner“, gdzie mamy znaczne zgrubienia tegoż pasa, a zarazem prawdopodobnie rozwidlenie, czego jednak z braku dostatecznych odsłonięć, — twierdzić stanowczo nie można.

Koło szybiku „Słowacki“ obserwujemy wyklinowanie się opisywanych soli.

Profil tej znowu części złoża obserwujemy w poprzeczniach „Słowacki“ południowej i północnej „Neuber“. Jest on następujący: od południa występują szaro margliste łupki, po których widzimy około 50 m iłów solnych, bogatych w sól i anhydryty. W pewnych punktach tych iłów wkładki soli dochodzą do 1 m miąższości. W linji głównego chodnika podłużnego występuje soczewka soli około $1^1/_2$ m miąższości, która jednak szybko się wyklinowuje.

W poprzeczni „Neuber“ spotykamy iły solne uwarstwione naprzemian z anhydrytami, o bardzo silnie sfałdowanej budowie. W tym kompleksie sfałdowanych iłów, da się wyróżnić cztery warstwy soli, miąższości od 1—3 m, które wykazują szerzenie na zachód. Ostatnia na N z tych soczew, odbudowana w komorę

„Neuber“, kończy się czarnemi łupkami ilastemi, które tu, tak jak i w poprzednio opisanych punktach, oznaczają prawdopodobniej koniec zasięgu złoża solnego.

Warstwy solne z poprzeczni „Neuber“, ciągnące się około 300 m na zachód, osiągają znaczne zwiększenie miąższości przed poprzecznią „Lill“, gdzie odbudowane są w komory („Lill“), będące obecnie bardzo ważnym punktem eksploatacji w złożu bocheńskiem.

Na zachód od komór „Lill“ śledzimy już występowanie szaro-czarnych łupków marglistych, rzadko zawierających wkładki anhydrytów lub soli szczelinowej.

Obok panującego tu powszechnie upadu warstw na południe, widzimy w tym miejscu również rozwinięte siodło o zapadzie skrzydeł na wschód i na zachód, będące najprawdopodobniej rezultatem wtórnego fałdowania.

II. Metody pracy.

Badania moje miały wykazać:

1) Czy istnieją różnice mineralogiczno-chemiczne w wyróżnianych trzech rodzajach soli kamiennej w Bochni, to jest:

a) soli z soczew występujących w południowej części złoża (Sole z „Przedmościa“),

b) soli z pasa środkowego,

c) soli z północnej części złoża („sól proszowska“).

2) Czy zachodzą różnice mineralogiczno-chemiczne między soczewami występującemi na wschodzie i na zachodzie złoża, ciągnącego się w tych kierunkach przeszło 3.700 m.

Odpowiednio do powyższych założeń, zebrany został materjał do badania. Z cienkich soczew brano próby do analiz co $^1/_2$ m, z grubych co 1 m; w miejscach gdzie sól nie wykazywała żadnych przerostów ilastych lub anhydrytowych co 1·5 m, a nawet 2 m.

Należy jednak zaznaczyć, że branie prób nie było zawsze możliwem. Wszystkie bowiem większe soczewy solne zostały przeważnie już wyeksploatowane. Próby trzeba było zbierać z resztek soli, pozostawionych dla bezpieczeństwa komory, na granicy z iłami lub zubrami. Przy obecnym stanie odkryć wiele ważnych szczegółów z wykształcenia soczew solnych jest dziś nie do zrekonstruowania. Wiele komór jest zabudowanych drzewem tak, że zebranie z nich prób, było zupełnie niemożliwem.

W przygotowaniu materjału do analizy kierowałam się znormatyzowanemi metodami, przyjętemi w laboratorjach chemicznych solnych, zestawionych przez Tietijensa [10]. Oznaczeń poszczególnych składników dokonano według metod zalecanych przez Traedwella [11].

Do analizy brałam materjał wysuszony uprzednio w 100°, wilgoci zatem w analizach nie podaję, jak również $H_2O+105°$. Okazało się bowiem, że zawartość $H_2O+105°$ jest w minimalnych tylko śladach.

Cl oznaczałam miareczkowo. Dla kontroli jednak wykonałam kilka oznaczeń wagowych, które okazały się prawie identycznemi z oznaczeniami miareczkowemi. Oddzielania minerałów zarówno solnych, jak też skał płonych, dokonywano w czterobromku acetylenu $C_2H_2Br_4$.

A. Badania chemiczne.

Skład chemiczny badanych soli, przedstawiają analizy w tabelach I. II. III.

Rozbioru chemicznego dokonywano podwójnie: 1) analizy robiono z części rozpuszczalnych w H_2O, 2) części pozostałych po H_2O, a rozpuszczalnych w *HCl*. Osobne analizy części nierozpuszczalnej w H_2O uważałam za konieczne z dwóch względów: 1) zawarty w soli anhydryt i kizeryt nie są całkowicie rozpuszczalne w gotującej się wodzie, nadto 2) w soli znajduje się zawsze pewna ilość domieszek ilastych, w których obecne są węglany *Ca* i *Mg* w wodzie bardzo mało rozpuszczalne.

W pozostałości nierozpuszczalnej w *HCl*, kontrolowanej zawsze pod mikroskopem, stwierdzono, że najwięcej jest kwarcu, oraz cząstek ilastych.

Dyskusja tabel I — II — III.

Przeglądając tabele na str. 346—348 zauważymy, że zawartość części nierozpuszczalnych w H_2O w solach bocheńskich jest minimalna. W solach bowiem najbardziej zanieczyszczonych, zawartość części nierozpuszczalnych w H_2O przekracza tylko zaledwie $1^1/_2\%$.

Części nierozpuszczalne w *HCl* nazywać będę przyjętą nazwą „złoże". Jak widać z podanych analiz, „złoża" z soli bocheńskich posiadają znikomą zawartość cząstek koloidalnych, rozpuszczalnych w *HCl*. Ilość tych cząstek nie przekracza 0·3%. „Złoża" te zatem zawierają części krystaliczne, na co już zwróciłam uwagę powyżej.

Uderza duża wszędzie zawartość tlenków *Fe‴* i *Al* rozpuszczalnych w wodzie. Najprawdopodobniej będą to delikatne zawiesiny, tworzące się przy działaniu halmirolicznem wody morskiej Hummel [12] na obecne na dnie morza minerały saliczne lub femiczne, które osadziły się następnie przy wysychaniu morza wraz z wykrystalizowującą solą.

Widzimy również z powyższych trzech tabel, że żadna z trzech grup soli bocheńskiej, nie wykazuje takich różnic, na podstawie których możnaby twierdzić o jej odrębności. Wahania bowiem, jakie istnieją pomiędzy poszczególnemi grupami, dadzą się także stwierdzić w obrębie danej grupy, a nawet jednej i tej samej soczewy solnej, jak to obserwujemy w komorze „Orzechowski".

Przeciętny skład chemiczny, otrzymany na podstawie sześciu analiz, najczęstszego typu soli spotykanej w kopalni bocheńskiej, wykształconej w postaci warstw drobnoziarnistych, naprzemian jasnych i ciemnych, zwanej także solą pasiatą, jest następujący:

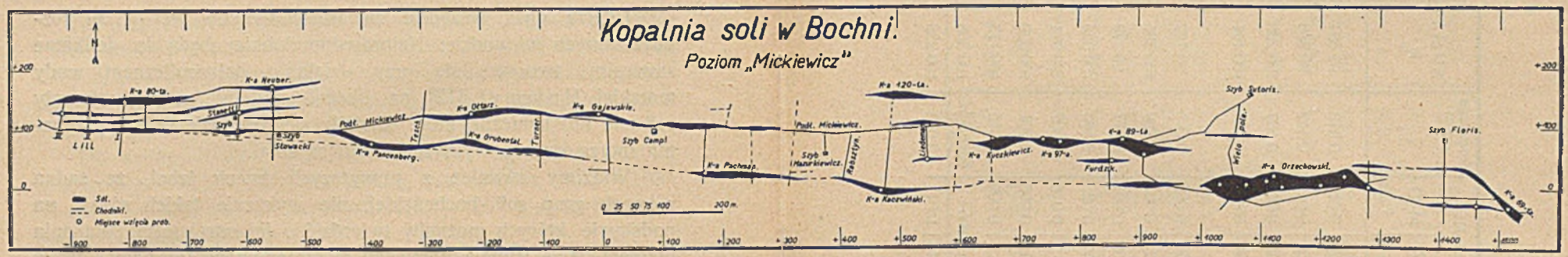
Część rozpuszczalna w H_2O		Część rozpuszczalna w HCl	
$Al_2O_3+Fe_2O_3$	0·228%	Al_2O_3	0·072%
Ca	0·490%	Fe_2O_3	0·053%
Mg	0·133%	CaO	0·042%
Na	38·657%	MgO	0·001%
K	czasem w śladach	CO_2	ślady
Cl	58·843%	Nierozpuszcz. w HCl	0·425%
SO_4	0·831%		

Suma: 100·056%.

Po przeliczeniu tej analizy na składniki mineralne, otrzymujemy następujące minerały:

sól kamienna	97·50%
anhydryt	1·18%
kizeryt	0·25%
kalcyt	0·07%
Zawiesiny ilaste (alofany)	1·08%
	100·08% wagowych.

Sole te odpowiadają składem chemicznym i mineralnym najczystszej soli kamiennej z Wieliczki (Buschmann [13]), zwanej solą szybikową.



Pewną różnicę chemiczną wykazują sole z komory „Orzechowski". Zarówno po południowej, jak i północnej stronie tej komory, zwłaszcza w jej części zachodniej występuje sól, w której zawartość SO_4 jest tak duża, że wystarcza nietylko do związania *Ca* i *Mg* na siarczany, lecz nadto pozostaje reszta, którą należałoby związać na Na_2SO_4. W jakiej formie mineralnej jest związany ten siarczan, wypowiedzieć się nie mogę, gdyż pod mikroskopem nie zdołałam wykryć minerału, któryby odpowiadał tenardytowi: Na_2SO_4, lub soli glauberskiej Na_2SO_4. 10 H_2O, ani innej soli podwójnej, mającej zawierać cząsteczkę Na_2SO_4.

B. Badania mikroskopowe.

Struktura soli kamiennej w Bochni jest przeważnie drobnoziarnista. Wielkość ziarn waha się od 1—7 mm. Jest to typ główny soli bocheńskiej, zwanej solą szybikową. W takiej soli odbudowane są niemal wszystkie komory solne. Sól szybikowa, oglądana pod mikroskopem, jest przeważnie bezbarwna, biała, czasem zupełnie przeźroczysta.

W sąsiedztwie warstw ilastych występujące sole, mają inną strukturę. Jest ona wtedy grubokrystaliczna (ziarna do 15 mm średnicy), oraz posiada zabarwienie szare, z odcieniem zielonawym Tę odmianę soli nazywa się solą zieloną. Różnic chemicznych między temi dwoma gatunkami soli, dopatrzeć się nie można. Istnieją tylko zatem różnice strukturalne. Należy podnieść, że sól zielona jest bardziej krucha od soli szybikowej, która jest silnie zbita i spoista. Nasuwać by to mogło z jednej strony przypuszczenie, że sól zielona jest młodszą od szybikowej i że powstała ona z krystalizacji resztek roztworów, które mogły się znaleźć w zluźnieniach międzywarstwowych w czasie fałdowania się złoża.

Z drugiej strony jednak widzimy, zwłaszcza w większych komorach, że między solami szybikowemi a zielonemi istnieją ciągłe przejścia i nie można mówić o różnicy wiekowej tych soli. Na zmianę struktury mogły wpłynąć późniejsze działania ciśnienia górotwórczego i temperatury, prawdopodobnie w obecności wilgoci skalnej.

Pod mikroskopem oglądane płytki cienkie, wycięte ⊥ do warstw soli, wykazują, że ułożenie w nich ziarn, zwłaszcza większych, ma pewien stały kierunek. Świadczyć to może o tem, że pierwotna struktura tych soli uległa deformacji pod wpływem ciśnienia górotwórczego, w czasie fałdowania złoża. Dzięki własnościom plastycznym, związanych z translacją, jakie posiada sól, deformacja ta może postąpić tak dalece, że możliwem jest nawet zaginięcie kierunku pierwotnego warstwowania, a powstanie całkiem nowego, jak to eksperymentalnie wykazał Rinne [14].

Że zjawisko to faktycznie nastąpiło w soli bocheńskiej, świadczą o tem porwane i pogruchotane warstwy anhydrytów i iłów, które leżą bezładnie porozrzucane wśród warstwowanych (wtórnie) soli.

Celem określenia minerałów zawartych w soli, dokonywałam oddzielania ich w $C_2H_2Br_4$.

Wydzielone w ten sposób minerały, dadzą się podzielić na dwie grupy: *a)* minerały syngenetyczne z solą (anhydryt, kizeryt, kalcyt), *b)* minerały, które dostały się do soli jako mechanicznie naniesione wodą lub wiatrem (kwarzec, mika, cyrkon).

Anhydryt, który tkwi w soli, wykształcony jest zazwyczaj w postaci rombowych tabliczek z doskonałą łupliwością, o dużej dwójłomności. Bardzo często można obserwować na tych tabliczkach rozpad na jednoskośne blaszki o znacznie niższej dwójłom-

I. TABELA.

SOLE POŁUDNIOWE.

	Rozpuszczalne w H_2O							Rozpuszczalne w HCl				Nierozpuszczalne w HCl	SUMA
	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ %	Ca %	Mg %	Na %	K %	Cl %	SO_4 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	CaO %	MgO %	%	%
Poprzecznia płd. „Floris“	0·047	0·520	0·120	37·636	—	60·490	0·463	0·067		0·023	0·012	0·313	99·691
K-a „Orzechowski“ S-E .	0·057	0·154	0·017	38·814	—	60·057	0·285	0·022	0·019	0·021	0·011	0·349	99·806
K-a Nr. 69	0·129	2·074	0·219	33·270	—	59·660	4·001	0·132	0·083	0·048	0·025	0·567	100·208
Poprzecznia „Kateny“ . .	0·004	0·819	0·573	37·811	ślady	58·480	0·910	0·093	0·028	0·070	0·060	1·293	100·141
Podł. „Orzechowski“ K-a ostatnia S-W	0·343	0·725	0·193	39·507	—	57·281	1·462	0·034	0·010	0·023	0·009	0·205	99·792
Poprz. lewa „Geramb“ .	0·190	0·935	0·151	39·195	ślady	59·235	0·383	0·044	0·031	0·020	0·002	0·359	100·395
K-a płd. „Orzechowski“	0·117	0·643	0·136	37·634	ślady	60·199	1·307	0·056		0·009	0·001	0·377	99·879
K-a płd. „Orzechowski“	0·131	0·637	0·067	38·434	—	59·312	0·786	0·097	0·021	0·013	0·028	0·503	100·029
K-a „Liedemann“	0·277	0·096	0·077	39·004	—	60·460	0·048	0·006		—	0·016	0·007	99·991
K-a „Kaczwiński“	0·001	0·079	0·060	39·230	—	60·610	0·025	0·006		0·010	0·008	0·001	100·030
K-a „Pachmann“	0·243	0·190	0·057	38·980	ślady	60·620	0·052	0·014		—	0·009	0·015	100·173
K-a „Panzenberg“ . . .	0·007	0·051	0·059	39·204	—	60·051	0·104	nie oznaczono				nierozp. w H_2O 0·829	100·305
Poprz. płd. „Stanetti“ . .	—	0·419	0·088	39·190	—	60·340	0·140	0·009		0·016	0·011	0·023	100.236

II. TABELA.

SOLE PÓŁNOCNE.

	Rozpuszczalne w H_2O							Rozpuszczalne w HCl				Nierozpuszczalne w HCl	SUMA
	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ %	Ca %	Mg %	Na %	K %	Cl %	SO_4 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	CaO %	MgO %	%	%
K-a „Orzechowski" N-E .	0·207	0·207	0·150	39·100	—	59·613	0·270	0·033	0·025	0·015	0·009	0·371	100·000
K-a „Orzechowski" N-W .	0·091	1·223	0·217	37·484	—	57·847	1·491	0·007	0·102	0·286	0·010	1·399	100·157
K-a Nr. 89¼	0·103	0·062	0·030	39·213	ślady	60·602	0·076	0·015		0·100	0·004	0·030	100·235
K-a Nr. 97	0·033	0·022	0·049	39·539	—	60·555	0·027	0·006		0·010	0·008	0·015	100·254
K-a Nr. 97 część zachodnia	0·038	0·105	0·190	38·790	—	60·550	0·102	0·030		0·020	0·002	0·019	90·846
K-a „Gajewskie"	0·300	0·005	0·036	39·656	—	60·290	0·045	0·009		0·006	0·007	—	100·354
Poprzecznia „Neuber" .	0·060	0·009	0·005	39·143	—	60·703	0·085	—	—	—	—	0·119	100·084
K-a „Ołtarz"	0·207	0·207	0·150	39·100	—	59·613	0·270	0·032	0·025	0·016	0·009	0·371	100·000
K-a „Lill" I.	0·327	0·176	0·021	39·012	—	60·337	0·103	0·008	0·015	0·067	0·006	0·031	100·103
K-a „Lill" II.	0·022	0·445	0·029	38·472	—	59·496	0·347	0·049	0·035	0·005	0·016	1·186	100·102
K-a „Lill" III.	0·053	0·150	0·048	38·642	ślady	59·760	0·193	0·028		0·011	0·070	1·124	100·016

III. TABELA.

SOLE ŚRODKOWE.

	Rozpuszczalne w H_2O							Rozpuszczalne w HCl				Nierozpuszczalne w HCl	SUMA
	$Al_2O_3+Fe_2O_3$ %	Ca %	Mg %	Na %	K %	Cl %	SO_4 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	CaO %	MgO %	%	%
Poprzecznia „Bernst“ . .	0·029	0·629	0·184	38·870	ślady	59·450	0·698	0·132		0·002	0·017	0·345	100·356
Szybik „Furdzik“	0·380	0·253	0·103	39·090	ślady	60·052	0·052	0·006		0·004	0·009	0·026	100·493
K-a „Orzechowski“-środek	0·028	0·686	0·221	38·657	—	58·849	0·831	0·053	0·042	0·001	0·001	0·425	100·059
Chodnik główny przed # Stanetti	0·420	0·820	0·026	36·590	ślady	57·520	1·541	nieoznaczone				nierozp. w H_2O 3·025	99·942

IV. TABELA.

SOLE SZCZELINOWE.

Szpak gorzki	0·054	0·452	0·438	38·114	—	58·848	1·835	0·028	0·015	0·001	0·124	0·124	99·910
Szpak czysty	0·004	0·183	0·129	38·895	ślady	60·636	0·427	—	—	0·006	0·009	0·009	100.281
Szpak żółty gorzki . . .	0·419	0·136	0·105	39·210	—	59·542	0·298	0·056	0·002	0·008	0·436	0·436	100.215
Szpak żółty niegorzki . .	0·283	0·103	0·074	39·028	—	60·380	9·056	0·015		0·004	0·009	0·009	100.149

ności i spółczynnikach załamania, świadczące o przechodzeniu anhydrytu w gips.

Czasem anhydryt występuje także w postaci kulistych agregatów. Kizeryt, w postaci charakterystycznie zaokrąglonych ziarn, dający się łatwo rozróżnić, dzięki dużej różnicy spółczynników załamania w rozmaitych kierunkach względem polaryzatora, tworzy ziarenka niewiększe jak 0·02 mm. W niektórych solach jest on w przewadze nad anhydrytem (porówn. tabl. I.).

Kalcyt występuje albo w romboedrach łupliwości, albo też w formie kulistych konkrecji o budowie sferolitycznej, wielkości 0·01—0·02 mm. Wspomnę, że podobne konkrecje opisuje de Lapparent [15] w wapieniach z okolic Suretty i uważa je za radiolarje. Znikoma wielkość tych postaci nie pozwala na decydujący o nich wniosek.

Kwarzec, główny składnik części nierozpuszczalnej w kwasie solnym, występuje w postaci ziarn wielkości 0·01—0·05 mm. Bardzo często bywa regenerowany do zarysów idjomorficznych. Kryształki powstałe na drodze regeneracji są niekiedy bardzo dobrze wykształcone, wykazują nietylko ściany romboedru, lecz i charakterystyczne trapezoedru trygonalnego oraz słupa heksagonalnego. Badany w cienkiej płytce, wykazuje faliste ściemnianie i dwuosiowość w kierunku prostopadłym do osi *Z*.

Obok kwarcu spotkać można blaszki serycytu, glaukonit, dość często cyrkon i turmalin. Zdarzają się bardzo często ziarna soli, w których tkwią drobne kryształki cyrkonu.

Częstym jest także chalcedon, w postaci konkrecji czerwonawo lub zielonawo zabarwionych, o spółczynniku załamania niższym od 1·535 (kololit). Między nikolami skrzyżowanemi wykazuje on krzyże interferencyjne.

III. Sole szczelinowe.

Wśród warstw ilastych, w szczelinach spękań, występuje sól, zwana solą włóknistą (z powodu włóknistej budowy) lub szczelinową. Często sole te zabarwione są na żółto i mają smak gorzkawy. Górnicy nazywają je „szpakiem“. Sól szczelinowa jest bardzo czysta, choć zdarzają się w niej także większe konkrecje anhydrytowe.

Podana tabela IV na stronie 348 przedstawia ich skład chemiczny.

Jak widzimy więc z tab. IV sole szczelinowe nie różnią się

składem chemicznym od soli warstwowanych. W pewnych tylko ich odmianach zauważamy znaczniejszą przewagę *Mg* nad *Ca*. Sole takie są gorzkie od śladów $MgSO_4 . 7 H_2O$, a żółta ich barwa pochodzi od soli żelazowych, jak o tem świadczą analizy.

Przy oddzielaniu w cieczach ciężkich, otrzymujemy z soli szczelinowej prawie te same minerały, co z soli warstwowanej, z wyjątkiem minerałów grupy *b*.

Anhydryt wydzielony z soli szczelinowej, jest najczęściej przeobrażającym się w gips. Kizeryt zachowuje się tu odmiennie. W soli warstwowanej bowiem, znajdował się on zawsze wewnątrz soli, otulony nią dokoła; w solach szczelinowych zaś narasta na drobnych włókienkach soli; musi zatem być on tu wtórnym.

Chalcedon występuje w wykształceniu podobnem jak w soli warstwowej. Jest on najprawdopodobniej współczesny z otaczającą go solą, wykrystalizowując z roztworów krzemionkowych, które mogą krążyć razem z roztworami solnemi.

Dostrzega się także w solach szczelinowych konkrecje $CaCO_3$.

Kwarzec i blaszki miki, które także można spotkać w solach szczelinowych, należy uważać za minerały, które dostały się do nich na drodze czysto mechanicznej.

IV. Gipsy i anhydryty.

W iłach wilgotnych szaro-czarnych albo żółtawo-gliniastych, występują w szczelinach spękań warstwy gipsu włóknistego, grubości dochodzącej do 2 cm. Skład chemiczny tych gipsów przedstawia podana poniżej analiza, jako średnia z trzech analiz.

Al_2O_3	—	0·009%
Fe_2O_3	—	0·068%
CaO	—	31·828%
MgO	—	0·534%
BaO	—	ślady
SO_3	—	46·021%
H_2O	—	21·270%
		99·730%
nierozpuszczalne w HCl		0·051%
		99·781%

Z analizy tej widać, że pod względem zawartości głównych składników *(CaO, SO_3, H_2O)* bocheńskie gipsy włókniste, odpowiadają prawie teoretycznemu składowi gipsów.

Anhydryty występują w kopalni bocheńskiej jużto w postaci nieforemnych buł, tkwiących w iłach solnych lub w samych solach, jużto w postaci kiszkowato pogiętych warstewek naprzemian z iłami.

Tę ostatnią odmianę anhydrytów nazywamy kiszkowcami lub trzewiowcami.

Anhydryty bocheńskie mają barwę błękitną lub niebieską.

W „Handbuch der Mineralogie“ t. I. str. 3745 podaje Hintze, że zagadnieniem barwy anhydrytów niebieskich zajmowali się Kinoshita i Doelter. Kinoshita [16] przyjmuje za czynnik barwiący kolloidalny $CaSO_4$; Doelter [17] natomiast przypuszcza, że zabarwienie to pochodzi od kolloidalnej siarki.

Poniżej podaję przeciętną analizę (z trzech analiz) takich trzewiowców:

SiO_2	—	0·201%
Al_2O_3	—	0·101%
Fe_2O_3	—	0·150%
CaO	—	40·557%
MgO	—	0·876%
SO_3	—	57·050%
H_2O	—	1·329%
		100·264%

Większość anhydrytów bocheńskich badana pod mikroskopem, wykazuje niejednorodność w swej budowie. Zauważamy w nich partje, w których poszczególne blaszki wykazują dwójłomność mniejszą, a nadto ukośne ściemnianie światła. Widać więc, że w tych partjach następuje przechodzenie anhydrytu w gips.

Anhydryty te rozpuszczają się stosunkowo łatwo w H_2O.

Po 24-godzinnem trawieniu tychże anhydrytów w wodzie, w zwyczajnej temperaturze, oznaczono w przesączu:

CaO	—	6·080%
MgO	—	0·109%
SO_3	—	10·035%
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	—	0·028%
		16·252%

Streszczenie wyników.

1) Rozważając analizy chemiczne soli kamiennej w Bochni, jak też ich skład mineralny, dochodzimy do wniosku, że między so-

lami występującemi na południu i północy, oraz na wschodzie i zachodzie złoża solnego, nie zachodzą większe różnice, ani w składzie chemicznym, ani mineralnym.

2) Badania mikroskopowe wykazują, że obecna struktura soli warstwowej jest wtórna. Została ona wytworzona przez deformację, wywołaną skutkiem ciśnienia górotwórczego, przy sprzyjających właściwościach fizycznych soli, pozostających w związku z translacją i plastycznością.

Należy przyjąć, że różnice w odcieniach barw soli szybikowej i zielonej, leżą w ilościowej zawartości iłu, jak i w różnicach strukturalnych.

Sól szybikowa — jako bardzo drobnoziarnista — jest jaśniejsza niż grubokrystaliczna zielona, zawierająca również nieco więcej domieszek ilastych.

3) Przeciętny skład chemiczny soli szczelinowych odpowiada takiemuż składowi soli warstwowanych. W solach szczelinowych, o charakterystycznym gorzkim smaku, stwierdzono znaczniejszą zawartość $MgSO_4$, który przynajmniej częściowo musi być związany jako $MgSO_4 . 7\,H_2O$ (reichardtyt).

Na zakończenie miło mi złożyć serdeczne podziękowanie p. prof. dr. Z. Rozenowi za kierowanie moją pracą, p. dr. J. Kuhlowi za cenne wskazówki, oraz Zarządowi Salin w Bochni pp. inż. J. Paschkowi i inż. W. Kanaszkiewiczowi za uprzejme ułatwienie mi zebrania materjałów do pracy.

W Zakładzie Mineralogji i Petrografji Akademji Górniczej.

LITERATURA.

1. Hauch A.: Die Lagerungverhältnisse und der Abbau des Steinsalzlagers zu Bochnia in Galizien. Jahrbuch der geolog. Reichsanstalt. Wien 1851, II. Jahrg. Nr. 3.
2. Drak J.: Das Salzlager in Bochnia. Österr. Ztschft. für Berg- und Hüttenwesen. Wien 1869.
3. Foetterle F.: Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten zwischen Wieliczka u. Bochnia. Verhandlungen d. geolog. Reichsanstalt. Jahrgang 1869, Nr. 2. Wien.
4. Niedźwiedzki J.: Beitrag zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia, sowie der an diese angrenzenden Gebirgsglieder. Lwów 1883—1891.
5. Uhlig V.: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. Jhrb. d. geolog. Reichsanstalt. Band XXXVIII. Wien 1888. Bau und Bild der Karpathen. Wien 1903. — Über die Tektonik der Kar-

pathen. Sitzungsberichte d. Akademie der Wissenschaften. Math. naturw. Klasse. Bd. CXVI. Abt. I. Wien 1907.
6. Szajnocha W.: Atlas geologiczny Galicji, tekst do ark. Bochnia, Nr. 11, Kraków, r. 1903, nakł. Pol. Akad. Um.
7. Bukowski G.: Kilka uwag o tektonice pasa mioceńskiego w okolicy Bochni. Sprawozdanie Pol. Inst. Geolog. tom I. Warszawa 1920—1922.
8. Kreutz St.: Gips aus den polnischen Lagerstätten. I. Subkarpatische Zone. Bull. de l'Acad. des Sciences de Cracovie (Classe d. sc. mat. et nat. série A), 1916 (str. 387—441).
9. Kuhl J.: Sprawozdanie z badań geologiczno-petrograficznych kopalni soli w Bochni, wykonanych w r. 1929. Posiedzenia nauk. Państw. Inst. Geolog. Nr. 26. Warszawa 1930.
10. Tietijens L.: Laboratoriumsbuch für die Kaliindustrie. Halle 1910.
11. Traedwell W. D.: Kurzes Lehrbuch d. analitischen Chemie. II. Bd. Quantitative Analyse. Leipzig 1923.
12. Hummel K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. Geolog. Rdsch. Bd. 13. Heft 1 u. 2.
13. Buschmann J. O.: Das Salz. I. Bd. str. 261. Leipzig 1909.
14. Rinne F.: Über das Fliessen fester Stoffe, insbesondere der natürlichen Salze. Ztsch. f. Kristall. Bd. 61.
15. De Lapparent J.: Sur une variété de calcaire a grain fin. C. R. S. de la Societé Geologique de France. Nr. 7. 1925.
16. Kinoshita: Journ. Geolog. Soc. Tokyo 32. 9. 925. Ref. N. S. 1927. A. II. str. 133, według Hintze: Handbuch der Mineralogie. Bd. I. str. 3745.
17. Doelter: Handbuch der Min. Chem. 4. 193. 1927.

Zusammenfassung.

1) Die Verfasserin hat das Steinsalz aus Bochnia in chemischer und mineralogischer Hinsicht untersucht.

Die chemischen Analysen dieser Salze zeigen, dass zwischen den südlichen und den nördlichen Teilen des Lagers, sowie auch im Westen und Osten dieses Lagers die Salzarten keine bedeutende Unterschiede aufweisen.

Diese Salze geben im Wasser fast gar keinen Rückstand.

Die im Wasser unlöslichen Teile sind gewöhnlich Quarz, Chalcedon, Tonteilchen, sowie Schwerminerale wie Zirkon und Turmalin.

Die mineralogische Zusammensetzung ist durchschnittlich folgende: Steinsalz — 97·50%, Anhydrit — 1·18%, Kieserit — 0·25%, Kalkspat — 0·07%, Suspension (Alophane) — 1·08%.

In den Salzen, welche aus der Kammer „Orzechowski" stammen, befindet sich mehr SO_4, als nötig wäre zur Bindung des *Ca* und *Mg* auf Sulfate; der Überschuss muss daher als Na_2SO_4 gebunden werden.

In welcher Mineralform diese Verbindung existiert, konnte es auf mikroskopischem Wege nicht festgestellt werden.

Die Struktur des Steinsalzes ist im allgemeinen kleinkörnig. Dieser Haupttypus des Steinsalzes von Bochnia entspricht dem „Szybiker Salz“ von Wieliczka. Dieses Salz ist vorwiegend farblos, weiss, manchmal ganz durchsichtig.

Neben der Tonschicht treten grobkörnige Salze hervor, von grauer Färbung und bräunlicher Schattierung.

Diese Salze nennt man „grüne Salze“.

Chemische Unterschiede zwischen diesen Salzarten wurden nicht festgestellt. Es existieren also nur Strukturunterschiede. In manchen Kammern kann man kontinuierlich Übergänge vom „szybiker“ in „grünes“ Salz und umgekehrt beobachten.

2) Ausser dem Steinsalz hat die Verfasserin auch die Spaltsalze (Fadensalze) untersucht, welche sehr zahlreich in dem Bergwerke von Bochnia vorkommen. Die Analysen zeigten keinen chemischen Unterschied zwischen diesen Salzen und denjenigen, welche Schichten bilden. Nur in manchen Spaltsalzen wurde ein grösserer Gehalt von *Mg* und *Ca* festgestellt. Solche Salze haben einen bitteren Geschmack, welcher vom $MgSO_4 . 7\,H_2O$ herrührt.

Die gelbe Färbung mehrerer Spaltsalze stammt von Ferrisalzen, was auch aus den chemischen Analysen ersichtlich ist.

3) In dem feuchten Ton der Grube treten an den Risspalten Gypsschichten auf. Es ist fast chemisch reiner Gyps, denn der Gehalt an Beimischungen ist verschwindend klein. Die Schichten von Gyps sind fast ganz farblos.

Anhydrite treten in Bochnia zwischen den Salzschichten in kugelartigen Aggregaten auf, oder im Ton im charakteristischen Gekrösestein.

4) Diese Anhydrite sind blau oder lasurblau. Ihre chemische Zusammensetzung ist folgende: SiO_2 — 0·201%, Al_2O_3 — 0·101%, Fe_2O_3 — 0·150%, CaO — 40·557%, MgO — 0·876%, SO_3 — — 57·050%, H_2O — 1·329%.

Die meisten Anhydrite von Bochnia weisen unter dem Mikroskope Strukturunregelmässigkeiten auf. Diese rühren daher, dass manche Partien in Gyps übergangen sind. Diese Anhydrite sind verhältnismässig leicht im Wasser löslich. Nach dem Ätzen im Wasser durch 24 Stunden, bei normaler Temperatur, haben sie 16·25 Gewichtsprozent verloren.

Wilhelm Krach.

Niektóre małże i ślimaki kredowe

z Kazimierza nad Wisłą i z okolicy.

Einige Kreide-Gastropoden und Lamellibranchiaten von Kazimierz an der Weichsel und Umgegend.

Z 3 tablicami. — Mit 3 Tafeln.

Wstęp.

Materjał użyty do niniejszego opracowania zebrałem na kilku wycieczkach z Uniwersytetu Poznańskiego i Jagiellońskiego w 1928 i 1930 r.

Odkrywki, z których pochodzi większość skamielin, znajdują się w Kazimierzu, Nasiłowie, Bochotnicy, Parchatce i Górze Puławskiej. Dzięki uprzejmości p. Panowa, korzystałem również ze zbiorów p. Mazurka, znajdujących się w Komisji Fizjograficznej A. U.; pochodzą one z wymienionych już miejscowości, oraz z kilku innych odkrywek w Mięćmierzu, Kaliszanach, Piotrowinie, których sam nie eksploatowałem. Oznaczone już okazy p. Mazurka przejrzałem i oznaczenia skontrolowałem.

Razem wzięte zbiory przedstawiały się dosyć obficie, jednak stan zachowania był mniej korzystny, dlatego też do opisu wybrałem gatunki najlepiej zachowane i te z nich, które były dotychczas mniej dokładnie opisane przez starszych, autorów, lub zupełnie nieznane z senonu okolic Kazimierza.

Praca ma charakter wyłącznie paleontologiczny, bez wysnuwania jakichkolwiek wniosków tyczących się stratygrafji odkrywek, z których pochodzą oznaczone skamieliny.

Za łaskawe wskazanie tematu, wydatną i pełną życzliwości pomoc i wskazówki, tyczące się odnośnej pracy, składam p. prof. Dr. Friedbergowi najgłębsze wyrazy podziękowania.

Lamellibranchiata.

Rodzina: Arcidae Lam.

Cucullaea undulata Reuss.

Tab. VII, fig. 1.

1843. *Arca (Cucullaea) undulata* Reuss, Böhm. Kreide [37], II, str. 12, tab. 34, fig. 33, 39.
1889. *Arca (Cucullaea) undulata* Reuss, Frič, Teplitzer Sch. [11], str. 79, fig. 65.
1898. *Arca undulata* Reuss, Müller, Molluskenfauna [28], str. 50, tab. 7, fig. 4.
1900. *Arca undulata* Reuss, Sturm, Sandstein von Kieslingswalde [43], str. 75.
1912—13. *Arca cf. undulata* Reuss, Scupin, Löwenberger Kreide [40], str. 189, tab. 9, fig. 13.

Skorupka o zarysie rombowym, silnie wypukła, ma szczyty wystające, zakrzywione do przodu, pod niemi znajduje się szeroka, trójkątna area. Od szczytu, skośnie do tylnego i dolnego brzegu, biegnie tępa krawędź. Brzeg przedni przechodzi łagodnym łukiem w dolny, tylny zaś, nieco skośny, tworzy tępy kąt na przejściu do dolnego. Brzeg zamkowy prosty. Na nim zachowały się na ośródkach, z każdej strony po bokach, po cztery poziome, listewkowate zęby. Cała powierzchnia skorupy ozdobiona jest szerokiemi, przypłaszczonemi, promienistemi żeberkami, w ilości około 30, które oddzielają się od siebie wąskiemi rowkami. Jak widać u niektórych okazów, żeberka rozszczepione są rowkami, przez co liczba ich się zwiększa. Brzeg dolny jest wewnątrz skorupy karbowany.

Okazy moje są znacznie większe, niektóre z nich stosunkowo grubsze, w porównaniu z opisanemi przez Reuss'a, także linje współśrodkowe zaznaczają się u nich daleko słabiej. Scupin ([40], str. 189) opisuje z kredy w Löwenberg formy różniące się od typowych obecnością 50 żeberek promienistych i słabszemi linjami współśrodkowemi, z tego też powodu z zastrzeżeniem zalicza je do tego gatunku; należy jednak przypomnieć, że Reuss, chociaż podaje około 30 żeberek, a rysuje 60 — mówi o ich rozszczepianiu, przez co zwiększa się ich liczba. Przynależność rodzajowa tego gatunku ulegała kilkakroć zmianie. Reuss ([37], II, str. 12) używa nazwy *Arca* i *Cucullaea*, nie podając opisu zębów, po nim inni autorzy używają nazwy *Scapharca, Trigono-*

arca, na co zwraca uwagę Scupin ([40], str. 18). Moje okazy mają zachowane zęby poziome, cechujące rodzaj *Cucullaea*.

Opisywany gatunek podaje Reuss z „Plänermergel“ i „Plänerkalk“, Müller z dolnego senonu, Scupin z turonu, Sturm z dolnego senonu i z emszeru; z polskiej kredy był nieznany.

Wymiary 2 okazów: długość — 22 mm, — 20 mm; wysokość — 16 mm, — 14 mm. Grubość jednej skorupy — 6 mm; obu skorup — 14 mm.

Miejscowość: Bochotnica, Nasiłów, Góra Puławska. (Liczne okazy).

Rodzina: Chamidae Lam.

Gyropleura inaequirostrata Woodward.

Tab. VII fig. 2, 2 a, b.

1904—1913. *Gyropleura inaequirostrata* Woodw., Woods, Cret. Lamellibr. [49], II, str. 209, tab. 33, fig. 8—13.

W zbiorze znajdują się liczne ośródki, niektóre z nich mają zachowane części skorup z rzeźbą, dlatego też dadzą się zaliczyć do tego gatunku. Najmniejszy okaz jest 15 mm wysoki, największy 45 mm. Rozmiarów tak dużych nie mają okazy Woods'a z kredy mukronatowej z Norwich, natomiast inne szczegóły moich okazów odpowiadają opisowi i rysunkom tego autora. Skorupka dolna (prawa) silnie wypukła, ze szczytem ostrym, zwiniętym i zwróconym do przodu, ma wydatne promieniste żebra, niekiedy biegnące falisto. Żebra oddzielone są od siebie głębokiemi brózdami i są ozdobione poprzecznemi listewkami, które u moich okazów słabiej występują, niż na rysunkach Woods'a; zwykle pozostają po nich karbowania, po bokach żeberka. Prócz tego na każdym żeberku dają się zauważyć pod lupą słabe i drobne prążki promieniste, których ślad widać od wnętrza skorupy. Na całej powierzchni biegną gęsto u dołu, szeroko u góry, współśrodkowe brózdy. Skorupa górna jest mniej wypukła niż dolna, prawie okrągła, ze szczytem niskim i tępym, ma podobny przebieg żeber jak skorupa dolna.

Jakkolwiek *G. inaequirostrata* jest podobna do *G. ciplyana* Ryckholt[1]) i *G. russiensis* d'Orb.[2]), różni się jednak od nich

[1]) Holzapfel, Aachener Kreide [19], II, str. 189, tab. 19, fig. 5—7.
[2]) Woods, Cret. Lamellibr. [49], II, str. 209.

węższemi rowkami, oddzielającemi żebra i brakiem w tychże rowkach drobniejszych prążków.

Miejscowość: Kazimierz, Nasiłów. (Bardzo liczne okazy, przeważnie ośródki).

Rodzina: Lucinidae Desh.

Lucina subnummismalis d'Orb.

Tab. VII, fig. 3.

1847. *Venus nummismalis* Müller, Monogr. [27], I, str. 25, tab. 2, fig. 5.
1850. *Lucina subnummismalis* d'Orb., Prodrome [30], II, str. 241.
1889. *Lucina subnummismalis* d'Orb., Holzapfel, Aachener Kreide [19], II, str. 187. tab. 19, fig. 1—3.
1891. *Lucina subnummismalis* d'Orb., Böhm, Kreidebild. von Sulzberg [3], str. 73, tab. 3, fig. 6.
1898. *Lucina subnummismalis* d'Orb., Müller, Untersenon v. Braunschweig [28], str. 59, fig. 17 w tekście.
1909. *Lucina subnummismalis* d'Orb., Rogala, O niektórych małżach [38], str. 245.
1930. *Lucina subnummismalis* d'Orb., Hägg, Mollusken u. Brachiopoden [18], str. 51, tab. 4, fig. 3.

Skorupka prawie tak długa jak wysoka, przypłaszczona, okrągława. Powierzchnia zewnętrzna opatrzona jest współśrodkowemi, listewkowatemi żeberkami, które oddzielają się od siebie szerokiemi, prawie równemi, rowkami. Szczyt mały, leży nieznacznie przed środkiem brzegu górnego i wystaje nieco ponad nim. Słabo zachowały się na skorupie ślady wcisków mięśniowych, z których przedni jest wydłużony. Gatunek ten znany jest z dolnego senonu (Müller, Holzapfel), z górnego senonu (Hägg), z kredy lwowsko-nagórzańskiej podaje go Rogala.

Wymiary: wysokość — 12 mm, długość — 13 mm.

Miejscowość: Piotrowin (1 okaz).

Rodzina: Cyprinidae Lam.

Trapezium trapezoidale Röm.

Tab. VII, fig. 5, 6.

1841. *Crassatella trapezoidalis* Röm., Norddeutsche Kreide [39], str. 74, tab. 9, fig. 22.
1869. *Cypricardia Galiciana* Favre, Craie de Lemberg [8], str. 109, tab. 12, fig. 3.
1873. *Cyprina trapezoidalis* Röm., Geinitz, Elbthalgeb. [15], I, str. 229, tab. 50, fig. 5, 6.
1889. *Cypricardia trapezoidalis* Röm., Holzapfel, Aachener Kreide [19], II, str. 179.

1897. *Crassatella tricarinata* Frič (non Röm.), Chlomeker Schichten [13], str. 52, fig. 54.
1901. *Cypricardia trapezoidalis* Röm., Sturm, Kieslingswalde [43], str. 80, tab. 7, fig. 5.
1904—13. *Trapezium trapezoidale* Röm., Woods, Cret. Lamellibr. [49], II, str. 149, tab. 23, fig. 17—19.
1913. *Cypricardia trapezoidalis* Röm., Scupin, Löwenberger Kreide [40], str. 164, tab. 7, fig. 5.
1918. *Trapezium trapezoidale* Röm., Woldřich, Kreidefauna v. Neratovic [48], str. 294, tab. 5, fig. 6.

Zachowały się liczne ośródki, odznaczające się zarysem trapezoidalnym. Brzeg przedni zaokrąglony, tylny prosty, tworzy z górnym tępy kąt. Brzeg dolny łukowato wygięty. Szczyty przegięte do przodu, zwinięte i ostre, przed niemi jest okrągła lunula. Od szczytów, skośnie w dół i ku tyłowi, biegnie lekko wygięta ostra krawędź; podobna, lecz słabsza, krawędź ogranicza lancetowate zagłębienie wiązadłowe. Na całej powierzchni zaznaczają się gęste linje przyrostowe. Wśród okazów moich przeważają formy znacznie większe i silniej wypukłe, niż u wielu autorów. Jeden z większych okazów jest 31 mm długi, 20 mm wysoki i 24 mm gruby (obie skorupy). Niektóre z okazów, zwłaszcza większe, zgadzają się z *C. Galiciana* Favre (l. c.). Wprawdzie mają one mniej skośny brzeg tylny, długość stosunkowo mniejszą i większą wypukłość, niż *Tr. trapezoidale*, ale zbliżone są do tego gatunku szczytami silnie zwiniętemi, lecz mało wystającemi i brzegiem dolnym słabo wygiętym. Uważam formy te za skrajne i dlatego podzielam zdanie Wollemana i Woods'a[1]), że *C. Galiciana* jest identyczna z *Tr. trapezoidale* Röm., a Favre znalazł tylko osobniki stare tego gatunku.

Gatunek ten podaje Römer i Geinitz z pleneru, Woods z „Chalk rock", Woldřich z cenomanu, Holzapfel z górnego senonu; z kredy lwowskiej Favre, z senonu okolic Kazimierza Krisztafowicz [24].

Miejscowość: Kazimierz (21 okazów), Nasiłów (1 okaz).

Rodzina: Solenidae Lam.

Leptosolen Petersi Reuss.

Tab. VII, fig. 4.

1865. *Siliqua Petersi* Reuss, Zittel, Bivalven der Gosaugeb. [50], I, str. 109, tab. 1, fig. 3.

[1]) Cret. Lamellibr. [49], II, str. 150.

1878. *Siliquia (Leguminaria) Petersi* Reuss, Frič, Weissenberg. u. Malnitzer Sch. [9], str. 123, fig. 96.

Ośródka prawej skorupy jest 22 mm długa, 8·5 mm wysoka, przypłaszczona, owalna. Szczyt, prawie niewidoczny, leży w $^1/_3$ części długości; od niego skośnie wdół i do tyłu ciągnie się szeroki rowek, niesięgający dolnego brzegu. Brzeg przedni, prawie prosty, łączy się pod rozwartym kątem z brzegiem dolnym, który jest równoległy do prostego brzegu górnego; brzeg tylny, zaokrąglony, przechodzi łagodnie w dolny. Współśrodkowe linje przyrostu dobrze są widoczne na przedniej stronie okazu.

Kształtem przedniej części, ułożeniem rowka, nawet obecnością słabej zaklęsłości na przodzie, okaz mój przypomina *L. Dupinianus* d'Orb. z goltu Anglji, na rysunku Woods'a ([49], II, str. 219, tab. 35, fig. 7, 8), od którego różni się jednak zaokrągleniem brzegu tylnego. Od *Leguminaria truncatula* Reuss (Böhm. Kreide [37], II, str. 17, tab. 36, fig. 13, 16, 17) różni się opisywany gatunek skośnym przebiegiem rowka i zaokrągleniem brzegu tylnego. *Siliqua sinuosa* Müller ([28], str. 69, tab. 10, fig. 6) przedstawia formę więcej wydłużoną, a rowek przebiega u niej więcej skośnie. *L. Petersi* podaje Zittel z kredy gozawskiej, Frič z warstw Białej Góry, z Malnitz; z polskiej kredy nie podawany.

Miejscowość: Kazimierz (1 okaz).

Rodzina: Pholadomyidae Fischer.

Pholadomya nodulifera Münstr. var. elliptica Münstr. (Scupin 1913).

Tab. VII, fig. 10, 11.

1834. *Pholadomya elliptica* Münst., Goldfuss, Petr. Germ. [16], II, str. 273, tab. 158, fig. 1.

1845—47. *Pholadomya Royana* d'Orbigny, Paléont. franç. [29], III, str. 360, tab. 367, fig. 1—3.

1875. *Pholadomya elliptica* Münst., Moesch, Monogr. Pholadomyen [26], str. 104, tab. 34, fig. 3, 4.

Wydłużony kształt, mała wypukłość skorup, guzkowane żebra promieniste w ilości 24, oto ogólne cechy jednego dobrze zachowanego okazu i kilku ułomków mojego zbioru. Okazy zgadzają się z rysunkami Goldfussa i Moescha, jedynie szczyty leżą nieco bardziej na przodzie i ilość żeber promienistych jest więk-

sza, gdyż między główne żebra wsuwają się gdzieniegdzie drugorzędne, słabsze. Kilka innych okazów odznacza się znowu małemi wymiarami, mniejszą ilością żeber (9—12), które mają podobny przebieg, lecz pozbawione są guzków i pod tym względem odpowiadają rysunkowi Moescha ([26], tab. 34, fig. 3). Według tego autora, są to osobniki młode *Ph. elliptica* Münst., które posłużyły mu do odróżnienia tego gatunku od *Ph. nodulifera* Münst., gdy dawniej skłonny był wymienione gatunki łączyć razem. Okazy moje zatem należy uważać za formy młode *Ph. elliptica* Münst. Jednak późniejsze badania, przeprowadzone przez Scupina ([40], str. 144) na materjale z kredy z Löwenberg, wykazały istnienie form przejściowych między wymienionemi formami, dlatego też Scupin uważa *Ph. elliptica* tylko za odmianę *Ph. nodulifera* Münst., co również należy odnieść do opisanych okazów z Kazimierza. Z miejscowości tej wymienia ten gatunek Krisztafowicz ([24], str. 9, 10).

Miejscowość: Kazimierz (6 okazów i kilka ułomków).

Wymiary: I. wysokość — 50 mm, długość — 88 mm, grubość — 25 mm (forma stara); II. wysokość — 24 mm, długość — 45 mm, grubość — 17 mm (forma młoda).

Syniewska ([44], str. 293) znajduje w kredzie z okolic Lwowa okaz, który nazywa *Ph. cf. Royana* d'Orb. Z opisu wnoszę, że jest to także nasza forma.

Pholadomya Esmarki Nilss.

Tab. VII, fig. 15. Tab. VIII, fig. 1.

1834—40. *Pholadomya Esmarki* Goldf., Pusch., Petr. Germ. [16], II, str. 272, tab. 157, fig. 10 a, b, d.

?1837. *Pholadomya Kasimiri* Pusch, Polens Paläont. [32], str. 88, tab. 8, str. 18, fig. 13 a, b.

non *Ph. Esmarki* Pusch., [32], str. 87, tab. 8, fig. 14.

1841. *Pholadomya umbonata* Römer, Norddeutsche Kreidef. [39], str. 76, tab. 10, fig. 6.

1844. *Pholadomya Carantoniana* d'Orbigny, Paléont. franç. [29], III, str. 357, tab. 365, fig. 1, 2.

1850. *Pholadomya Esmarkii* Kner, Pusch, Versteinerungen [22], str. 25.

?1850. *Pholadomya Kasimiri* Pusch? Alth, Geogn.-palaeont. [1], str. 237.

1863. *Pholadomya Esmarki* Pusch, Płachetko, Becken von Lemberg [31], tab. 1, fig. 16.

?1863. *Pholadomya Kasimiri* Pusch, Płachetko, ibid., str. 19, tab. 1, fig. 17.

1869. *Pholadomya Esmarki* Nilss., Favre, Craie de Lemberg [8], str. 105, tab. 11, fig. 10.

1875. *Pholadomya Esmarkii* Nilss., Moesch, Monogr. Pholadomyen [26], str. 101, tab. 33, fig. 7; tab. 34, fig. 5.
1883. *Pholadomya nodulifera* M. *var. umbonata*, Röm., Frič, Iserschichten [10], str. 108, fig. 75.
1889. *Pholadomya Esmarki* Nilss, Holzapfel, Aachener Kreide [19], II. str. 155, tab. 14, fig. 1, 2.
1912—13. *Pholadomya Esmarki* Nilss., Scupin, Löwenberger Kreide [40], str. 145, tab. 5, fig. 20.

Skorupy nierównoboczne, silnie wypukłe, ze szczytami znacznie wystającemi, przegiętemi do przodu. Część przednia krótka, sercowata, tylna rozszerzona i przypłaszczona. Żebra promieniste wydatne, oddzielone szerokiemi odstępami, zanikają na części przedniej, słabną zaś na tylnej. Współśrodkowe linje słabe, lecz koło szczytów są one silniejsze i powodują guzkowanie żeber. Zmienność tego gatunku, jak wynika z opisów i rysunków wielu autorów, waha się w znacznych granicach, co także daje się obserwować na okazach mojego zbioru. Ze względu na wymiary mogę wyróżnić wśród nich trzy grupy [1]):

Długość	Wysokość	Szerokość	Stosunek w %
I. grupa . . . 85 mm	47 mm	44 mm	1:0·5:0·4
II. grupa . . . 83 mm	60 mm	53 mm	1:0·7:0·6
III. grupa . . . 63 mm	72 mm	50 mm	1:1·1:0·7

Okazy skupione koło pierwszej grupy (tab. VII, fig. 15) są silnie wydłużone, mają około 19 żeber, zbliżonych na środku skorupy do siebie i kilka wsuniętych między niemi słabszych i niedochodzących do szczytu; najwięcej odpowiadają one rysunkowi Favre'a ([8], tab. 11, fig. 10). Osobniki grupy drugiej są już znacznie wyższe, z szeroką częścią tylną, często z wygiętym siodłowato górnym brzegiem (za szczytem), są podobne do rysunków Moescha ([26], tab. 33, fig. 7; tab. 34, fig. 5), a niektóre z nich, wygięciem wspomnianego górnego brzegu, przypominają *Ph. Kasimiri* Pusch. ([32], str. 88, tab. 8, fig. 13). Żebra pomnażają się przez wsunięcie drugorzędnych, tak, że liczba ich na jednym okazie dochodzi do 30.

Okazy trzeciej grupy (tab. VIII, fig. 1), bardzo wysokie, łączą w sobie najwięcej cech wspólnych *Ph. Kasimiri* Pusch. Autor

[1]) Wymiary okazów wahają się około podanych liczb.

ten, jako cechy odróżniające *Ph. Kasimiri* od *Ph. Esmarki*, wymienia: rozszerzenie i trapezoidalny kształt brzegu przedniego, wydłużenie części tylnej, wystające i wygięte żebra, wreszcie stosunek długości do wysokości (1:1·06); uważam jednak wyszczególnione cechy za niewystarczające do utrzymania *Ph. Kasimiri* jako osobnego gatunku. I tak — trapezoidalny kształt brzegu przedniego, jakkolwiek nie tak silnie zaznaczony, mają osobniki drugiej i trzeciej grupy. U nich jest również wydłużona i wygięta część tylna skorupy. Obecności silnych czy słabych żeber i ich wygięcia nie można uznać za cechę gatunkową, wygięcie bowiem zwykle idzie w parze z kształtem górnego brzegu (za szczytem), co u osobników drugiej i trzeciej grupy wyraźnie się zaznacza. Trudniej natomiast wytłumaczyć mniejszą ilość żeber u *Ph. Kasimiri;* Pusch w diagnozie łacińskiej wymienia ich 15 i jak twierdzi, ma okazy dorosłe, tymczasem u okazów dorosłych mojego zbioru, liczba ich waha się stale około 19, lub powiększa się skutkiem wsuwania się żeber drugorzędnych. Ostatecznie skłonny jestem przyjąć przypuszczenie Moesch'a ([26], str. 111), że *Ph. Kasimiri* może być formą młodą *Ph. Esmarki*, co potwierdza rysunek Płachetki ([31], tab· 1, fig. 17), przedstawiający małych wymiarów okaz *Ph. Kasimiri* z kredy lwowskiej, także kilka zgniecionych małych okazów z mojego zbioru, które mają około 15 słabych żeber. Na nich jednak, z powodu uszkodzenia, nie mogę stwierdzić innych cech wspólnych z *Ph. Kasimiri* Pusch. Brak w moim zbiorze formy zupełnie zgodnej z rysunkiem Pusch'a nie pozwala na ścisłe stwierdzenie moich przypuszczeń, że forma Pusch'a jest tylko warjantem w szeregu osobników przynależnych do *Ph. Esmarki.* Dopiero zebranie większego materjału i opracowanie biometryczne da na to dowód. Narazie najsłuszniej będzie uważać *Ph. Kasimiri* za odmianę gatunku Nilsson'a. *Ph. Kasimiri* podaje Pusch z Kazimierza, z tejże miejscowości wymienia ją i *Ph. Esmarki* — Krisztafowicz [24]. Obie formy są znane z kredy lwowsko-nagórzańskiej (Płachetko, Kner, Alth, Favre).

Miejscowość: Kazimierz (65 okazów), Nasiłów (3 okazy), Mięćmierz (2 okazy) w tem wiele zgniecionych i uszkodzonych.

Rodzina: Anatinidae Gray.

Cercomya harpa Kner.

1850. *Anatina? harpa* Kner, Versteinerungen [22], str. 24, tab. 4, fig. 11.
1869. *Anatina harpa* Kner, Favre, Craie de Lemberg [8], str. 107, tab. 12, fig. 1.
1909. *Cercomya harpa* Kner, Rogala, O niektórych małżach [38], str. 249, tab. 12, fig. 8.

W zbiorze znajdują się dwa okazy, z których większy jest 120 mm długi (długość mniejsza od rzeczywistej z powodu uszkodzenia), 40 mm wysoki i 32 mm gruby (obie skorupy). Delikatne, ziarenkowane prążki promieniste, o których wspomina Rogala [38], widoczne są (pod lupą) nietylko na przedniej części skorupy, jak u form lwowsko-nagórzańskich, lecz także dają się zauważyć, mniej wyraźnie, prawie na całej skorupce.

Miejscowość: Kazimierz (2 okazy).

Rodzina: Pernidae Zittel.

Gervillia solenoides Defr.

Tab. VIII, fig. 3.

1834—40. *Gervillia solenoides* Defr., Goldfuss, Petr. Germ. [16], II, str. 124, tab. 115, fig. 10.
1846. *Gervillia aviculoides* d'Orb., Paléont. franç. [29], III, str. 489, tab. 397, fig. 3—5.
1850. *Gervillia solenoides* Defr., Alth, Geogn.-paléont. [1], str. 239.
1863. *Gervillia solenoides* Defr., Płachetko, Becken v. Lemberg [31], str. 19.
1866. *Gervillia solenoides* Defr., Zittel, Bivalven d. Gosaug. [50], II, str. 91, tab. 13, fig. 2.
1869. *Gervillia solenoides* Defr., Favre, Craie de Lemberg [8], str. 131.
1871. *Gervillia solenoides* Defr., Stoliczka, Cret. Pelecypoda [41], str. 409, tab. 50, fig. 5.
1875. *Gervillea solenoides* Defr., Geinitz, Elbthalg. [15], I, str. 209; II, tab. 11, fig. 1.
1878. *Gervillia solenoides* Defr., Frič, Weiss. u. Malnitz. Sch. [9], str. 129, fig. 109.
1888—9. *Gervillia solenoides* Defr., Griepenkerl, Kreide v. Königslutter [17], str. 49.
1889. *Gervillia solenoides* Defr., Holzapfel, Aachener Kreide [19], II, str. 223, tab. 24, fig. 11—13.
1898. *Gervillia solenoides* Defr., Müller, Untersenon v. Braunschweig [28], str. 41, tab. 5, fig. 6.
1913. *Gervillia solenoides* Defr., Scupin, Löwenberger Kreide [40], str. 215, tab. 12, fig. 4.

Ośródki są 90 mm długie, 13 mm wysokie, kształtu lancetowatego, słabo wypukłe. Szczyt mały leży na przodzie, uszko przednie niewidoczne, tylne duże, szerokie, od tyłu wycięte, opatrzone skośnemi listewkami. Na jednej ośródce zachowały się cztery wypukłości na brzegu wiązadłowym, odpowiadające dołkom wiązadłowym skorupy i kilka listewkowatych skośnych ząbków koło szczytu. Brzeg wiązadłowy zajmuje około $^1/_4$ część długości skorupy. Na resztach cienkich skorup zaznaczają się współśrodkowe linje przyrostu, a ślady ich widać także na ośródkach.

Okazy moje są zupełnie zgodne z rysunkami d'Orbigny'ego ([29], tab. 397, fig. 3—5). Czeskie formy u Reuss'a są znacznie krótsze, a brzeg zamkowy w stosunku do długości zajmuje prawie połowę całości. Geinitz ([15], I, tab. 48, fig. 19) przedstawia jeszcze krótszą odmianę, u której brzeg zamkowy zajmuje większą część długości skorupy. Formę tę uważa Scupin (l. c.) za odrębny gatunek. Ze względu na rozmaitość form tego gatunku, żyjącego od cenomanu do górnego senonu, zwraca Holzapfel uwagę na konieczność skontrolowania starszych opisów i nowszego opracowania. Autor ten wyróżnia formy młode, cechujące się kształtem uszka przedniego i stare o łagodnym zaokrągleniu brzegu przedniego. Okazy moje zgodne są z jego rysunkiem 11 na tab. 24, brak im jednak, narysowanych u Holzapfla, nieregularnych i tak licznych zębów na brzegu wiązadłowym. Rysunek Scupina ([40], tab. 12, fig. 4) jest niezupełnie zgodny z moimi okazami ze względu na silne szablowate wygięcie skorupy.

Miejscowość: Kazimierz, Parchatka. (Kilka całych okazów i liczne ułomki przytwierdzone do skały).

Rodzina: Ostreidae Lam.

Ostrea canaliculata Sow. (=lateralis Nilss).

Tab. VII, fig. 8, 8 a.

1838—40. *Ostrea lateralis* Nilss., Goldfuss, Petref. Germ. [16], II, str. 24, tab. 82, fig. 1.

1846. *Exogyra lateralis* Nilss., Reuss, Böhm. Kreidef. [37], II, str. 42, tab. 27, fig. 38—47.

1846. *Ostrea canaliculata* d'Orbigny, Pal. franç. [29], III, str. 709, tab. 471, fig. 4—8.

1869. *Ostrea canaliculata* Defr., Coquand, Monographie [4], str. 128, tab. 47, fig. 7, 10; tab. 45, fig. 13, 14; tab. 52, fig. 13; tab. 60, fig. 13—15.

1869. *Ostrea lateralis* Nilss., Coquand, ibid. str. 96, tab. 18, fig. 12; tab. 30, fig. 10—14.
1871. *Exogyra canaliculata* Sow., Stoliczka, Pelecypoda [41], III, str. 463, tab. 48, fig. 6—8.
1872. *Ostrea lateralis* Nilss., Geinitz, Elbthalg. [15], I, str. 179, tab. 41, fig. 28—35; II, tab. 8, fig. 15—17.
1898. *Exogyra lateralis* Nilss., Müller, Untersenon [28], str. 15, tab. 3, fig. 2.
1904—13. *Ostrea canaliculata* Sow., Woods, Cret. Lamellibr. [49], II, str. 375, tab. 56, fig. 2—16.
1909. *Ostrea lateralis* Nilss., Rogala, O niektórych małżach [38], str. 231.
1913. *Exogyra lateralis* Nilss., Scupin, Löwenberger Kreide [40], str. 244.
1921. *Exogyra canaliculata* Sow., Ravn, Senonet [36], str. 25, tab. 2, fig. 6.

W zbiorze znajdują się liczne okazy tego gatunku, wśród których przeważają osobniki małe. Największy ma wymiary: lewa skorupa 28 mm wysoka, 20 mm długa, 10 mm gruba; ma ona szczyt ostry, silnie przekrzywiony w tył, za nim rozszerza się skrzydełkowato i tą częścią zwykle ostrygi przytwierdzały się do innych przedmiotów. Pod szczytem jest szerokie zagłębienie na wiązadło u osobników starych, u młodych jest ono niewyraźne. Skorupka górna jest płaska, owalna i znacznie mniejsza, zdobią ją współśrodkowe, w szerokich odstępach ułożone, listewki.

O. canaliculata Sow., dawniej znana także pod nazwą *O. lateralis* Nilss., występuje od cenomanu do najwyższych poziomów senonu (Woods [49], II, str. 379). Z kredy okolic Kazimierza podaje ją Krisztafowicz ([24], str. 5, 9), z okolic Lwowa Rogala (l. c.).

Miejscowość: Nasiłów, Bochotnica, Piotrowin, Parchatka.

Ostrea semiplana Sow. (= armata Goldf.).

Tab. VII, fig. 9, 9a.

1834—40. *Ostrea armata* Goldfuss, Petref. Germ. [16], II, str. 13, tab. 76, fig. 3.
1889. *Ostrea armata* Goldfuss, Holzapfel, Aachener Kreide [19], II, str. 253, tab. 28, fig. 1, 2.
1898. *Ostrea semiplana* Sow., Müller, Untersenon [28], str. 8, tab. 1, fig. 1—4; tab. 3, fig. 3, 4.
1903. *Alectryonia semiplana* Sow., Dacqué, Mittheilungen [7], str. 366, tab. 34, fig. 1—4.
1904—13. *Ostrea semiplana* Sow., Woods, Cret. Lamellibr. [49], II, str. 379, tab. 56, fig. 17—19; tab. 57; tab. 58, fig. 1—5, rys. w tekście 183—193.

Jeden piękny okaz z Kazimierza. Skorupa o zarysie czworobocznym, 43 mm wysoka, ozdobiona jest bardzo silnemi dziewięcioma żebrami promienistemi i kilku bocznemi, które są znacznie słabsze, mają przebieg mniej regularny i są rozwidlone. Pod szczytem żebra urywają się, zostawiając półkolistą, płaską powierzchnię. Brzeg zamkowy prawie prosty, wiązadło trójkątne, ograniczone na bokach karbowanemi listewkami. Po skorupie prawej zachował się tylko odcisk, na którym zaznacza się karbowanie brzegu dolnego, jako ślad po żebrach.

Woods [49] złączył pod nazwą *O. semiplana* Sow. wiele dawniej wydzielonych gatunków, tłumacząc znaczną rozmaitość form tego gatunku zmiennością. Okaz mój najwięcej odpowiada *O. armata* u Goldfussa [16] i u Holzapfla [19], którą Woods zamieszcza w synonimach. Ponieważ nie znajduję na rysunkach wymienionych autorów i na najwięcej zbliżonych rysunkach Woods'a ([49], str. 384, fig. w tekście 186 i 187) tak silnych i regularnych, na wzór żeber przegrzebków, wykształconych żeber promienistych, przeto okaz mój może świadczyć o jeszcze większej zmienności *O. semiplana* Sow.

Ostrea vesicularis Lam.

Tab. VIII, fig. 2, 2a.

1898. *Gryphaea vesicularis* Lam., Müller, Untersenon [28], str. 14, tab. 3, fig. 10—15; tab. 4, fig. 1, 2.
1904—14. *Ostrea vesicularis* Lam., Woods, Cret. Lamellibr. [49], II, str. 360, tab. 55, fig. 4—9, figury w tekście 143—182.
1910. *Ostrea hippopodium* Nilss., Vogel, Brachiop. u. Lamellibr. [45], str. 558.
1923. *Ostrea vesicularis* Lam., Axel Jessen og Ödum H. — Senon og Danien [20], str. 40, tab. 2, fig. 7.

Wśród licznych okazów typowych, silnie wypukłych, znajduje się jeden osobnik, dużych rozmiarów, silnie spłaszczony, więcej przypominający *O. hippopodium* Nilss. Długość niekompletnej nawet skorupy wynosi 170 mm, wysokość 120 mm, grubość złączonych obu skorup 30 mm. Skorupa lewa słabo wypukła, rozszerza się na boki w szerokie płaty, z których tylny jest większy, niż przedni i oddziela się od części wypukłej niewyraźnym, płytkim rowkiem. Szczyt mały, tępy, brzeg zamkowy prosty, zagłębienie wiązadłowe proste. Wcisk mięśniowy duży, owalny, słabo wgłębiony, leży niewiele poza środkiem. Od ze-

wnątrz skorupa ma ślady linij promienistych i słabe linje przyrostowe. Skorupa górna jest lekko wklęsła i ma wyraźne linje promieniste i fałdy przyrostowe. Brzeg wiązadłowy odgina się nazewnątrz. Szczegóły te przemawiają za przynależnością okazu do *O. hippopodium* Nilss. Kształtem ogólnym okaz przypomina *O. biauriculata* Lam. (d'Orbigny [29], III, str. 719, tab. 476), która jednak różni się środkowem umieszczeniem wcisków, obecnością wyrostków bocznych górnego brzegu i silną wypukłością skorupy dolnej. Woods ([49], II, str. 370) uważa *O. hippopodium* za synonim *O. vesicularis*, wykazując na rysunkach swoich przejście form tego gatunku od silnie wypukłych do spłaszczonych; pośród nich rysunek 150 i 151 (l. c. str. 367), przedstawiający okaz z poziomu z *Belemnitella mucronata*, jest najwięcej zgodny z moim okazem z Nasiłowa, który jedynie różni się jeszcze większem spłaszczeniem, rozszerzeniem części bocznych skorup i jeszsze większemi rozmiarami. Różnice te jednak mimo wielkiej zmienności tego gatunku przemawiają za użyciem raczej nazwy *O. vesicularis* Lam. *var. hippopodium* Nilss. dla okazu z Nasiłowa.

Miejscowość: Kazimierz, Bochotnica, Nasiłów. (Liczne okazy formy typowej); z ostatniej miejscowości pochodzi var. *hippopodium* Nilss.

Rodzina: Mytilidae Lam.

Modiola reversa Sow.

Tab. VIII, fig. 8, 8 a.

1844. *Mytilus semiradiatus* d'Orbigny, Paléont. franç. [29], III, str. 277, tab. 341, fig. 1, 2.
1899—1903. *Modiola reversa* Sow., Woods, Cret. Lamellibr. [49], I, str. 94, tab. 15, fig. 15—18; tab. 16, fig. 1—3.
1918. *Modiola reversa* Sow., Woldřich, Kreidefauna v. Neratovic [48], str. 276, tab. 4, fig. 6.

Ośródka w zarysie owalna, wydłużona, szczyty tępe, umieszczone na przodzie, od nich, skośnie przez całą długość skorupy, biegnie rozszerzająca się ku tyłowi tępa krawędź. Brzeg dolny lekko wygięty. Brzeg zawiasowy nie załamuje się wyraźnie kątowato, jak wskazują rysunki Woods'a [49], lecz jest prawie jednakowo łukowato wygięty, w czem więcej zgodny jest z rysunkiem d'Orbigny'ego ([29], III, tab. 341, fig. 1, 2). Na rzeźbę składają się współśrodkowe linje przyrostowe, ujęte w pęczki jak u *M. capitata* Zitt. ([50], II, str. 80, tab. 12, fig. 1) i jeszcze

delikatniejsze prążki współśrodkowe. Promieniste prążki zajmują część wklęsłą pod krawędzią i część grzbietowej partji, zostawiając przód wolny. Na samej krawędzi są one słabe i gęściej ułożone. Przecinając się z prążkami współśrodkowemi, tworzą delikatną kratkę, jaką przedstawia rysunek u Woods'a ([49], I, tab. 16, fig. 3).

Od *Modiola typica* Forbes[1]) różnią się moje okazy mniejszą wysokością części dolnej w stosunku do górnej i znacznie mniejszemi wymiarami. Opisywany gatunek podaje d'Orbigny z turonu, Woods z „Greensand".

Wymiary: wysokość — 58 mm, długość — 24 mm, grubość obu skorup — 32 mm.

Miejscowość: Łysołaje (1 okaz), Nasiłów (3 okazy i jeden wątpliwy), Piotrowin (niepewny ułomek skorupy).

Gastropoda.

Rodzina: Pleurotomariidae d'Orbigny.

Pleurotomaria subgigantea d'Orb.

Tab. VIII, fig. 7.

1841—44. *Pleurotomaria gigantea* Goldfuss, Petref. Germ. [16], III, str. 77, tab. 187, fig. 6 (non Sow.).
1850. *Pleurotomaria subgigantea* d'Orbigny, Prodrome [30], II, str. 225.
1888. *Pleurotomaria subgigantea* d'Orbigny, Holzapfel, Aachener Kreide [19], I, str. 175.
1898. *Pleurotomaria subgigantea* d'Orbigny, Müller, Untersenon [28], str. 84, tab. 11, fig. 9.

Dwie duże ośródki z Kazimierza, nieco zgniecione, należą do skorup wielkich, mających kształt wydłużonego stożka, o kącie szczytowym około 75°. Zwoje są płaskie, lub słabo wklęsłe, oddzielone wgłębionemi szwami. Pasek pleurotomarjowy słabo zaznaczony, płaski, biegnie środkiem zwojów. Zwój ostatni, z ostrą krawędzią dolną, ma podstawę prawie płaską, chociaż nieco wypukłą; wypukłość ta wzrasta w okolicy ujściowej. Dołek osiowy jest wąski i głęboki. Prążkowanie spiralne obfite, gęste, podobnie jak, słabo widoczne, podłużne. Podstawa ma również spiralne prążki i prócz nich linje promieniste, rozchodzące się od dołka osiowego.

[1]) Zittel [50], II, str. 78, tab. 11, fig. 5.

Okazy zgodne są z opisem i rysunkami Goldfussa, jednak pozostawiam dla nich nazwę d'Orbigny'ego, ponieważ autor ten, a za nim inni, odróżnili gatunek Goldfuss'a od *Pl. gigantea* Sow. z „Lower Greensand". *Pl. subgigantea* znajduje Holzapfel w dolnej mukronatowej kredzie z Akwizgranu, Müller w dolnym senonie z Brunszwiku. Gatunek ten był dotąd nieznany w kredzie polskiej.

Wymiary, niepewne skutkiem zgniecenia okazów, są następujące: I. wysokość trzech ostatnich zwojów — 78 mm, szerokość podstawy — 120 mm; II. wysokość czterech ostatnich zwojów — 130 mm, szerokość podstawy — 135 mm.

Ze względu na wielkie wymiary i prążkowanie spiralne, okazy nasze są podobne do *Pl. regalis* Römer ([39], str. 81, tab. 12, fig. 7) i u Müllera ([28], str. 85, tab. 11, fig. 7, 8), od którego gatunku różnią się jednak odmiennym wyglądem zwojów.

Pleurotomaria granulifera Münst.

Tab. VIII, fig. 6, 6a, b.

1841—44. *Pleurotomaria granulifera* Münst., Goldfuss, Petref. Germ. [16], III, str. 76, tab. 187, fig. 3.

1888—9. *Pleurotomaria granulifera* Münst., Griepenkerl, Kreide v. Königslutter [17], str. 71.

1898. *Pleurotomaria (Leptomaria) granulifera* Münst., Müller, Untersenon [28], str. 86, tab. 11, fig. 10—13.

1921. *Pleurotomaria (Leptomaria) granulifera* Münst.?, Ravn, Senonet [36], str. 29.

1930. *Pleurotomaria (Leptomaria) granulifera* Münst., Hägg, Mollusk. u. Brachiop. [18], str. 17, tab. 1, fig. 1.

Ośródki niskie wskazują na skorupę słabo wzniesioną, która składa się z sześciu zwojów miernie wypukłych, o przytępionej krawędzi na środku zwoju i o krawędzi dolnej, ostrej, widocznej tylko na ostatnim zwoju. Podstawa jest równomiernie lekko wypukła, dołek osiowy szeroki. Wąski i nieco wklęsły pasek pleurotomarjowy biegnie bliżej dolnej krawędzi. Rzeźbę, widoczną dobrze na górnych zwojach, stanowią wystające i zaokrąglone prążki spiralne w ilości około siedmiu nad i pięciu pod paskiem. Prążki podłużne biegną skośnie, a na przecięciu ze spiralnemi tworzą się guzki; przechodząc zaś przez pasek pleurotomarjowy, wyginają się łukowato ku tyłowi (tab. VIII, fig. 6 b). Podstawa ma tylko promieniste, od pępka rozchodzące się, prążki. Moje okazy

są nieco niższe od form Goldfuss'a i mają węższy pasek pleurotomarjowy. Ze względu na znaczne przypłaszczenie, podobne są do *Pl. plana* Goldfuss ([16], str. 76, tab. 187, fig. 4), lecz różnią się od niej wydatniejszą krawędzią na środku zwojów i mniejszą ilością i jakością prążek spiralnych. *Pl. disticha* Goldfuss ([16], str. 76, tab. 187, fig. 5) ma wyraźniejszą krawędź, liczniejsze prążki spiralne i pasek pleurotomarjowy, umieszczony bliżej górnego szwu, podobnie zresztą jak *Pl. distincta* Goldfuss ([16], str. 75, tab. 187, fig. 1). Geinitz ([15], II, str. 165) uważa *Pl. granulifera* za synonim *Pl. linearis* Mant.; dla braku liczniejszego materjału opieram moje oznaczenie na opisie Goldfuss'a. Griepenkerl (l. c.), opisując formy tego gatunku z górnego senonu z Königslutter, wspomina o drugorzędnych, słabszych prążkach między silniejszemi, a o ich występowaniu mówi także Müller (l. c.), jednak u moich okazów obecności ich nie stwierdziłem. Słabiej też zaznaczają się u moich okazów, wspomniane przez Müllera, charakterystyczne dla *Pl. granulifera*, dołki na pasku pleurotomarjowym.

Gatunek ten nie był znany z polskiej kredy.

Wymiary: wysokość ostatniego zwoju — 47 mm, szerokość podstawy — 15 mm.

Miejscowość: Kazimierz (3 okazy i 1 odcisk zewnętrzny), Bochotnica (1 okaz niepewny).

Pleurotomaria linearis Mant.

Tab. IX, fig. 5.

1840. *Trochus linearis* Mant., Geinitz, Charakter. [14], II, str. 46, tab. 13, fig. 6, 8; tab. 15, fig. 18, 19.
1841—44. *Pleurotomaria distincta* Goldfuss, Petref. Germ. [16], III, str. 75, tab. 187, fig. 1.
1872. *Pleurotomaria linearis* Mant., Geinitz, Elbthalg. [15], II, str. 165, tab. 29, fig. 10.
1888. *Pleurotomaria* cf. *distincta* Gold., Holzapfel, Aachener Kreide [19], I, str. 176, tab. 20, fig. 6.
1889. *Pleurotomaria linearis* Mant., Frič, Teplitzer Sch. [11], str. 74, fig. 48,
1905. *Pleurotomaria (Leptomaria) linearis* Mant., Deninger, Gastropoden [5], str. 24.

Zachowane na jednej ośródce szczegóły pozwalają na zaliczenie jej do tego gatunku. Krawędź, dosyć wyraźna, biegnie środkiem zwojów; ponad nią zwoje są nieco wypukłe, pod nią

lekko wklęsłe. Krawędź środkowa szczególnie silnie zaznacza się na ostatnim zwoju. Pasek pleurotomarjowy jest wąski, nieco wklęsły i leży na krawędzi środkowej. Prążkowanie spiralne i podłużne, miejscami zachowane, jest obfite i gęste. Zwój ostatni, o krawędzi dolnej ostrej, ma podstawę słabo wypukłą; widoczne na niej są tylko prążki promieniste. Dołek osiowy szeroki i głęboki zajmuje $^1/_3$ część podstawy.

Okaz wykazuje wielkie podobieństwo do szeregu form u Goldfuss'a, jak — *Pl. velata, granulifera, plana, disticha, distincta,* najwięcej jednak odpowiada tej ostatniej; z form tych łączy Geinitz *Pl. distincta, granulifera, velata* w jeden gatunek, który nazywa *Pl. linearis* Mant., a Deninger (l. c.) dodaje jeszcze do wymienionych — *Pl. seriatogranulata* Gold.

Wobec braku liczniejszego materjału i niemożliwości porównania z okazami zagranicznemi, wymieniam w synonimice tych autorów, których opisy i rysunki najbardziej odpowiadają mojemu okazowi. *Pl. supercretacea* Favre ([8], str. 51, tab. 8, fig. 17) różni się od opisanej formy brakiem krawędzi środkowej, mniejszym pępkiem, obecnością rowka koło górnego szwu, paskiem pleurotomarjowym, umieszczonym bliżej dolnej krawędzi zwojów.

Miejscowość: Kazimierz (1 okaz).

Rodzina: Turbinidae Adams.

Turbo cf. boimstorfensis Griep.

Tab. IX, fig. 16, 16 a, b.

1888—9. *Turbo boimstorfensis* Griepenkerl, Kreide v. Königslutter [17], str. 73, tab. 8, fig. 13.
1898. *Turbo boimstorfensis* Griepenkerl, Müller, Untersenon [28], str. 88, tab. 12, fig. 20, 21.
1900. *Turbo boimstorfensis* Griepenkerl, Wollemann, Fauna d. Senons v. Biewende [47], str. 24.
1921. *Turbo boimstorfensis* Griepenkerl, Ravn, Senonet [36], str. 31.
1930. *Turbo boimstorfensis* Griepenkerl, Hägg, Mollusken u. Brachiop. [18], str. 18, tab. 1, fig. 3.

Zachowane dwa ostatnie zwoje jedynego okazu są wypukłe, na przekroju prawie okrągłe, oddzielone głębokiemi szwami. Podstawa silnie wypukła, dołek osiowy głęboki i szeroki. Na rzeźbę składają się wyraźne prążki spiralne, wąskie i ziarenkowane, których na przedostatnim zwoju naliczyłem 10; zwykle są naprze-

mian słabsze i silniejsze. Piąta prążka od góry uwydatnia się szczególnie silnie, a powierzchnia między nią a górnym szwem jest lekko spłaszczona. Na ostatnim zwoju znajduje się około 12 prążek spiralnych, silniejszych i tyleż między niemi słabszych. Na podstawie są prążki spiralne od innych słabsze i gęstsze.

Forma opisana przez Griepenkerla z senonu koło Boimstorf jest o tyle odmienna, że ma prążki spiralne wydatniejsze, pozatem, jak wskazuje jego rysunek ([17], tab. 8, fig. 13), zwój ostatni ma 6 głównych prążek, podczas gdy okaz mój ma ich 12. Podobną ilość prążek ma *Turbo Buchii* Goldfuss ([16], III, str. 60, tab. 182, fig. 1) i u Geinitza ([15], II, str. 164, tab. 29, fig. 8), ma jednak zwoje mniej regularnie wypukłe, odmienny wygląd ziarenkowanych prążek i węższy pępek. *Turbo rimosus var. granulosa* Kaunhowen ([21], str. 33, tab. 2, fig. 4—6) przypomina nieco opisaną formę, ma jednak prążki gładkie i tylko w pobliżu górnych szwów ziarenkowane. *Turbo boimstorfensis* znany jest z poziomów od górnej kredy westfalskiej (emszer) do poziomu z *Actinoc. quadratus* (Hägg [18], str. 18); z polskiej kredy był nieznany.

Wymiary: wysokość dwóch ostatnich zwojów — 10 mm, szerokość — 12 mm.

Miejscowość: Piotrowin.

Turbo Fruchti Müll.

Tab. VIII, fig. 4, 4 a.

1898. *Turbo Fruchti* Müller, Untersenon [28], str. 89, tab. 12, fig. 5.

Słabo wypukłe, nieco przypłaszczone zwoje są w górnej i dolnej części okrawędzione skutkiem silnie wgłębionych szwów, oddzielających zwoje od siebie. Na rzeźbę składają się cztery listewkowate żeberka spiralne, lecz na młodszych zwojach daje się zauważyć między niemi słabsza piąta prążka, a przy dolnym szwie, w rynience, prążka utworzona z ułożonych przy sobie drobnych guzków. Żeberka na młodszych zwojach leżą w nierównych odstępach, na co zwraca uwagę Müller (l. c.); z nich dolny jest najsilniejszy. Poprzecznie do nich biegną, nieco skośnie, żeberka podłużne, które, przecinając się ze spiralnemi, tworzą kratkę i w punktach przecięcia małe guzki. Zwój ostatni ma podstawę przypłaszczoną i ozdobioną dziewięcioma spiralnemi ziarenkowanemi prążkami. Dołek osiowy mały, lecz głęboki.

Okazy moje różnią się o tyle od opisanych przez Müllera, że są znacznie większe, mają wspomnianą piątą prążkę i ziarenkowaną prążkę przy szwie, podstawa ma też więcej żeberek spiralnych. *Trochus Mariae* Müller ([28], str. 96, tab. 12, fig. 1, 2) ma więcej przypłaszczone zwoje, w regularnych odstępach ułożone żeberka spiralne, więcej skośne i liczniejsze żeberka podłużne, wreszcie mniej wyraźne oddzielenie zwojów. *Trochus Althi* Favre ([8], str. 65, tab. 9, fig. 12) jest znacznie niższy i ma żeberka podłużne prawie prostopadłe do spiralnych. Müller podaje ten gatunek z dolnego senonu Brunszwiku; z polskiej kredy nie był opisywany.

Wymiary: wysokość trzech ostatnich zwojów — 17 mm, szerokość — 15 mm.

Miejscowość: Nasiłów (3 okazy i odciski), Kazimierz (1 odcisk).

Rodzina: Delphinulidae Fischer.

Nododelphinula tricarinata Röm.

Tab. IX, fig. 1.

1841. *Delphinula tricarinata* Römer, Norddeutsche Kreide [39], str. 81, tab. 12, fig. 3, 4 (non fig. 5, 6).
1841—44. *Trochus plicatocarinatus* Goldfuss, Petref. Germ. [16], III, str. 59, tab. 181, fig. 11 d, e, f (non fig. a, b, c).
1848. *Trochus plicatocarinatus* Goldfuss, Kner, Versteinerungen [22], str. 16, tab. 3, fig. 6 (non fig. 7).
1850. *Delphinula tricarinata* Röm., Alth, Geogn.-palaeont. [1], str. 218, tab. 11, fig. 15.
1869. *Trochus plicatocarinatus* Goldfuss, Favre, Craie de Lemberg [8], str. 62, tab. 9, fig. 8, 9.
1888—9. *Trochus tricarinatus* Röm., Griepenkerl, Kreide v. Königslutter [17], str. 75.
1912. *Delphinula tricarinata* Röm., Scupin, Löwenberger Kreide [40], str. 133, tab. 5, fig. 5 (non fig. 20 tekst).
1898. *Dephinula tricarinata* Röm., Müller, Untersenon [28], str. 92, tab. 12, fig. 7—12.

Okazy mają postać prawie regularnych stożków o zwojach przypłaszczonych. Na środku ostatniego zwoju biegną dwie równoległe krawędzie, z których górna opatrzona jest przedłużonemi guzkami. Na górnych zwojach widoczna jest tylko jedna krawędź. W okolicy dołka osiowego znajdują się dwie guzkowane, spiralne listewki, jak u form lwowsko-nagórzańskich Favre'a (l. c.), lecz cechują one tylko jeden okaz z Parchatki, drugi zaś z tej samej

miejscowości jest ich pozbawiony. Rzeźba wyraźniej występuje na odciskach zewnętrznych; składają się na nią spiralne i podłużne, jednakowo silne, prążki, tworzące kratkę o skośnych oczkach. Ostatni zwój jest znacznie szerszy w stosunku do górnych, ma podstawę miernie wypukłą, dołek osiowy szeroki i głęboki.

Formy Favre'a, odpowiadające tylko niektórym rysunkom Römera i Goldfussa, są, poza nieco większemi wymiarami, identyczne z mojemi okazami, wśród których jednak wspomniany okaz z Parchatki różni się brakiem dwóch spiralnych listewek w okolicy pępka i opisanem kratkowaniem, czego brak u okazów Favre'a. Jakkolwiek w kredzie lwowskiej i lubelskiej nie znajdują się osobniki z trzema listewkami spiralnemi na środku zwojów, przecież jednak należy pozostawić dla nich nazwę Römera, ponieważ występowanie dwóch czy trzech listewek, jak wynika z opisów wielu autorów, jest tylko następstwem zmienności[1]). Gatunek ten wymienia Krisztafowicz ([24], str. 5) z kredy okolic Kazimierza.

Cossmann (Essais de Paléoconchologie comparée. Część 10, str. 226) zalicza gatunek Römera do swego rodzaju *Nododelphinula.*

Wymiary: wysokość — 15 mm, szerokość — 17 mm.

Miejscowość: Parchatka (2 okazy i odcisk), Kazimierz i Nasiłów (2 niepewne ułomki).

Rodzina: Trochidae Adams.

Eutrochus quadricinctus Müll.

Tab. IX, fig. 18.

1851. *Turbo quadricinctus* Müller, Monographie [27], II, str. 43, tab. 5, fig. 7.
1851. *Turbo quinquecinctus* Müller, ibid. str. 43, tab. 5, fig. 8.
1889. *Eutrochus quadricinctus* Müller, Holzapfel, Aachener Kreide [19], I, str. 172, tab. 19, fig. 4—7.
1897. *Eutrochus quadricinctus* Müller, Kaunhowen, Maestr. Kreide [21], str. 27, tab. 5, fig. 1.

Nieco uszkodzony okaz, jednak w widocznych szczegółach zupełnie zgodny z opisem i rysunkami Holzapfla. Zwoje są

[1]) Jako odmianę tego gatunku uważa Scupin [40] *N. tuberculatocincta* Goldf. Liczne okazy w moim zbiorze, które tak nazwałem, chętniej uważałbym, za Favrem, jako oddzielny gatunek, gdyż zmienność ich jest ograniczona, stale mają zwoje okrągłe z dwoma rzędami guzków na środku i są większe niż opisany gatunek Römera.

płaskie, oddzielone głębokiemi szwami. Spiralnie przebiega pięć wydatnych listewek, ziarenkowanych skutkiem przecięcia się ze słabszemi, nieco skośnemi, prążkami podłużnemi; między listewkami spiralnemi daje się zauważyć ślad prążek drugorzędnych, o których wspomina Holzapfel, natomiast widać je lepiej na przedostatnim zwoju pod najniższą prążką główną. Skutkiem zgniecenia, zwoje okazu przypominają *E. scalatus* Holzapfel ([19], str. 173, tab. 17, fig. 6), który jednak różni się obecnością krawędzi w dolnej części zwojów i słabiej ziarenkowanemi żeberkami spiralnemi. *E. quadricinctus* Müll. znajduje Holzapfel w „Grünsand" z Vaals, Akwizgranu i innych miejscowości, Kaunhowen z maestrichtienu; gatunek ten nie był znany z kredy polskiej.

Wymiary: wysokość czterech ostatnich zwojów — 10 mm, szerokość — 7 mm.

Miejscowość: Piotrowin (1 okaz).

Rodzina: Naticidae Forbes.

Natica cretacea Goldf.

Tab. VIII, fig. 5, 5 a.

1841—44. *Natica cretacea* Goldfuss, Petref. Germ. [16], III, str. 119, fig. 12.
1861. *Natica cretacea* Goldfuss i *N. spissilabrum* Binkhorst, Monogr. [2], str. 21, tab. 5 a², fig. 2.
1888. *Natica cretacea* Goldfuss, Holzapfel, Aachener Kreide [19], I, str. 143, tab. 14, fig. 19—21.
1898. *Natica cretacea* Goldfuss, Müller, Untersenon [28], str. 102, tab. 13, fig. 14, 17.
1897. *Natica cretacea* Goldfuss, Kaunhowen, Maestr. Kreide [21], str. 54, tab. 5, fig. 7—11.
1921. *Natica cretacea* Goldfuss, Ravn, Senonet [36], str. 31, tab. 1, fig. 8; tab. 3, fig. 3.

Zachowały się wyłącznie ośródki. Pierwsze zwoje są stale odłamane, pozostałe zaś, miernie wypukłe, tworzą stożkowatą skrętkę. Szwy głębokie, leżą w rynienkowatem zagłębieniu. Ostatni zwój bardzo wielki, silnie wypukły, przyczem jest przypłaszczony nieznacznie w okolicy górnego szwu. Ujście owalne, u góry ostre, u dołu zaokrąglone, ma wargę zewnętrzną i wewnętrzną ostre i odgięte na zewnątrz. Dołek osiowy mały, lecz głęboki.

Według Holzapfla i Kaunhowena na wardze zewnętrznej znajduje się listewkowate zgrubienie, którego brak moim okazom; sądzę, że szczegół ten mógł występować tylko na

skorupie. Na ośródkach nie znać też śladów linij przyrostowych i pojawiających się niekiedy, według Kaunhowena, linij spiralnych. Wśród okazów przeważają osobniki bardziej smukłe, w czem podobne są do *N. vulgaris* Reuss (Müller [28], str. 103, tab. 13, fig. 15, 16). Pewne podobieństwo ze względu na kształt zwojów mają okazy z *N. Galiciana* Favre ([8], str. 49, tab. 8, fig. 13, 14), którą Griepenkerl ([17], str. 82) uważa za synonim *N. cretacea*, jednak ten gatunek jest mniej smukły, ma więcej zaokrąglone ujście, mniejszy i płytszy pępek. *N. cretacea* wymienia Holzapfel jako częstą skamielinę z „Grünsand“ z Vaals, Kaunhowen z Akwizgranu i z Maestricht, Müller z dolnego senonu z Brunszwiku, Ravn z górnego senonu Danji; w polskiej kredzie nie znajdowana.

Wymiary: wysokość trzech ostatnich zwojów — 21 mm, wysokość ostatniego zwoju — 18 mm, szerokość — 15 mm.

Miejscowość: Nasiłów (1 okaz), Bochotnica (6 okazów), Parchatka (1 okaz).

Rodzina: Turritellidae Gray.

Turritella (Archimediella) plana Binkhorst.

Tab. IX, fig. 14.

1861. *Turritella plana* Binkh., Monogr. [2], str. 30, tab. 1, fig. 5.
1897. *Turritella (Torcula) plana* Binkh., Kaunhowen, Maestrich. Kreide [21], str. 44, tab. 3, fig. 6—14.
1902. *Turritella (Torcula) plana* Binkh., Wanner, Fauna d. oberst. weissen Kreide [46], str. 128.
1902. *Turritella (Torcula) plana* Binkh., Quaas, Fauna d. oberst. Kreideb. [33], str. 250, tab. 26, fig. 3—6.
1923. *Turritella (Torcula) plana* Binkh., Syniewska, Skamieniałości lwowskie [44], str. 296.

Zwoje płaskie lub nieco wypukłe, oddzielone głębokiemi szwami, mają na środku lekką zaklęsłość; rzadko spotyka się okazy o zwojach zupełnie płaskich. Prążki spiralne bardzo drobne i gęste, z nich czasem niektóre silniejsze leżą naprzemian ze słabszemi. Prążki przyrostowe, przechodząc przez zaklęsłość na środku zwoju, wyginają się wtył; z powodu nich prążki spiralne są nieco ziarenkowane. Zwój ostatni ma podstawę przypłaszczoną, w przekroju jest czworoboczny. Podstawa ma podobnie liczne, lecz więcej równomierne prążki spiralne, jak cała powierzchnia skorupy. Tak kształt zwojów, jakoteż rzeźba ulega u wielu osobników wahaniom, o czem wspomina Kaunhowen [21], opisu-

jąc formy z maestrichtienu; są bowiem takie osobniki, u których szwy są płytkie, zaklęsłość na środku zwojów słaba lub wcale nie zaznaczona, prążki spiralne jednakowo silne lub zmienne. Najczęściej silniejsze prążki leżą w zaklęsłości i na dolnej krawędzi.

Quaas [33] opisując formy libijskie, przedstawia na rysunkach swoich takie formy, które znacznie odbiegają od typowych *T. plana*, mają np. zwoje w przekroju kształtu trapezu o bardzo silnych dolnych krawędziach z dwoma szeregami guzków ([33], tab. 26, fig. 6), przez co zdaje się być wątpliwem zaliczenie ich do *T. plana*. Gatunek ten zalicza Cossmann (Essais de Paléoconch. comp., część 9, str. 122) do podrodzaju *Archimediella;* z kredy okolic Lwowa podaje ten gatunek Syniewska [44].

Wymiary: wysokość czterech ostatnich zwojów — 31 mm, wysokość ostatniego zwoju — 14 mm, szerokość — 14 mm.

Miejscowość: Kazimierz, Nasiłów. (Liczne okazy, lecz przeważnie uszkodzone).

Turritella quadricincta Goldf.

Tab. IX, fig. 15, 15 a.

1841—44. *Turritella quadricincta* Goldf., Petref. Germ. [16], III, str. 106, tab. 196, fig. 16 i 17 c.
1841—44. *Turritella Hagenowiana* Münst., Goldf., ibid. str. 108, tab. 197, fig. 5.
1845. *Turritella multistriata* Reuss, Böhm. Kreide [37], I, str. 51; II, str. 114, tab. 10, fig. 17; tab. 11, fig. 16.
1848. *Turritella velata* Goldf., Kner, Versteiner. [22], str. 14.
1850. *Turritella velata* Goldf., Alth., Geogn.-palaeont. [1], str. 211.
1851. *Turritella multistriata* Reuss, Müller, Monogr. [27], II, str. 27, tab. 4, fig. 1.
1851. *Turritella Hagenowiana* Goldf., Müller, ibid. str. 28.
1852. *Turritella multistriata* Reuss, Kner, Neue Beiträge [23], str. 10.
1869. *Turritella quadricincta* Goldf., Favre, Craie de Lemberg [8], str. 41, tab. 8, fig. 4, 5.
1888. *Turritella quadricincta* Goldf. Holzapfel, Aachener Kreide [19], I, str. 157, tab. 15, fig. 16.
1898. *Turritella quadricincta* Goldf., Müller, Untersenon [28], str. 99, tab. 13, fig. 6.
1906. *Turitella (Zaria) quadricincta* Goldf., Pöthe, Kreidefauna d. Peterwardeiner [51], str. 141, tab. 8, fig. 9.

Okazy zachowały się jako ośródki przeważnie przypłaszczone, z górnemi zwojami stale odłamanemi. Wieżycznik ten jest smukły, złożony z licznych, wypukłych zwojów, oddzielonych głębokiemi szwami. Ostatni zwój ma podstawę przypłaszczoną, ograniczoną

krawędzią, u niektórych osobników słabo zaznaczoną. Ujście okrągło-czworoboczne, warga zewnętrzna przypłaszczona, odgięta lekko ku tyłowi, ostra, podobnie też warga wewnętrzna. Rzeźbę zasadniczo stanowią cztery listewkowate prążki spiralne, z których dolne dwa lub trzy zaznaczają się silniej, górne zaś są słabsze, często też najwyżej położony prążek jest ledwo widoczny, lub całkiem zanika. W odstępach między prążkami głównemi leżą słabe, lecz gęste, prążki spiralne, z których środkowy czasem jest silniejszy, a nawet siłą dorównuje głównym; mam w zbiorze kilka okazów, u których na ostatnich zwojach znajduje się przeto pięć i sześć silniejszych prążek spiralnych. Formy nagórzańskie, opisane przez Favre'a cechują się także podobną zmiennością występowania prążek. *T. Binkhorsti* Kaunhowen ([21], str. 47, tab. 4, fig. 2, 3) zdaje się być identyczną z opisywanym gatunkiem, o czem czyni wzmiankę Pöthe (l. c.). *T. quadricincta* występuje w turonie i senonie. Z kredy okolic Kazimierza podaje ją Krisztafowicz ([24], str. 8).

Wymiary: wysokość pięciu ostatnich zwojów — 46 mm, wysokość ostatniego zwoju — 20 mm, szerokość — 21 mm.

Miejscowość: Kazimierz, Bochotnica, Piotrowin.

Rodzina: Cerithiidae Menke.

Hemicerithium binodosum Röm.

Tab. IX, fig. 13.

1841. *Cerithium binodosum* Römer, Norddeutsche Kreide [39], str. 79, tab. 11, fig. 16.
1845. *Cerithium fasciatum* Reuss, Böhm. Kreide [37], I, str. 42, tab. 10, fig. 4.
1851. *Cerithium fasciatum* Reuss, Müller, Monogr. [27], II, str. 48.
1851. *Cerithium binodosum* Röm., ibid. str. 50.
1851. *Cerithium Sartorii* Müller, ibid. str. 49, tab. 6, fig. 4.
1888. *Cerithium binodosum* Röm., Holzapfel, Aachener Kreide [19], I, str. 124, tab. 21, fig. 10; tab. 10, fig. 10—14.
1898. *Cerithium binodosum* Röm., Müller, Untersenon [28], str. 105, tab. 14, fig. 1—3.
1921. *Cerithium binodosum* Röm., Ravn, Senonet [36], str. 33, tab. 3, fig. 4.
1930. *Cerithium binodosum* Röm., Hägg, Mollusk. u. Brachiop. [18], str. 19, tab. 1, fig. 6.

Smukły wieżycznik składa się z miernie wypukłych zwojów, oddzielonych słabo wgłębionemi szwami. Na rzeźbę składają się dwa szeregi guzków, stojących na spiralnych prążkach, które

biegną środkiem zwojów w szerokim odstępie. Guzki leżą pionowo nad sobą, poziomo zaś odstępy między niemi są prawie takie same. Pod niemi, blisko dolnego szwu, biegnie spiralna prążka, złożona z drobnych, obok siebie ułożonych guzków; między nią a dolnym szeregiem głównych guzków jest jeszcze gładka, słabo zaznaczona linja. Podstawa ostatniego zwoju jest przypłaszczona i odgranicza się ostrą krawędzią. Ujście nie zachowane. Odcisk rynienki ma gęste, skośne prążki. Opisany okaz, pochodzący z Piotrowina, ma właściwie zachowane trzy zwoje ostatnie, górne zaś pozostawiły odcisk; nie znać na okazie górnej, ziarenkowanej prążki, znamiennej także dla tego gatunku, jedynie na odcisku górnych zwojów widoczne są po niej słabe ślady. Na innym okazie z Kazimierza daje się zauważyć zlewanie się głównych guzków, stojących nad sobą, w podłużne żeberka, o czem wspomina Holzapfel (l. c.) w opisie form akwizgrańskich. W zbiorze leży pozatem kilka okazów, które z powodu uszkodzenia niepewnie dadzą się oznaczyć jako *H. binodosum*. Mają one zamiast guzków podłużne, silne żeberka i odpowiadają najbardziej rysunkowi Hägg'a. *H. binodosum* znany jest od górnego emszeru (Ravn) do dolnego senonu (Holzapfel, Müller); z polskiej kredy nie był podawany. Cossmann (Essais de Paleoconch. comp., część 7, str. 102) zalicza ten gatunek do rodzaju *Hemicerithium* Cossm.

Wymiary: wysokość trzech ostatnich zwojów — 21 mm, szerokość 9 mm.

Miejscowość: Piotrowin, Kazimierz.

Rodzina: Aporrhaidae Philippi.

Aporrhais cf. Schlotheimi Röm.

Tab. IX, fig. 10.

1841. *Rostellaria Schlotheimi* Röm., Norddeutsche Kreide [39], str. 77, tab. 11, fig. 6.

1841—44. *Rostellaria papilionacea* Goldf., Petref. Germ. [16], III, str. 18, tab. 170, fig. 8.

1888. *Lispodesthes Schotheimi* Röm., Holzapfel, Aachener Kreide [19], I, str. 118, tab. 12, fig. 11—13.

1898. *Aporrhais (Lispodesthes) Schlotheimi* Röm., Müller, Untersenon [28], str. 109, tab. 14, fig. 17.

1897. *Aporrhais (Lispodesthes)* cf. *Schlotheimi* Röm., Kaunhowen, Maestr. Kreide [21], str. 72, tab. 10, fig. 10.

1921. *Aporrhais (Lispodesthes) Schlotheimi* Röm., Ravn, Senonet [36], str. 33, tab. 1, fig. 11.
1930. *Aporrhais (Lispodesthes) Schlotheimi* Röm., Hägg, Mollusk. u. Brachiop. [18], str. 21.

Jedna ośródka z Kazimierza. Zwoje słabo wypukłe, szwy płytkie, opatrzone paskiem. Na paskach, a słabiej na zwojach, znać gęste, drobne prążki spiralne, przypominające rzeźbę *A. pelecyphora* Kaunhowen ([21], str. 70, tab. 8, fig. 2), brak natomiast zupełnie żeberkowania podłużnego. Ostatni zwój ma wargę zewnętrzną rozszerzoną w skrzydełko ze śladami prążek przyrostowych. Górna część skrzydełka opatrzona jest wąską listewką, która rozpoczyna się w połowie przedostatniego zwoju i opada skośnie ku dołowi. Brzeg dolny ma wyraźne wycięcie. Kanał uszkodzony.

Holzapfel (l. c.) zwraca uwagę na wielką zmienność tego gatunku; w materjale z Vaals, Akwizgranu i innych miejscowości znajduje przejścia od osobników żeberkowanych do zupełnie gładkich. Trójkątny kształt skrzydełka i brak u okazu z Kazimierza wycięcia na brzegu górnym przemawia za tem, że jest to, według Holzapfla, osobnik młody, lecz obecność wycięcia brzegu dolnego zbliża go do rysunku 13 (tab. 12), przedstawiającego okaz dorosły. Jak wspomniałem, prążki spiralne przypominają *A. pelecyphora* Kaunhowen (l. c.), jednak gatunek tego autora różni się obecnością silnie zgrubiałego brzegu górnego na skrzydełku i czworobocznym jego kształtem. *A. emarginulata* Geinitz u Favre'a ([8], str. 75, tab. 10, fig. 1), który Holzapfel uważa za synonim, zdaje się więcej odpowiadać *A. emarginulata* u Kaunhowena ([21], str. 71, tab. 8, fig. 5, 6, 7).

Wymiary: wysokość ośmiu zwojów bez kanału — 30 mm, szerokość ostatniego zwoju ze skrzydełkiem około 20 mm.

Aporrhais substenoptera Müll.

Tab. IX, fig. 4.

1898. *Aporrhais (Dimorphosoma) substenoptera* Müller, Untersenon [28], str. 114, tab. 15, fig. 1—2.

Główne szczegóły, odróżniające gatunek Müllera od *A. stenoptera* Goldfuss ([16], str. 18, tab. 170, fig. 6), który zresztą jest dość zbliżony, dają się zauważyć na dwóch okazach w moim zbiorze. Zwoje słabo wypukłe, opatrzone są około 20 żeberkami podłużnemi, łukowato wtył wygiętemi. Na ostatnim zwoju krzy-

żują się one z główną listewką spiralną na środku zwoju i z niżej położoną słabszą, a w punktach przecięcia tworzą wydatne guzki. Cała powierzchnia poznaczona jest pozatem delikatnemi prążkami spiralnemi, które w dolnej części ostatniego zwoju silniej występują, tworząc na przecięciu ze słabnącemi tu żeberkami podłużnemi nieregularną kratkę. Ujście podłużne, wąskie. Warga wewnętrzna szeroka, zewnętrzna przedłużająca się w lancetowate skrzydełko, u mego okazu odłamane.

Widzę pewną różnicę u moich okazów w porównaniu z rysunkiem Müllera, na którym żebra podłużne są mniej silne i liczniejsze, a całość jest nieco smuklejsza. Żebra moich okazów więcej przypominają rysunek *A. Buchii* u Müllera ([28], str. 111, tab. 15, fig. 3, 4), lecz gatunek ten ma tylko jedno żebro spiralne na ostatnim zwoju, podobnie jak *Rostellaria calcarata* Sow. Opisywany gatunek podaje Müller, jako dość częsty z dolnego senonu z Brunszwiku; z polskiej kredy nie był znany.

Wymiary: wysokość trzech ostatnich zwojów — 20 mm, szerokość ostatniego zwoju bez skrzydełka — 10 mm.

Miejscowość: Piotrowin (1 okaz), Mięćmierz (1 okaz).

Aporrhais pyriformis Kner.

Tab. IX, fig. 6, 7.

1848. *Rostellaria pyriformis* Kner, Versteinerungen [22], str. 19, tab. 4, fig. 3.
1852. *Strombus pyriformis* Kner, Neue Beiträge [23], str. 15, tab. 2, fig. 9.
1869. *Pterocera pyriformis* Kner, Favre, Craie de Lemberg [8], str. 72, tab. 9, fig. 16.

Szczegółowy opis dał Favre (l. c.), dlatego też ograniczam się na podaniu kilku uwag o zmienności tego gatunku. Objawia się ona w ogólnym wyglądzie, w ułożeniu rzeźby i w kształcie wargi zewnętrznej. Są osobniki smukłe i pękate. Na górnych zwojach jest 5—8 żeberek spiralnych, podłużne zaś są tak samo silne, lub wcale niewidoczne. Dwa główne żeberka spiralne na ostatnim zwoju zaznaczają się zawsze silnie, natomiast między niemi leżący jest zwykle słabszy, często też towarzyszą mu od góry i od dołu dwa żeberka, z których jedno czasem dorównuje siłą środkowemu; w ten sposób jest ich między dwoma głównemi żebrami — 2 lub 3. Między szwem a pierwszem żeberkiem znajduje się jedno lub dwa żeberka drugorzędne, często jest ich cztery, lecz wtedy są one daleko słabsze. Żeberka spiralne, leżące na dolnej części

ostatniego zwoju, przechodząc na rynienkę, słabną, a między niemi zaznaczają się jeszcze słabsze. Warga zewnętrzna czasem wykształca się odmiennie, niż to wskazuje rysunek Favre'a ([8], tab. 9, fig. 16). W zbiorze leży jeden okaz, u którego górny, wąski, palczasty wyrostek wargi wygina się łukowato do góry, dolny zaś rozszerza się łopatkowato. Okaz ten (tab. 9, fig. 7) odznacza się pozatem wąskim i długim kanałem i obecnością dwóch listewek, leżących między żebrami głównemi na ostatnim zwoju, czem przypomina *Pterocera Kneri* Favre ([8], str. 73, tab. 9, fig. 17), różni się jednak małemi wymiarami ostatniego zwoju i odmiennym kształtem skrzydełka. To, co powiedziałem o zmienności rzeźby, zbliża wiele okazów mojego zbioru do wspomnianego gatunku Favre'a, lecz obecność dwóch tylko palczastych wyrostków skrzydełka (nie stwierdzona u wszystkich okazów z powodu uszkodzenia) odróżnia je od *Pterocera Kneri* Favre.

Holzapfel ([19], str. 114, tab. 12, fig. 10) zwraca uwagę na wielkie podobieństwo *A. granulosa* Müll. do *A. pyriformis* ze względu na kształt skrzydełka, lecz rysunek tego autora wskazuje na osobniki więcej smukłe, u których żeberka podłużne są bardzo silne i zdobią również zwój ostatni, czego u gatunku Knera nie da się zauważyć.

Skamielina częsta w senonie lwowsko-nagórzańskim (Kner, Favre); z okolic Kazimierza wymienia ją Krisztafowicz ([24], str. 9, 10).

Miejscowość: Kazimierz, Nasiłów, Bochotnica, Mięćmierz. (Liczne okazy, lecz przeważnie z niekompletnemi skrzydełkami).

Rodzina: Tritonilidae Adams.

Tritonium multicostatum Favre.

Tab. VII, fig. 12.

1869. *Triton multicostatum* Favre, Craie de Lemberg [8], str. 89, tab. 10, fig. 15.

Okaz dość smukły, składa się z równomiernie wypukłych zwojów, z których ostatni przedłuża się w kanał (u mego okazu uszkodzony). Przekrój ostatniego zwoju wskazuje na podłużnie owalne ujście zwężające się u dołu. Zwoje zdobi 8 żeberek spiralnych, między któremi zaznacza się jedna lub dwie prążki (Favre wspomina o trzech, których jednak nie spostrzegłem).

Żeberka podłużne uwydatniają się wyraźnie tylko na górnych zwojach, a słabną i zanikają stopniowo na dolnych. Na przecięciu się spiralnych i podłużnych żeberek tworzą się słabe guzki. Na ośródce są głębokie rowki podłużne, odpowiadające nabrzmieniom (varices) skorupy.

Z Kazimierza podaje ten gatunek Krisztafowicz ([24], str. 10).

Wymiary: wysokość czterech ostatnich zwojów z niekompletnym kanałem — 35 mm, szerokość ostatniego zwoju — 15 mm.

Miejscowość: Parchatka (1 okaz).

Tritonium tuberculosum Kaunhowen.

Tab. IX, fig. 8, 9.

1897. *Tritonium tuberculosum* Kaunhowen, Maestricht. Kreide [21], str. 77, tab. 9, fig. 3.

1902. *Triton tuberculosum* Kaunhowen Wanner, Fauna d. ob. weissen Kreide [46], str. 135, tab. 19, fig. 3, 4.

W zbiorze leży kilka uszkodzonych ośródek, z których tylko jedna ma wyraźnie zachowaną rzeźbę, inne zaś są prawie gładkie, lecz ich odciski zewnętrzne doskonale zachowały rzeźbę i ujście skorupy ślimaka. Kształt jest stożkowaty, zwoje są wypukłe i zaokrąglone, oddzielone wyraźnemi szwami. Zwój ostatni jeszcze silniej wypukły, zajmuje bez kanału prawie $^2/_3$ całej wysokości. Ujście jajowate, warga zewnętrzna nabrzmiała, od wewnętrznej strony ma sześć guzków. Kanał krótki, wtył wygięty. Rzeźba składa się z trzech spiralnych żeberek na środku zwojów, między któremi leżą słabsze listewki. Podłużne silne żeberka, przecinając się ze spiralnemi, tworzą wydatne guzki. Nadto na każdych dwóch zwojach znajdują się trzy podłużne nabrzmienia (varices). Rzeźba najsilniej występuje na ostatnim zwoju, na którym, poniżej trzech głównych guzkowanych żeberek spiralnych, biegną gładkie prążki spiralne naprzemian silniejsze i słabsze i przechodzą na kanał. Przed zgrubieniem wargi zewnętrznej widać między żeberkami głównemi głębokie dołki.

Wanner (l. c.) uzupełnił opis Kaunhowena, dodając jajowaty kształt ujścia, nabrzmienie wargi zewnętrznej i obecność na jej stronie wewnętrznej czterech do pięciu fałdów. Wspomniane fałdy są u moich okazów wykształcone jako sześć nierównie silnych guzków.

Tr. tuberculosum podaje Kaunhowen z górnego senonu z Maestricht, Wanner z białej kredy libijskiej; z polskiej kredy nie był znany.

Wymiary: I. wysokość pięciu zwojów bez kanału — 19 mm, szerokość ostatniego zwoju — 9 mm; II. wysokość ostatniego zwoju z kanałem — 18 mm, szerokość ostatniego zwoju — 11 mm.

Miejscowość: Bochotnica.

Rodzina: Fusidae Tryon.

Fusus septemcostatus Favre.

Tab. IX, fig. 17.

1869. *Fusus septemcostatus* Favre, Craie de Lemberg [8], str. 84, tab. 10 fig. 9, 10.

Zwoje wysokie, oddzielone wyraźnemi szwami, powyżej których biegnie szeroki, nabrzmiały pasek spiralny. Na każdym zwoju znajduje się siedem szerokich, silnych, zaokrąglonych żeber podłużnych i gęste, równomierne prążki spiralne. Ostatni zwój przedłuża się w wąski i długi kanał.

Od *F. Renauxianus* d'Orbigny ([29], II, str. 339, tab. 223, fig. 10) odróżnia się gatunek Favre'a nietylko silniejszemi żebrami podłużnemi i spiralnemi, lecz także wyższemi zwojami, kanałem węższym i dłuższym, wyraźnym paskiem koło szwu, wreszcie smuklejszą postacią.

Wymiary: wysokość — 40 mm, szerokość — 10 mm, wysokość ostatniego zwoju z kanałem — 28 mm.

Miejscowość: Bochotnica (1 okaz), Kazimierz (1 okaz).

Tudicla carinata Münst.

Tab. IX, fig. 2, 3.

1841—44. *Pyrula carinata* Münst., Goldfuss, Petref. Germ. [16], III, str. 27, tab. 172, f. 11 (non Roem).

1848. *Pyrula carinata?* Münst., Kner, Versteiner. [22], str. 22, tab. 4, fig. 7.

1850. *Fusus carinatulus* d'Orbigny, Prodrome II. [30], str. 229.

1869. *Fusus carinatulus* d'Orbigny Favre, Craie de Lemberg [8], str. 86, tab. 10, fig. 12. 13.

1889. *Pyrula carinata* Münst.; Griepenkerl, Kreide v. Königslutter [17], str. 92.

1930. *Tudicla carinata* Münst.; Hägg, Mollusk. u. Brachiop. [18], str. 22, tab. 1, fig. 10.

Na kilku okazach mojego zbioru można zaobserwować zmienność w skręceniu i w kształcie zwojów, o czem wspomina Favre (l. c.). Dwa okazy małych rozmiarów są silnie spłaszczone; spłaszczenie górnej części zwojów uwydatnia się tak dalece, że wewnętrzne zwoje leżą prawie na jednym poziomie z ostatnim, a u jednego z nich leżą one nawet niżej; tak, że ostra krawędź środkowa widoczna jest tylko na ostatnim zwoju. Rzeźba, ponad krawędzią środkową, składa się ze spiralnych, gęstych prążek, ziarenkowanych nieco skutkiem przecięcia się z prążkami podłużnemi, biegnącemi esowato i nieco skośnie. Prążki spiralne są silniejsze na spodniej stronie ostatniego zwoju i układają się zwykle naprzemian silniejsze i słabsze; ziarenkowanie ich jest dobrze widoczne. Przechodząc na kanał, prążki spiralne biegną skośnie.

T. carinata charakterystyczna jest dla poziomu z *B. mucronata* (Favre, Griepenkerl), znajdowana również w kredzie kwadratowej (Griepenkerl, Hägg). Krisztafowicz [24] wymienia ją z okolic Kazimierza.

Wymiary: I. wysokość bez kanału — 7 mm, szerokość — 28 mm; II. wysokość ostatniego zwoju z kanałem — 63 mm, szerokość — 41 mm.

Miejscowość: Parchatka (1 okaz), Kazimierz (3 okazy).

Rodzina: Volutidae Gray.

Voluta cf. difficilis Favre.

Tab. IX, fig. 12.

1869. *Voluta difficilis* Favre, Craie de Lemberg [8], str. 94, tab. 10, fig. 21.

Okaz z Nasiłowa jest wprawdzie podobny do *V. difficilis*, lecz niektóre szczegóły przedstawiają się odmiennie. Ostatni zwój jest u mego okazu więcej wypukły, szwy bardziej wgłębione. Na każdym zwoju znajduje się 24 żeber podłużnych, silnie wystających, oddzielonych głębokiemi brózdami; mają one przebieg esowaty, co najlepiej uwydatnia się na ostatnim zwoju. Drobne prążki spiralne zaznaczają się słabo. Ujście podłużne, u góry szersze. Na wrzecionie nie zachowały się fałdy.

Wymiary: wysokość trzech ostatnich zwojów — 27 mm, szerokość — 17 mm.

Miejscowość: Nasiłów (1 okaz).

Voluta (Scapha) deperdita Goldf. var. Kasimiri Mazurek (in coll.)[1].

Tab. IX, fig. 11.

1841—44. *Voluta deperdita* Goldfuss, Petref. Germ. [16], III, str. 14, tab. 169, fig. 1.

1861. *Voluta deperdita* Goldfuss, Binkhorst, Monographie [2], str. 13. tab. 2, fig. 7a, (non fig. b), tab. 5a², fig. 1.

1897. *Voluta (Scapha) deperdita* Goldf. Kaunhowen. Maestr. Kreide [21] str. 97.

Ośródki przeważnie dużych rozmiarów. Zwoje górne są słabo wypukłe, w górnej części załamują się skośnie do szwu górnego, tworząc tępą krawędź. Ostatni zwój silniej wypukły, niż górny, jest prawie cztery razy wyższy od skrętki; w jego części górnej koło szwu zaznacza się czasem lekkie zagłębienie. Szwy płytkie, nad niemi szeroki, nabrzmiały pasek. Na każdym zwoju znajduje się 18—22 ostrych i silnych żeber podłużnych, a w szerokich odstępach między niemi widać czasem podobne, lecz słabsze żeberka, które szczególnie silnie uwydatniają się na górnych zwojach, a w dolnej części ostatniego zwoju stopniowo zanikają. U niektórych okazów żeber prawie nie znać, są po nich tylko ślady jakby pręgi nierówno silne, które mieszają się z prążkami przyrostowemi. Cała powierzchnia ma pozatem liczne prążki spiralne, które z początku gęste, stopniowo ku dołowi rozszerzają się; na zwoju przedostatnim naliczyłem ich około 25, z których około 5 przypada na pasek. Ostatni zwój przechodzi w kanał, stale uszkodzony. Na wrzecionie u jednego okazu zachowały się dwa rowki, jako ślad po fałdach, cechujących ten rodzaj.

Voluta deperdita Goldf. jest zdaje się, naogół podobna do *var. Kasimiri*, porównując jednak opisy i rysunki Goldfussa, Binkhorsta i Kaunhowena z moimi okazami, widzę różnice zbyt wielkie, ażeby nasze uważać za identyczne z gatunkiem Goldfussa. U *V. deperdita* górne zwoje tworzą prawie regularny stożek, ułożony ze słabo wypukłych i na środku wklęsłych zwojów. Żebra są zaokrąglone, rozszerzające się w guzy przy dolnym i górnym szwie, na zwojach skrętki i na tępej krawędzi ostatniego zwoju; brak również szerokiego paska ponad szwem. *V. deperdita* wymienia Krisztafowicz [24] z Kazimierza.

[1]) Nazwy tej użyłem, ponieważ Dr. Mazurek oznaczył je w zbiorach Komisji Fizjograficznej Akad. Umiej. jako *Voluta Kasimiri* Mazurek.

Wymiary: I. wysokość trzech ostatnich zwojów około 180 mm, szerokość — 87 mm, wysokość ostatniego zwoju około 150 mm; II. wysokość ostatniego zwoju około 170 mm, szerokość — 110 mm.

Miejscowość: Kazimierz (11 okazów), Bochotnica (1 okaz).

Rodzina: Cancellariidae Adams.

Cancellaria (Admete) nitidula Müll.

Tab. VII, fig. 13.

1851. *Voluta nitidula* Müller, Monographie [27], II, str. 41, tab. 5, fig. 25.
1851. *Rissoa Sandbergeri* Müller, ibid. str. 77, tab. 6, fig. 22.
1888. *Cancellaria nitidula* Müll., Holzapfel, Aachener Kreide [19], I, str. 92, tab. 9, fig. 4—6; tab. 21, fig. 9, 10.
1888—9. *Cancellaria nitidulu* Müll., Griepenkerl, Kreide v. Königslutter [17], str. 94.

Jeden odcisk z Bochotnicy na tyle dobrze zachowany, że można go zaliczyć do tego gatunku. Zwój ostatni silnie wypukły, jest przypłaszczony w górnej części przed szwem, tworząc słabą krawędź; tą cechę uważa Holzapfel (l. c.) za właściwą dorosłym osobnikom. Całą powierzchnię zdobi prawie regularna kratka, utworzona z przecinających się żeberek podłużnych ze spiralnemi, które w punktach przecięcia zostawiają słabe guzki. Ujście podłużne, owalne, warga zewnętrzna nabrzmiała, od wewnątrz karbowana. Kanał uszkodzony, na wrzecionie zatarły się fałdy, cechujące ten rodzaj.

Müller i Holzapfel podają ten gatunek z „Grünsand“ z Vaals i Akwizgranu, Griepenkerl z dolnej kredy mukronatowej. Gatunek ten nie był znany z polskiej kredy.

Wymiary: wysokość dwóch ostatnich zwojów z uszkodzoną rynienką — 15 mm, wysokość ostatniego zwoju — 11 mm, szerokość ostatniego zwoju — 9 mm.

Rodzina: Actaeonidae d'Orb.

Cinulia (Avellana) inversestriata Kner.

Tab. VII, fig. 7.

1848. *Avellana cassis?* Kner, Versteiner [22], str. 15, tab. 3, fig. 5 (non d'Orb.).
1850. *Avellana cassis* Alth, Geogn. palaeont. [1], str. 214.
1852. *Avellana cassis* Kner, Neue Beiträge [23], str. 11, tab. 2, fig. 2.
1852. *Avellana inversestriata* Kner, ibid. str. 11, tab. 2, fig. 4.
1863. *Avellana cassis* Płachetko, Becken v. Lemberg [31], str. 13, tab. 1, fig. 6.

1869. *Avellana inversestriata* Kner, Favre, Craie de Lemberg [3], str. 32, tab. 7, fig. 7, 8.
1888—9. *Avellana inversestriata* Kner, Griepenkerl, Kreide v. Königslutter [17], str. 95.

Wszystkie okazy zachowały się bez wargi zewnętrznej i bez fałdów na wrzecionie. Ilość płaskich żeber spiralnych na zwoju ostatnim waha się około 28; Kner i Alth podają ilość ich 25—30, Favre 30—40, Griepenkerl 20—25, z czego wynika, że jest to cecha zmienna tego gatunku. Na przedostatnim zwoju naliczyłem ich 8, Griepenkerl znajduje zaś tylko 5. Gęste prążkowanie podłużne uwydatnia się wyraźnie tylko w rowkach, oddzielających żebra spiralne od siebie.

C. inversestriata wymienia Favre jako częstą skamielinę z Nagórzan, rzadszą ze Lwowa, Griepenkerl znajduje ją licznie w górnej kredzie mukronatowej, rzadziej zaś w dolnej. Z okolic Kazimierza podaje ją Krisztafowicz [24].

Wymiary: I. wysokość trzech ostatnich zwojów — 26 mm, szerokość — 23 mm, wysokość ostatniego zwoju — 24 mm; II. wysokość trzech ostatnich zwojów — 31 mm, szerokość — 29 mm, wysokość ostatniego zwoju — 30 mm; III. wysokość trzech ostatnich zwojów około 11 mm, szerokość — 11 mm, wysokość ostatniego zwoju około 8 mm.

Miejscowość: Kazimierz (3 okazy), Bochotnica (1 okaz), Nasiłów (1 okaz).

Scaphopoda.

Dentalium cf. alternans Müll.

Tab. VII, fig. 14. 14a, b.

1851. *Dentalium alternans* Müller, Monographie [27], II, str. 5, tab. 3, fig. 1.
1888. *Dentalium alternans* Müller, Holzapfel, Aachener Kreide [19], I, str. 178, tab. 20, fig. 7, 8 (non fig. 9).
1897. *Dentalium alternans* Kaunhoweh, Maestr. Kreide [21], str. 13.
1898. *Dentalium alternans* Müller G., Untersenon [28], str. 81, tab. 11, fig. 6.

Ośródka walcowata, słabo zgięta, prawie prosta, zupełnie gładka, dopiero na odciskach zewnętrznych dobrze zachowała się rzeźba, na którą składają się żeberka podłużne (około 15), wąskie i gładkie; między niemi znajduje się po jednym żeberku słabszym. Nieco skośnie do nich biegną przez całą powierzchnię obrączkowe prążki przyrostowe (według Müllera brak wszelkich prążków poprzecznych).

Obecność prążków przyrostowych i podobny wygląd żeberek zbliża okaz mój do *D. multicostatum* Favre ([8], str. 101, tab. 11, fig. 7), który jednak różni się rzeźbą: między żeberkami głównemi znajdują się po dwa żeberka słabsze, pozatem gatunek Favre'a jest znacznie większy.

D. alternans nie był znany z kredy polskiej. Müller podaje go z Akwizgranu, Holzapfel z Vaals i Akwizgranu, Kaunhowen z górnego maestrichtienu, Müller G. z dolnego senonu Brunszwiku.

Wymiary: długość zachowanej części okazu — 22 mm, średnica na szerszym końcu — 3·5 mm, na węższym — 3 mm.

Miejscowość: Bochotnica (1 okaz).

Z Zakładu Paleontologji U. J.

LITERATURA — (LITERATURVERZEICHNISS).

1. Alth A.: Geognostisch-paleontologische Beschreibung der nächsten Umgebung von Lemberg. (Haidingers Naturwissenschaftliche Abhandlungen. Bd. III. Abt. 2, strona 171—284, tab. 9—13, Wien 1850).
2. Binkhorst J. J.—T. van den Binkhorst: Monographie des Gastéropodes et des Céphalopodes de la craie supérieure du Limbourg (Bruxelles et Maestricht, 1861).
3. Böhm J.: Die Kreidebildung des Fürbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. (Palaeontographica. Bd. 38, 1891, 1892).
4. Coquand H.: Monographie du Genre Ostrea. Terrain crétacé. Marseilles 1869.
5. Deninger K.: Die Gastropoden der sächsischen Kreideformation. (Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. 18, Wien u. Leipzig 1905).
6. Drescher R.: Über die Kreidebildungen der Gegend von Löwenberg. (Zeitschrift der deutschen geol. Gesell. Bd. 15, 1863).
7. Dacqué E.: Mittheilungen über den Kreidecomplex von Abu Roash bei Kairo. (Palaeontographica Bd. 30, Teil 2. 1883—1903).
8. Favre E.: Description des Mollusques fossiles de la craie des environs de Lemberg ou Galicie. (Genève, Bale, Paris 1869).
9. Frič A.: Studien im Gebiete der Kreideformation. II. Weissenberger und Malnitzer Schichten. (Archiv ner naturwiss. Landesdurchforsch. von Böhmen. IV. Prag. 1877).
10. Frič A.: — III. Die Iserschichten, ibid. V. 1893.
11. Frič A.: — IV. Die Teplitzer Schichten, ibid. VII, 1889.
12. Frič A.: — V. Priesener Schichten, ibid. IX, 1893.
13. Frič A.: — VI. Die Chlomeker Schichten, ibid. X, 1897.
14. Geinitz G. B.: Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. (Dresden und Leipzig, 1839—42).
15. Geinitz H. B.: Das Elbthalgebirge in Sachsen. (Palaeontographica, Bd. 20, Abt. 1, 1871—75; 2, 1872—75).

16. Goldfuss A.: Petrefacta Germaniae II, III. (Düsseldorf 1834—44).
17. Griepenkerl O.: Die Versteinerungen der Senonen Kriede von Königslutter im Herzogthum Braunschweig. (Palaeont. Abhandl. Bd. 4, 1889).
18. Hägg R.: Die Mollusken und Brachiopoden der schwedischen Kreide. I. Eriksdal. Sveriges Geologiska Undersökning. Stockholm 1930).
19. Holzapfel E.: Die Mollusken der Aachener Kreide. (Palaeontographica, Bd. 34, 35. Stuttgart 1887—89).
20. Jessen Axel og Ödum H.: Senon og Danien ved Voxlev. (Danmarks geol. Undersög. II. R. Nr. 39, Kjöbenhavn 1923).
21. Kaunhowen F.: Die Gastropoden der Maestrichter Kreide. (Palaeontolog. Abhandl. N. F. Bd. 4, Heft 1, Jena 1898—1901).
22. Kner R.: Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg und seiner Umgebung. (Haidingers Naturwissenschaft. Abhand. Bd. III. Abt. 2. Wien 1848, odbitka).
23. Kner R.: Neue Beiträge zur Kenntniss der Kreideversteinerungen von Ost-Galizien. (Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Bd. III. Wien 1852, odbitka).
24. Krisztafowicz: Litołogiczeskij charakter, fauna, stratigrafja i wozrast miełowych otłożenij na teritorri Lublinskoj i Radomskoj gubernii. (Izwiestja geołog. Komiteta, 1898, odbitka).
25. Łopuski C.: Przyczynki do znajomości fauny krajowej gubernii lubelskiej. (Sprawozdanie z posiedzeń Tow. Nauk. Warszawsk. Wydział nauk matem. i przyrodn. Rok V, zeszyt 3. Warszawa 1912).
26. Moesch C.: Monographie der Pholadomyen. (Abhandl. d. Schweizer. Palaeont. Gesellschaft. Vol. II. 1875).
27. Müller J.: Monographie der Petrefacten der Aachener Kreideformation. (Bonn, I. 1847; II. 1851, Suppl. Aachen 1859).
28. Müller G.: Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. I. Lamellibranchiaten und Glossophoren. (Abhandl. d. k. preussisch. geol. Landesanst. N. F., Heft 25, Berlin 1898).
29. d'Orbigny A.: Paléontologie française. Terrains crétacés. II. Gasteropodes 1842; III. Lamellibranches 1843, Paris.
30. d'Orbigny A.: Prodrome de paléontologie. II. Paris 1850.
31. Płachetko S.: Das Becken von Lemberg. Lemberg 1863.
32. Pusch G.: Polens Paläontologie... Stuttgart 1837.
33. Quaas A.: Beitrag zur Kenntniss der Fauna der obersten Kreidebildungen in der libyschen Wüste. (Palaeontographica, Bd. 30, Theil 2, Stuttgart 1883—1903).
34. Ravn J.: Kridtaflejringerne paa Bornholms Sydvestkyst og deres Fauna. I. Cenomanet. (Dankmarks geologiska Undersögelse, 2, R. Nr. 30, Kjöbenhavn 1916).
35. Ravn J.: — II. Turonet, ibid. Nr. 31. 1918.
36. Ravn J.: — III. Senonet IV, Kridtaflejringerne ved Stampe Aa, ibid. Nr. 32, 1921.
37. Reuss A. E.: Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Stuttgart, I, 1845; II, 1846.
38. Rogala W.: O niektórych małżach senonu lwowsko-nagórzańskiego. (Rozprawy Wydz. Matem.-Przyr. Akad. Um. Tom 9, B. 1909, Kraków 1910).

39. Römer F. A.: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. Hannover 1841.
40. Scupin H.: Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. (Palaeontographica Suppl. 6. Stuttgart 1912—13).
41. Stoliczka F.: Cretaceous Fauna of Southern India. Vol. III. The Pelecypoda. (Palaeontologia Indica. Memoirs geol. surv. India. Calcuta 1871).
42. Strombeck A.: Über die Kreide am Zeltberge bei Lüneburg. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Berlin 1863, Bd. 15).
43. Sturm F.: Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz, und seine Fauna. (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1900, Bd. 21. [1901]).
44. Syniewska J.: Kilka nowych skamieniałości z kredy okolic Lwowa. (Kosmos. Rocznik 48. Zeszyt II—III. Lwów 1923).
45. Vogel K.: Brachiopoden und Lamellibranchiaten der senonen Kreidegeschiebe aus Westpreussen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesell. Bd. 62, Heft 4, 1910, odbitka).
46. Wanner J.: Die Fauna der obersten weissen Kreide der libyschen Wüste. (Palaeontographica Bd. 30, T. 2, Stuttgart 1883—1903).
47. Wolleman A.: Die Fauna des Senons von Biewende bei Wolfenbüttel. (Jahrb. d. k. preussisch. geol. Landesanst. f. 1900, Bd. 21, Berlin 1901).
48. Woldřich J.: Die Kreidefauna von Neratowic in Böhmen. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 67, 1917, Wien 1918).
49. Woods H.: A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. (Palaeontogr. Society. London 1899—1903, Vol. I. 1903—13, vol. II.).
50. Zittel K. A.: Die Bivalwen der Gosaugebilde etc. (Denkschriften d. kais. Akad. d. Wissensch. math.-naturw. Kl. Bd. 24, 1865; Bd. 25, 1869, Wien).
51. Pöthe J.: Die Kreide (Hypersenon). Fauna des Peterwardeiner (Péterváder) Gebirges (Fruska Gora) (Palaeontographica Bd. 52, 1905, 1906).

Zusammenfassung.

Der senone Mergel von Kazimierz an der Weichsel war zwar schon Gegenstand einiger paläontologischen Arbeiten, sein Reichtum an Fossilien ist aber sehr gross, weshalb neue Aufsammlungen noch lange Material liefern werden. In meiner Arbeit werden nur mehrere Gastropoden und Lamellibranchiaten beschrieben, welche entweder für diese Gegend neu sind, oder in besser erhaltenen Exemplaren gefunden wurden. Das Material habe ich auf einigen Exkursionen selbst gesammelt, aber ich habe auch die Sammlungen der Physiographischen Kommission der Akad. d. Wissenschaften in Krakau berücksichtigt, in welchen die von Dr. Mazurek gesammelten und von ihm schon bestimmten Fossilien aus dieser Gegend vorhanden sind.

Lamellibranchiata.

Cucullaea undulata Reuss. Taf. VII, Fig. 1. Die Exemplare sind vorwiegend grösser und etwas dicker als die von Reuss beschriebenen. In jeder Klappe sind beiderseits 4 horizontal gestellte Zähne sichtbar. Die Zahl der Rippen beträgt zwar meist 30, aber sie erhöht sich, falls die Rippen am unteren Schalenrande gemessen werden, da sich viele Rippen gabeln.

Gyropleura inaequirostrata Woodw. Taf. VII, Fig. 2, 2a, b. Ich habe nur Steinkerne, welche etwas grösser sind als es Woods angibt. Auf einigen Exemplaren sind Schalenfragmente sichtbar, die zahlreiche, gekörnte Rippen aufweisen.

Lucina subnummismalis d'Orb. Taf. VII, 3.

Trapezium trapezoidale Röm. Taf. VII, Fig. 5, 6. Ausser typischen befinden sich in meiner Sammlung auch etwas grössere Exemplare, welche der *Cyprina Galiciana* Favre sehr ähnlich sind. Ich teile deshalb die Ansicht von Wollemann und Woods, dass Favre als *C. Galiciana* nur grössere und ältere Exemplare des *T. trapezoidale* beschrieben hat.

Leptoselon Petersi Reuss. Taf. VII, Fig. 4. Ein Steinkern entspricht wohl dieser Art. Vom ähnlichen *L. Dupinianus* d'Orb. unterscheidet er sich durch gerundeten Hinterrand.

Pholadomya nodulifera Münst. var. *elliptica* Münst. Taf. VII, Fig. 10, 11. Das in Fig. 10 abgebildete Exemplar hat mehr nach vorn gerückte Wirbel und mehr Rippen als die typischen Exemplare, welche Goldfuss und Moesch darstellen. Junge Schalen (Fig. 11) haben weniger Rippen (9—12), die noch keine Körner haben.

Pholadomya Esmarki Nilss. Taf. VII, Fig. 15 und Taf. VIII Fig. 1. Zahlreiche Exemplare, welche deutlich die grosse Variabilität dieser Art beweisen (mehr oder weniger verlängerte Gestalt, variable Zahl der Rippen). Es werden zwei extreme Formen abgebildet, in Fig. 15 stark verlängerte mit zahlreichen Rippen und auf Taf. VIII, Fig. 1 eine hohe mit wenig Rippen, welche der *Ph. Kasimiri* Pusch. sehr ähnlich ist. Wahrscheinlich sollte man diese Form als *var. Kasimiri* Pusch. trennen.

Cercomya harpa Kner. Das grösste Exemplar ist 120 mm lang, 40 hoch, 32 dick (beide Schalen). Sehr feine, gekörnte Rippchen sind nicht nur vorne, sondern auch auf der ganzen Schale sichtbar.

Gervillia solenoides Defr. Taf. VIII, Fig. 3. Mit der von d'Orbigny abgebildeten Form identisch. Auf einem Steinkerne sind 4 Bandgruben sichtbar und einige Leistenzähne.

Ostrea canaliculata Sow. (= *O. lateralis* Nilss.). Taf. VII, Fig. 8, 8a.

Ostrea semiplana Sow. Taf. VII, Fig. 9, 9a. Ein gut erhaltenes Exemplar mit 9 kräftigen Hauptrippen gleicht der *O. armata* Goldf., welche Form Woods der *O. semiplana* zurechnet. Die Rippen sind bei ihm stärker und mehr regelmässig als es andere Autoren zeichnen. Es wäre angezeigt diese Form als var. *armata* Goldf. auszuscheiden.

Ostrea vesicularis Lam. var. *hippopodium* Nilss. Taf. VIII Fig. 2, 2a. Ausser der sehr häufigen typischen Form der *O. vesicularis* habe ich aus Nasiłów eine grosse, sehr flache Auster, welche 170 mm lang, 120 hoch und 30 dick ist (beide Klappen). Die untere ist sehr flach, die obere etwas eingesenkt, beide haben ausser konzentrischen sehr schwache radiale Rippchen. Obwohl einige Autoren *O. hippopodium* nur für Synonim der *O. vesiculosa* halten, glaube ich, dass ihre Abtrennung wohl nur als die einer Varietät berechtigt ist.

Modiola reversa Sow. Taf. VIII, Fig. 8, 8a.

Gastropoden.

Pleurotomaria subgigantea d'Orb. Taf. VIII, Fig. 7. Zwei sehr grosse, etwas zerdrückte Steinkerne, auf welchen das Schlitzband in der Mitte der Umgänge verläuft. Nabel klein und tief, auf der Basis Radiallinien, welche vom Nabel ausstrahlen.

Pleurotomaria granulifera Münst. Taf. VIII, Fig. 6, 6a, b. Schlitzband schmal, etwas unterhalb der Mitte der Umgänge verlaufend, Basis gewölbt, Nabel weit.

Pleurotomaria linearis Mant. Taf. IX, Fig. 5.

Turbo cf. *boimstorfensis* Griep. Taf. IX, Fig. 16, 16a, b. Spiralreifen schwächer, aber zahlreicher als es Griepenkerl angiebt.

Turbo Fruchti Müll. Taf. VIII, Fig. 4, 4a. Meine Exemplare sind grösser als die von Müller beschriebenen, sie haben auch auf den Umgängen um einen Spiralreifen mehr.

Nododelphinula tricarinata Röm. Taf. IX, Fig. 1.

Eutrochus quadricinctus Müll. Taf. IX, Fig. 18.

Natica cretacea Goldf. Taf. VIII, Fig. 5, 5a. Zahlreiche Steinkerne, manche sind etwas schlanker, weshalb sie der *N. vulgaris* Reuss ähnlich sind. *N. Galiciana* Favre, welche Form Griepenkerl für Synonim der *N. cretacea* hält, ist weniger schlank, hat eine mehr runde Mündung und einen kleineren Nabel.

Turritella plana Binkh. Taf. IX, Fig. 14. Eine häufige Form, welche stark variiert.

Turritella quadricincta Goldf. Taf. IX, Fig. 15, 15a. Gewöhnlich sind 4 stärkere Querreifen, von welchen die oberen schwächer sind. Manchmal werden einige von den sekundären Zwischenreifen stärker, weshalb 5—6 stärkere Reifen auf den Windungen erscheinen.

Hemicerithium binodosum Röm. Taf. IX, Fig. 13.

Aporrhais cf. *Schlotheimi* Röm. Taf. IX, Fig. 10. Erinnert durch feine Querreifen an *A. pelecyphora* Kaunh., unterscheidet sich jedoch von dieser Form durch nicht verstärkten oberen Rand des Flügels.

Aporrhais substenoptera Müll. Taf. IX, Fig. 4. Zwei Exemplare, welche weniger schlank sind und schwächere Längsrippen haben, als es die Figuren von Müller zeigen.

Aporrhais pyriformis Kner. Taf. IX, Fig. 6, 7. Zahlreiche, aber beschädigte Exemplare, welche stark variieren. Das Gehäuse ist mehr oder weniger schlank, die Längsstreifen verschwinden manchmal auf den oberen Windungen, auf dem letzten Umgange sind zwei starke Querreifen, zwischen ihnen ein bis drei schwächere, welche manchmal an Stärke den zwei ersten gleichen. Der Flügel der Aussenlippe ist manchmal anders ausgebildet als es Favre angibt (vergl. meine Fig. 6). *A. granulosa* Müll. welche Form nach Holzapfel dem *A. pyriformis* ähnlich sein soll, ist schlanker, hat auch starke Längsrippen.

Tritonium multicostatum Favre. Taf. VII, Fig. 12.

Tritonium tuberculosum Kaunh. Taf. IX, Fig. 8, 9.

Fusus septemcostatus Favre. Taf. IX, Fig. 17. Den Exemplaren, nach welchen Favre diese Art beschrieben hat, fehlte der lange Kanal, welcher bei einem Exemplar meiner Sammlung erhalten ist. Auf jedem Umgange sind 7 breite gerundete Rippen.

Tudicla carinata Münst. Taf. IX, Fig. 2, 3.

Voluta cf. *difficilis* Favre. Taf. IX, Fig. 12. Ich habe nur ein Exemplar, welches von der typischen Art nach der Zeichnung und Beschreibung von Favre einige Unterschiede aufweist. Der

letzte Umgang ist bei ihm mehr gewölbt, die Nähte tiefer eingesenkt, 24 Längsrippen verlaufen bogenförmig gekrümmt.

Voluta (Scapha) deperdita Goldf. var. *Kasimiri* Mazurek (in coll.). Taf. IX, Fig. 11. Mazurek hat in den Sammlungen der Physiogr. Kommission die von ihm gesammelten Exemplare einer grossen Volutaart *V. Kasimiri* genannt. Meiner Ansicht nach unterscheidet sich diese Form wenig von *V. deperdita* Goldf., es genügt, dass sie als Varietät ausgeschieden wird. Den konvexen Umgängen der Form von Kazimierz fehlt die Einsenkung in ihrer Mitte, die Längsrippen bilden keine Knoten, zwischen den Hauptrippen sind manchmal schwächere Rippen vorhanden.

Cancellaria (Admete) nitidula Müll. Taf. VII, Fig. 13.

Cinulia (Avellana) inversestriata Kner. Taf. VII, Fig. 7. Die Zahl der flachen Spiralstreifen beträgt bei unseren Exemplaren zirca 28, nach Kner und Alth 25—30, nach Favre 30—40 und nach Griepenkerl 20—25, sie schwankt also bedeutend.

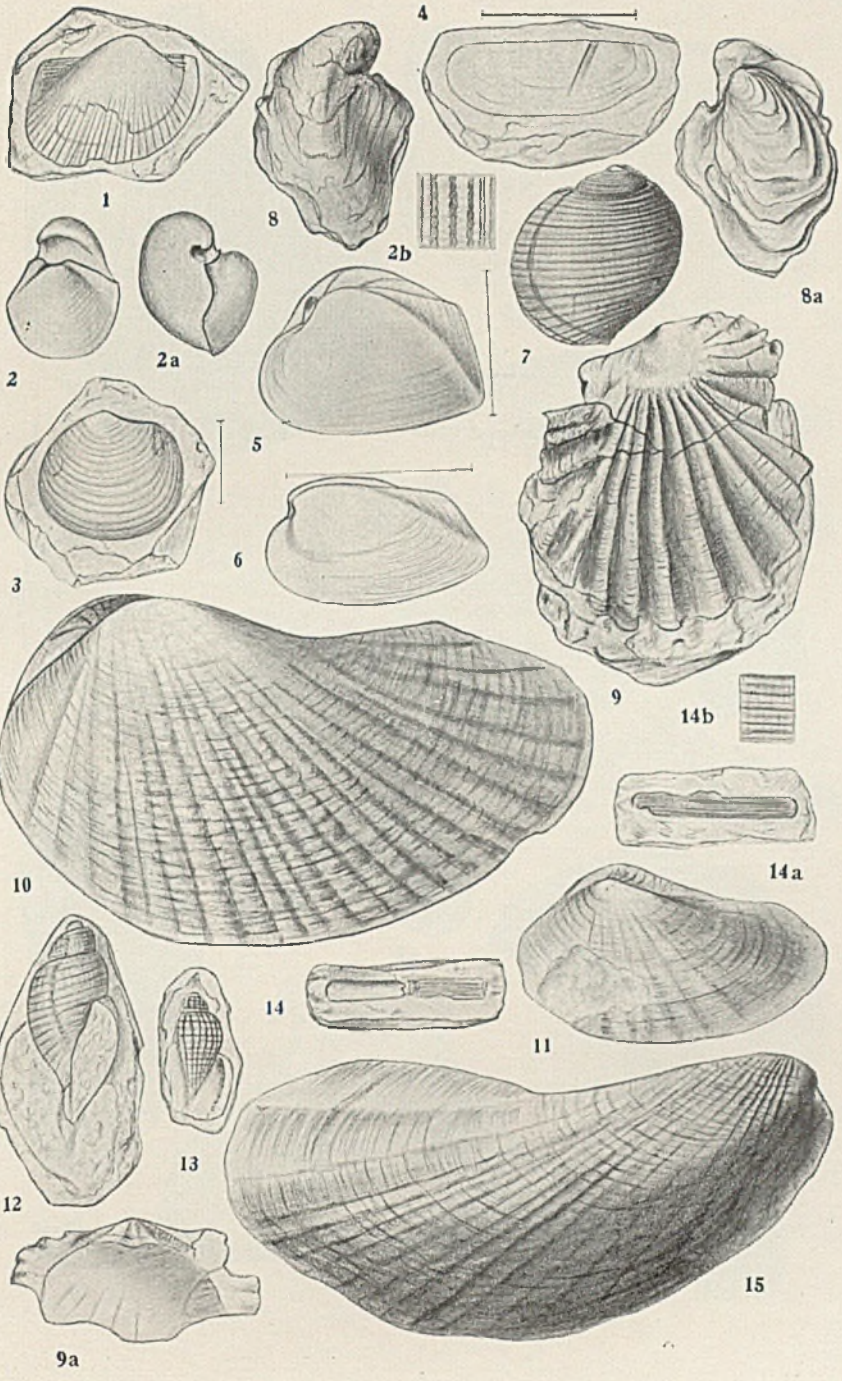
Dentalium cf. *alternans* Müll. Taf. VII, Fig. 14, 14a, b. 15 glatte Längsrippen, zwischen denen je eine sekundäre liegt. Eine ähnliche Form ist *E. multicostatum* Favre, welche jedoch bedeutend grösser ist und je zwei sekundäre Rippen hat.

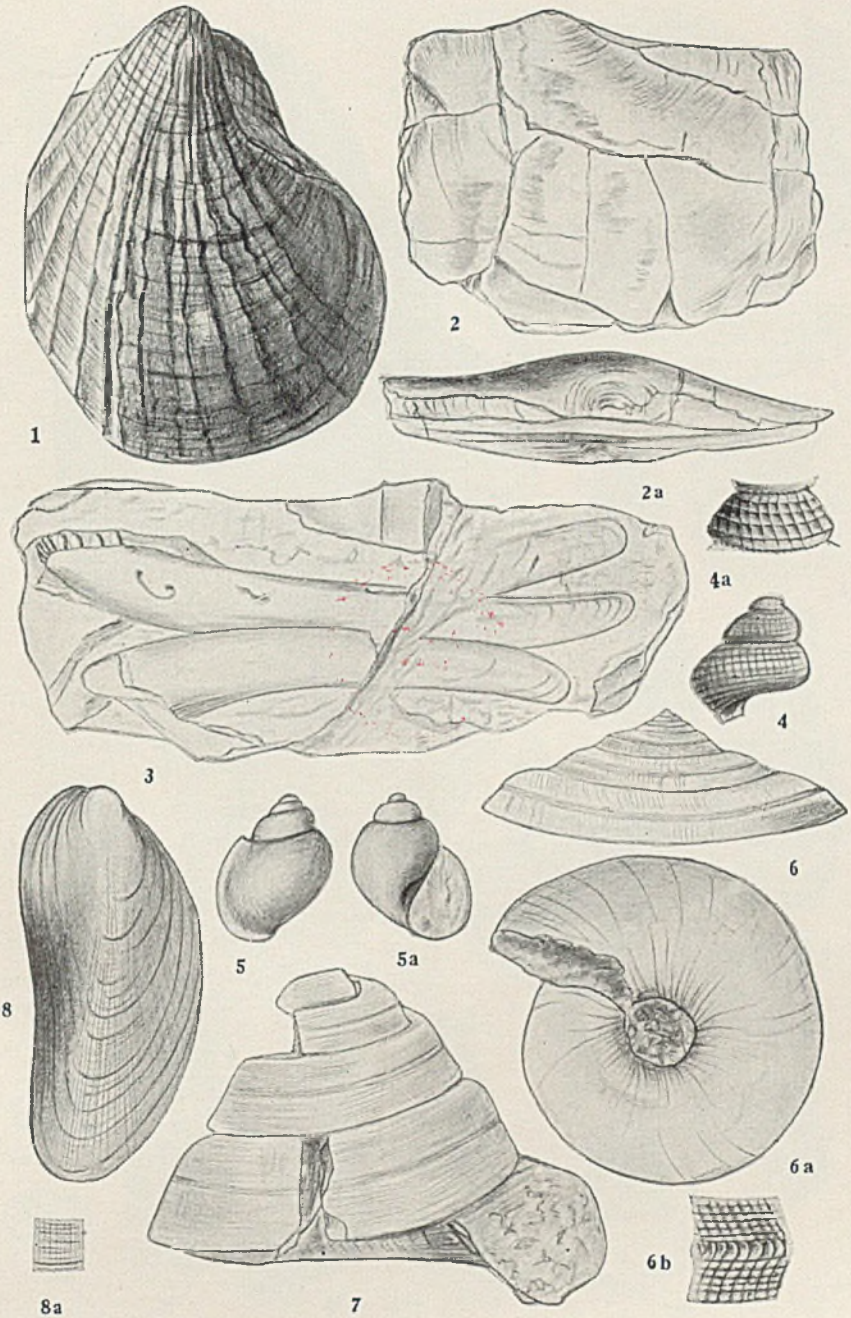
Auf den Tafeln sind die Objekte in 0.87 natürlicher Grösse gezeichnet, falls kein Verkleinerungs- oder Vergrösserungszeichen angegeben wurde.

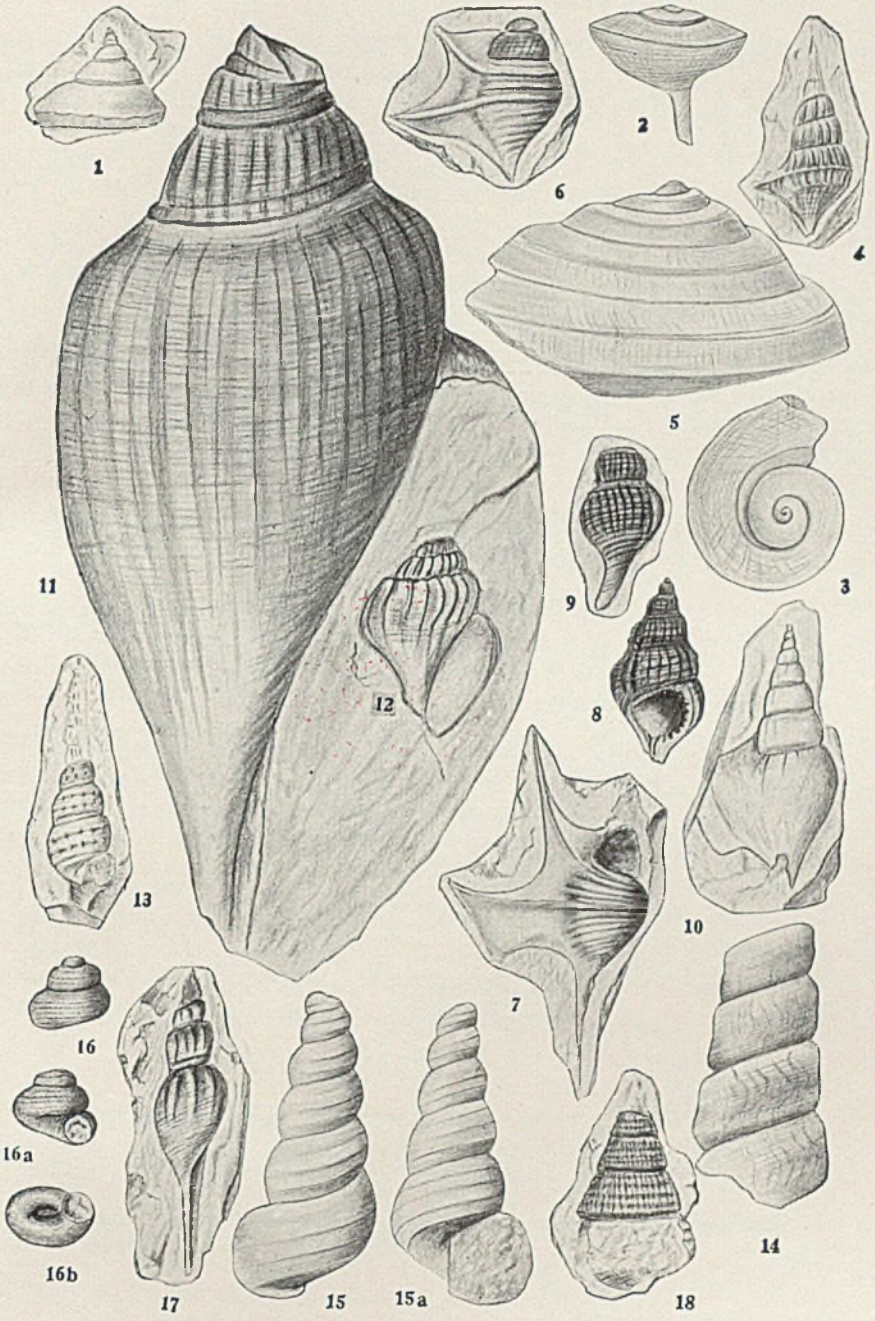
OBJAŚNIENIE TABLIC (TAFELERKLÄRUNG).

TABLICA VII.

Fig. 1. *Cuculaea undulata* Reuss. Góra Puławska. U. P.
Fig. 2, 2a, b. *Gyropleura inaequirostrata* Woodw. Fig. 2b — część skorupy dolnej ×2. Kazimierz. K. F.
Fig. 3. *Lucina subnummismalis* d'Orb. Piotrowin. K. F.
Fig. 4. *Leptosolen Petersi* Reuss. Kazimierz. K. F.
Fig. 5, 6. *Trapezium trapezoidale* Röm. Kazimierz. K. F.
Fig. 7. *Cinulia inversestriata* Kner. Kazimierz. K. F.
Fig. 8, 8a. *Ostrea canaliculata* Sow. (= *lateralis* Nilss.). Parchatka. U. P.
Fig. 9, 9a. *Ostrea semiplana* Sow. (= *armata* Goldf.). Kazimierz. K. F.
Fig. 10, 11. *Pholadomya nodulifera* Münst. var. *elliptica* Münst. Fig. 10 — forma dorosła, fig. 11 — forma młoda. Kazimierz. K. F.
Fig. 12. *Tritonium multicostatum* Favre, wielk. nat. Parchatka. U. P.
Fig. 13. *Cancellaria nitidula* Müll. Odcisk plastylinowy (nieco zwiększony). Bochotnica. K. F.
Fig. 14, 14a, b. *Dentalium* cf. *alternans* Müll. Fig. 14b — rzeźba pow. około ×4. Bochotnica. K. F.
Fig. 15. *Pholadomya Esmarki* Nilss. Kazimierz. K. F.


1
8
4
2b
8a
2
2a
7
5
3
6
9
14b
10
14a
14
11
12
13
15
9a


1
2
2a
3
4a
4
6
5
5a
8
6a
6b
8a
7


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
15a
16
16a
16b
17
18

TABLICA VIII.

Fig. 1. *Pholadomya Esmarki* Nilss., zbliżona do var. *Kasimiri* Pusch. 0·73 nat. wielk. Kazimierz. U. P.
Fig. 2, 2 a. *Ostrea vesicularis* Lam. var. *hippopodium* Nilss. 0·32 nat. wielk. Nasiłów. K. F.
Fig. 3. *Gervillia solenoides* Defr. Kazimierz. K. F.
Fig. 4, 4 a. *Turbo Fruchti* Müll. Fig. 4 a — zwój przedostatni pow. około ×2. Nasiłów. K. F.
Fig. 5, 5 a. *Natica cretacea* Goldf. Bochotnica. K. F.
Fig. 6, 6 a, b. *Pleurotomaria granulifera* Münst. Fig. 6 — uzupełniona z odcisku plastylinowego, fig. 6 b — rzeźba górnych zwojów pow. około ×6. Kazimierz. K. F.
Fig. 7. *Pleurotomaria subgigantea* d'Orb. 0·27 nat. wielk. Kazimierz. K. F.
Fig. 8, 8 a. *Modiola reversa* Sow. Fig. 8 a — rzeźba na tępej krawędzi pow. ×2. Nasiłów. U. J.

TABLICA IX.

Fig. 1. *Nododelphinata tricarinula* Röm. Parchatka. U. P.
Fig. 2, 3. *Tudicla carinata* Münst. Fig. 2 — Kazimierz. K. F., fig. 3 — Parchatka. U. P.
Fig. 4. *Aporrhais substenoptera* Müll. Piotrowin. K. F.
Fig. 5. *Pleurotomaria linearis* Mant. Kazimierz. U. P.
Fig. 6, 7. *Aporrhais pyriformis* Kner. Kazimierz. K. F.
Fig. 8. 9. *Tritonium tuberculosum* Kaunh. Odciski plastylinowe. Fig. 8 — pow. ×1·5. Bochotnica. K. F.
Fig. 10. *Aporrhais* cf. *Schlotheimi* Röm, wielk. nat. Kazimierz. K. F.
Fig. 11. *Voluta deperdita* Goldf. var. *Kasimiri* Mazurek. Rekonstrukcja z dwóch okazów. Kazimierz. K. F.
Fig. 12. *Voluta* cf. *difficilis* Favre. Nasiłów. K. F.
Fig. 13. *Hemicerithium binodosum* Röm. Piotrowin. K. F.
Fig. 14. *Turritella plana* Binkh. Kazimierz. U. P.
Fig. 15, 15 a. *Turritella quadricincta* Goldf. Kazimierz. U. P.
Fig. 16, 16 a, b. *Turbo* cf. *boimstorfensis* Griep. Piotrowin. K. F.
Fig. 17. *Fusus semptemcostatus* Favre. Kazimierz. K. F.
Fig. 18. *Eutrochus quadricinctus* Müll. ×2·3. Piotrowin. K. F.

SKRÓTY:

U. P. = Zbiory Zakładu Paleontologicznego Uniwersytetu Poznańskiego.
U. J. = Zbiory Zakładu Paleontologicznego Uniwersytetu Jagiellońskiego.
K. F. = Zbiory Komisji Fizjograficznej Polskiej Akademji Umiejętności.

Uwaga: Okazy bez podanych liczb są rysowane w 0·87 naturalnej wielkości.

Józef Gołąb.

Zarys budowy geologicznej okolic Ostrzeszowa.

(Notatka tymczasowa).

Über den Bau der Umgebung von Ostrzeszów.

(Vorläufige Mitteilung).

P. prof. Pawłowski zachęcił mię w r. 1930, na wycieczce w okolicach Ostrzeszowa, do zajęcia się zagadkowemi utworami, występującemi tam w postaci kwarcytów, zlepieńców, piasków i iłów, zaliczanych bądź do trzeciorzędu, bądź do triasu. Prof. Pawłowski wyraził przypuszczenie, że zaburzenie kwarcytów, a przedewszystkiem wysokie położenie iłów Poznańskich w tych okolicach, wskazuje na tektoniczny charakter wzgórz Ostrzeszowskich.

Badania moje mogły dotyczyć tylko polskiej części tych wzniesień, będących przedłużeniem t. zw. Kocich, względnie Trzebnickich Gór, ciągnących się równoleżnikowo, w kształcie trzech podków otwartych i obniżających się ku północy.

Dotychczasowe obserwacje pozwalają wysnuć pewne wnioski, dotyczące budowy tych wzgórz. W najogólniejszej formie będę się starał przedstawić je w tej notatce, pozostawiając szczegóły i inne zagadnienia do obszerniejszej pracy.

Do najciekawszych elementów geologicznych tutejszych należą znane już dawno kwarcyty, piaskowce i zlepieńce kwarcytowe, odkryte w następujących miejscowościach: najdalej wysuniętą na północ odkrywką, jest odkrywka w Kotłowie — około 14 km na N od Ostrzeszowa, następnie odkrywka w Mikstadzie (12 km na N od Ostrzeszowa), odkrywki i odsłonięcia w miejscowościach leżących na SE, S i SW w promieniu od 3—9 km, jak — Rogaszyce, Taborek, Olszyna, Sobolizna, Parzynów, Zmyślona Parzy-

nowska, Marcinki. Inne miejscowości wykazują tylko pośrednio istnienie tych utworów. Z wyżej przytoczonych utworów jedynie Olszyna znaną jest w literaturze.

Jedna z odkrywek Parzynowskich znaną jest od 1927 roku, reszta, to odkrywki nowe, powstałe przez intensywniejszą eksploatację kwarcytów. Odsłonięcie w Mikstadzie dostarczyło większej ilości skamielin w postaci skrzemieniałych drzew, a nawet odcisków małż i ślimaków, narazie bliżej nieoznaczalnych, a najlepsze stosunkowo profile dają odkrywki w Olszynie, Soboliźnie i Parzynowie.

Całkowity profil przedstawiałby się w ten sposób, że w spągu kwarcytów (w najogólniejszem tego słowa znaczeniu) znajdują się iły szaro-zielonej barwy, w bezpośredniem sąsiedztwie z kwarcytami różowo-fioletowe tłuste, znacznej miąższości, z wkładkami piasków i żwirków kwarcowych. Według wiercenia, które wykonał Pruski Instytut Geologiczny w r. 1914, w głębokości 100 m, kompleks tych iłów nie został przebity (wiercenie w Olszynie). Nad iłami leżą kwarcytowe warstwy od 80 cm do 2 m miąższości, występujące w pojedynczej, wyjątkowo w podwójnej, warstwie (przedzielonej wtedy druzgotem kwarcytowym), w postaci zbitych kwarcytów piaskowców o spoiwie krzemionkowem, zlepieńców o najrozmaitszej wielkości otoczonych składników (od 2—80 mm średnicy), przyczem otoczaki mogą być kwarcytowe (np. Sobolizna) lub — częściej — kwarcowe (kwarce szare, różowe, czarne) i inne np. otoczone łupki krzemionkowe. Obok tego znajdujemy buły krzemieni (białych i szarych), np. w Zmyślonej Parzynowskiej i wreszcie szczątki roślinne. W niektórych odkrywkach znaleziono żelaziak ilasty (np. Olszyna, Sobolizna).

Naogół można powiedzieć, że w spągowej części kwarcyty są zlepieńcowate. Zmiana facji zaznacza się też w kierunku warstw, a mianowicie północne odkrywki posiadają kwarcyty, drobnoziarniste, piaskowce i zlepieńce, południowe składają się przeważnie z gruboziarnistych zlepieńców. Warstwy kwarcytowe są przekątnie uwarstwione. Nad warstwami kwarcytowemi leżą nieco niezgodnie białe, niekiedy żółtawe piaski kwarcowe z muskowitem, również z przekątnem uławiceniem, około 3 m miąższości, zawierające niekiedy (Sobolizna) lignity w postaci pni drzewnych (oznaczone przez Maasa jako trzeciorzędowe) i wkładki piasków szarych ilastych i iłów szarej lub żółtej barwy. Piaski te przechodzą w kompleks żółtych piasków ilastych o ta-

kim samym charakterze jak poprzednie, przechodzące w brunatne iły. Warstwy te są dobrze w odkrywkach widoczne. Nad niemi, w stosunku narazie niejasnym wskutek braku kontaktu, leży kompleks czerwonych, tłustych iłów, zawierających w niektórych miejscach żelaziak ilasty (Olszyna, Rogaszyce) w większej ilości w postaci nieregularnych brył, otoczonych powłoką limonitową. Nad iłami czerwonemi znajdują się szaro-popielate, też tłuste iły, miejscami pstre, miejscami zupełnie białe.

Na nich leżą niezgodnie ułożone iły Poznańskie, niekiedy zaburzone przez lodowiec, i glina morenowa brunatna z krystalikami i mszywiołowemi, jasnemi krzemieniami. Gdzieniegdzie znajdują się jeszcze żwiry i piaski lodowcowe.

Budowę badanego obszaru zaznaczają wyraźnie warstwy kwarcytowe. Przebiegają one bowiem w dwu linjach mniejwięcej równoległych, łukowato przebiegających zgodnie z przebiegiem wzgórz Ostrzeszowskich. Pierwszy ciąg występowania stanowią w Marcinkach o kierunku warstw WSW—ENE, w Zmyślonej Parzynowskiej o kierunku WSW—ENE i upadzie 55° ku NWN, w Parzynowie dwie odkrywki o kierunku warstw WSW—ENE i upadzie 75—80° ku NWN. Warstwy w dalszym ciągu przebiegają przez Kochlów i Rogaszyce, przyczem kierunek zmienia się na SW—NE.

Drugi ciąg warstw (żył, jak nazywają robotnicy) biegnie najprawdopodobniej przez Ligotę, Ignaców, Mostki, Olszynę. Kierunek jest tu SW—NE, upad 45° ku NW. Dalej ciągną się przez Taborek z tym samym biegiem, przez Mikstadt z biegiem SWS—NEN i przez Kotłów. Pomiędzy temi dwoma ciągami znajduje się odkrywka w Soboliźnie o biegu SW—NE i upadzie 85° ku NW.

Przebiegające w ten sposób utwory kwarcytowe wraz z zachowanemi w niektórych miejscach iłami i piaskami stanowią jądra wzgórz Ostrzeszowskich, a upadając ku kotlinie Ostrzeszowskiej tworzą synklinę o przebiegu prawie północno-południowym, zapadającą silnie ku północy.

Ponieważ opisany wyżej profil odnosi się z małemi, nieistotnemi odchyleniami od schematu zarówno do jednego jak i drugiego ciągu warstw, przeto należy przyjąć jeszcze drugorzędne zjawiska tektoniczne, przebiegające równolegle do krawędzi synkliny Ostrzeszowskiej (uskoki?). Nie ulega wątpliwości, że zarówno wzgórza jak i kotlina Ostrzeszowska posiadają charakter tektoniczny, podkreślony jedynie w epoce lodowej utworami lo-

dowcowemi. Kierunek synkliny zbiega się z poprzecznemi zaburzeniami tektonicznemi wyżyny Małopolskiej.

Co do wieku wyżej opisanych utworów nic ścisłego narazie z powodu nieoznaczalności skamielin powiedzieć nie można. Ponieważ posiadam obecnie bogatszy materjał paleontologiczny, przeto i ta sprawa zapewne w najbliższej przyszłości da się wyjaśnić.

Zusammenfassung.

In zwei beinahe parallelen, welche über die Ortschaften Marcinkowice—Zmyślona Parzynowska—Parzynów—Kochlów—Rogaszyce, dann von Ligota, über Ignaców—Mostki—Olszyna—Taborek—Mikstadt verlaufen, wurden Quarzitschichten von 0·80 - 2 m Mächtigkeit festgestellt. Dieselben ruhen über rot-violetten, dann grünlichgrauen Tonen von unbekannter Mächtigkeit und werden von gelben Quarzsanden, braunen und roten, schliesslich bunten, stellenweise weissen Tonen überlagert. Es wurden in diesen Schichten Versteinerungen gefunden, welche vielleicht auf das Alter derselben zuschliessen erlauben werden.

Der halbmondförmige Verlauf dieser Schichten südlich von Ostrzeszów und das nördliche Einfallen derselben (im Westen NE, im Osten NW) deutet darauf hin, dass dieselben eine breite Synkline bilden, deren Längsachse sich gegen Norden versenkt. Diese Schichten bilden öffenbar die östliche Fortsetzung v. Katzengebirge und Trebnitzer Hügel.

Z Zakładu Geologji U. P. Poznań, czerwiec 1931 r.

W. Szafer, J. Trela i M. Ziembianka.

Flora interglacjalna z Bedlna koło Końskich.

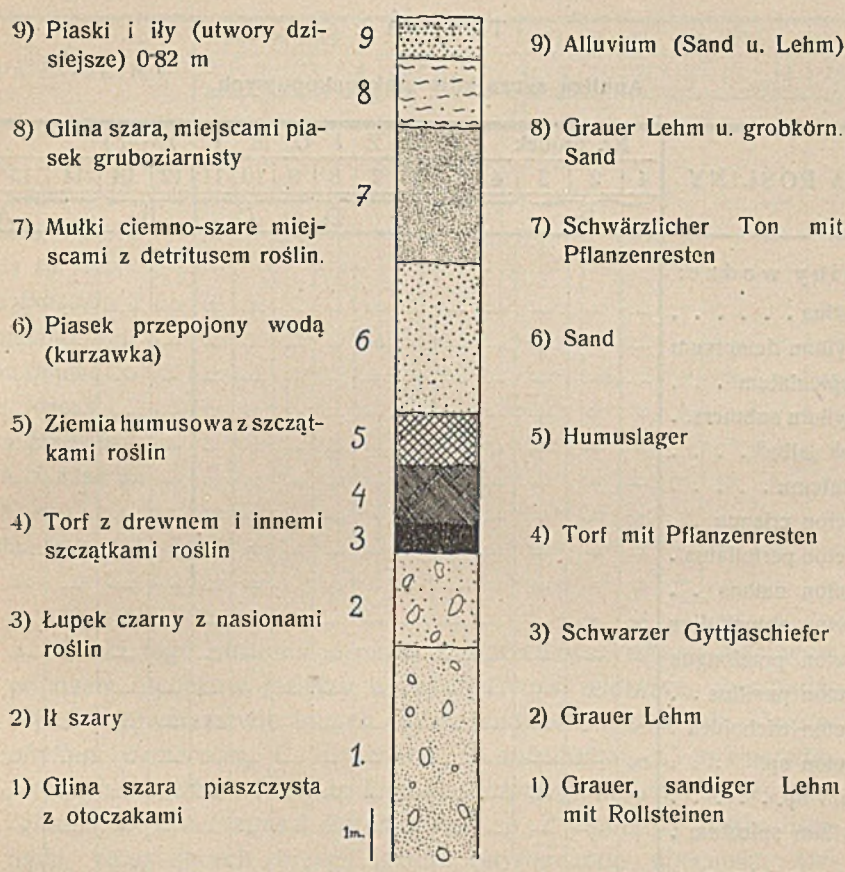
Die interglaziale Flora von Bedlno bei Końskie.

W r. 1930 opisał E. Passendorfer[1]) kompleks osadów interglacjalnych, leżących w miejscowości Bedlno, w odległości 9 km na zachód od Końskich. Schematyczna rycina, umieszczona na str. 403, przedstawia profil geologiczny przebitych do głębokości 16·10 m osadów dyluwjalnych, których tutaj bliżej opisywać nie będziemy, odsyłając interesujących się tem do przytoczonej rozprawy. W głębokości od 7·45 m do 10·55 m leżą osady bądź o charakterze jeziornej gytji, bądź też torfu grubości 3·10 m, obfitujące w szczątki roślinne. Ten kompleks warstw interglacjalnych, oraz nad nim położone szare mułki ze śladami flory, były przedmiotem naszych badań botanicznych. Opisem szczątków makroskopowych oraz opisem ogólnego charakteru flory zajął się W. Szafer, analizę pyłkową wykonał J. Trela, dość liczne zaś kawałki drewna oznaczyła metodą anatomiczną M. Ziembianka.

I. Opis makroskopowych szczątków roślinnych.

Próbki, przeznaczone do makroskopowej analizy flory, wzięto z kompleksu warstw grubości 3·10 m w odstępach w przybliżeniu co 20 cm. Po zagotowaniu z ługiem szlamowano je w strumieniu bieżącej wody na sitach o średnicy otworków $^1/_2$ mm. Na tabeli I-szej zestawiono wykaz określonych roślin, przyczem najpierw wymieniono rośliny wodne, potem błotne a wkońcu lądowe.

[1]) E. Passendorfer: „Interglacjał w Bedlnie obok Końskich (woj. kieleckie)", Sprawozd. Kom. Fizjogr. P. A. U., t. LXV, Kraków, 1930.



Ryc. 1. Profil w Bedlnie według E. Passendorfera 1930. — Geol. Querschnitt v. Bedlno nach Passendorfer 1930

Biorąc pod uwagę ogólny charakter flory, zmieniający się wybitnie w zbadanym kompleksie osadów od dołu ku górze, można wyróżnić następujących sześć jej poziomów stratygraficznych:

A. Poziom flory wodnej z *Najas marina* (próbki od Nr. 17 do 14). Obejmuje on osady miąższości około 80 cm, mające charakter jeziornej gytji, leżącej na szarym ile lodowcowym, który podściela morena szara denna, pochodząca ze zlodowacenia *Cracovien* [1]).

[1]) Porównaj W. Szafer: „Zarys stratygrafji dyluwjum polskiego na podstawie florystycznej“ (po niemiecku), Rocznik Polskiego Tow. Geolog., Kraków, 1928.

TABELA I.

Analiza szczątków makroskopowych.

NAZWA ROŚLINY	Nr. próbek	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	POZIOMY (A—F)	F			E				D		C		B		A			
I. Rośliny wodne:																		
Najas marina		—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	++	∞	∞	∞	+
Ceratophyllum demersum		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	++	+	+
C. d. f. apiculatum		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
Ceratophyllum submers.		—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nymphaea „alba“		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	++	++	—
Nuphar luteum		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	++	+	—	—
Potamogeton crispus		∞	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	++	+	+	—
Potamogeton perfoliatus		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	++	+	—	—
Potamogeton natans		—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Potamogeton obtusifolius		∞	∞	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Potamogeton praelongus		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Potamogeton pusillus		∞	∞	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Potamogeton trichoides		∞	∞	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
Potamogeton sp.		∞	++	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	—
Batrachium sp.		—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Myriophyllum spicatum		+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II. Rośliny błotne:																		
Menyanthes trifoliata		∞	∞	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—
Sparganium cf. ramosum		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
Scirpus cf. lacustris		+	+	++	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Scirpus Tabaernaemont.		—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Montia rivularis		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
Carex sp. div.		∞	∞	++	+	—	—	+	+	+	+	+	+	++	++	++	+	—
Drepanocladus revolvens		—	—	—	—	—	—	—	∞	+	+	+	—	—	—	—	—	—
Mesea triquetra		—	—	—	—	—	—	—	∞	+	+	+	—	—	—	—	—	—
Musci indeterm.		∞	+	—	+	—	—	—	∞	+	+	—	+	+	++	+	+	—
Aspidium thelypteris		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	++	—	—	—	—
III. Rośliny lądowe:																		
Pinus silvestris		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	+
Picea excelsa		+	—	—	—	—	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—
Abies alba		—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

NAZWA ROŚLINY	Nr. próbek																
	POZIOMY (A—F)																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	F			E			D			C		B		A			
Alnus sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	++	—	—	—	—
Betula „alba“	—	—	—	—	—	—	+	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—
Betula nana	—	++	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sambucus sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
Carpinus Betulus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	++	—	—	—	—
Tilia ulmifolia	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	++	—	—	—	—
Viburnum Opulus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
Rubus cf. idaeus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Vaccinium Myrtillus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	∞	—	—	—	—	—
Potentilla cf. anserina	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Potentilla sp.	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ranunculus sp.	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Viola sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—	—

Flora tego poziomu oznacza się przedewszystkiem masowym pojawem owocków jezierzy większej *(Najas marina)*, występującej tu w towarzystwie innych roślin wodnych, takich jak: *Ceratophyllum demersum, C. demersum f. apiculatum, C. submersum, Nymphaea „alba“, Nuphar luteum, Potamogeton crispus, P. perfoliatus, P. praelongus* i *Potamogeton sp.* Z pomiędzy roślin błotnych, zarastających brzegi jeziora, stwierdzono obecność: *Menyanthes trifoliata, Sparganium cf. ramosum* oraz liczne owocki nieoznaczonych bliżej gatunków turzyc *(Carex sp.)*. Ze szczątków flory lądowej znaleziono tylko jeden ułamek szpilki sosny zwyczajnej *(Pinus silvestris)*.

B. Poziom flory mokrego lasu olchowo-grabowego (próbki Nr. 12 i 13). W naturalnej sukcesji zarastające jeziorko zajęte zostało w tym czasie przez roślinność błotną a następnie przez olszynę, przechodzącą z biegiem czasu w mieszany las liściasty. W dolnej części tego poziomu spotykamy jeszcze, choć w zmniejszonej ilości, wszystkie niemal gatunki flory wodnej i błotnej, charakterystycznej dla poziomu *A.;* w górnej jednakże części giną one raptownie z wyjątkiem tych gatunków, które żyć potrafią w wilgotnej olszynie *(Menyanthes trifoliata)* oraz turzyce. Teraz zjawia się także w dużej ilości paproć błotna *(Aspidium thelypteris)* i charakterystyczne dla torfowiska niskiego względnie

podmokłego lasu mchy. Z drzew panującą jest olcha *(Alnus sp.)*, z krzewów rosnąca chętnie w wilgotnym lesie kalina *(Viburnum Opulus)* i malina *(Rubus cf. idaeus)*. Nieco później| zjawiają się grab *(Carpinus Betulus)* i lipa drobnolistna *(Tilia ulmifolia)*. Obficie występujące jagody borówki *(Vaccinium Myrtillus)* oraz szpilki sosny *(Pinus silvestris)*, wskazują na istnienie w sąsiedztwie lasu typu ols i grond również boru sosnowego.

C. Poziom flory leśnej ze świerkiem (próbki Nr. 11, 10 i 9). Z roślinności wodnej pozostają tylko niedobitki *(Najas major, Montia rivularis)*, także roślinność błotna staje się rzadsza, a na pierwszy plan wysuwa się flora leśna lądowa. Osad ma charakter leśnego torfu ziemnego, z olbrzymią ilością patyków i źle zachowanych (z powodu utlenienia) liści. Z pomiędzy gatunków drzew najwięcej makroskopowych resztek pozostawił świerk *(Picea excelsa)* obok graba i brzozy (typu *Betula „alba"*).

D. Poziom ponownego zabagnienia (próbka Nr. 8). Osad torfu ziemnego ulega w tym poziomie widocznej przemianie pod wpływem ponownego zabagnienia terenu a nawet częściowemu zalaniu go płytką wodą. Szczególnie częste stają się teraz mchy właściwe bagniskom *(Drepanocladus revolvens* i *Mesea triquetra)*, zjawiają się też pojedyńcze owocki rodzaju *Potamogeton (P. natans)*. Z makroskopowych szczątków drzew można było stwierdzić obecność świerka i brzozy.

E. Poziom flory błotnej i leśnej z jodłą (próbki Nr. 7, 6, 5 i 4). Torf, tworzący ten poziom, zmieszany jest z warstwami żółtej gliny napływowej. Z powodu niekorzystnych warunków zachowania się w warstwach tych szczątków roślinnych, uderza ich ubóstwo w porównaniu z bogactwem flory innych poziomów. Nieliczne szczątki bliżej nieoznaczonych turzyc i źle zachowanych mchów, stanowią jedyną niemal zdobycz paleobotaniczną w tym poziomie. Jeden znaleziony ułamek szpilki, stwierdza obecność w tym czasie jodły *(Abies alba)*.

F. Poziom chłodnej flory wodnej i zimnej lądowej z *Betula nana* (próbki Nr. 3, 2 i 1). Teren uległ w tym czasie ponownemu zabagnieniu, a częściowo pokryty został nawet wodą stojącą. Z roślin błotnych panują: *Menyanthes trifoliata* oraz turzyce *(Carex)*, zjawia się też *Scirpus cf. lacustris* i *S. Tabaernaemontani*. W wodzie bezwzględnie panującemi są gatunki rodzaju *Potamogeton* (m. i. *P. crispus, obtusifolius* i *trichoides)*, obok nich żyją również: *Myriophyllum spicatum* i *Ba-*

trachium sp. Bardzo rzadko występował także rogatek *(Ceratophyllum submersum)*, a pospolita w okresie *A.* jezierza większa *(Najas major)* nie rosła zupełnie; jest to wskazówką, iż klimat w tym czasie stał się chłodniejszy. Również stwierdzenie z szczątków makroskopowych drzew jedynie tylko świerka *(Picea)* i sosny *(Pinus)* popiera to przypuszczenie, które nabiera cech zupełnej niemal pewności przez znalezienie łusek i orzeszków *Betula nana*, gatunku arktycznego, niestwierdzonego w żadnym innym poziomie zbadanej flory.

Streszczając krótko wynik analizy makroskopowej flory sześciu poziomów kompleksu warstw interglacjalnych w Bedlnie, powiedzieć można, że stwierdza on sukcesję historyczną flory i klimatu, rozpoczynającą się florą wodną, która zkolei ustępuje miejsca florze wilgotnego lasu (typu ols i grond), następnie florze lądowej lasu mieszanego ze świerkiem, następnie znów florze bagiennej, potem florze leśnej z jodłą, a nakoniec ponownie florze wodnej chłodnej i zimnej lądowej z *Betula nana.*

Oprócz opisanego kompleksu warstw interglacjalnych, położonych w głębokości od 7·45—10·55 m pod powierzchnią gleby, próbowano badać szczątki roślinne z warstw leżących wyżej, a składających się (por. profil na str. 403) z grubego pokładu piasku (poziom Nr. 6 na profilu) oraz z nadległych szarych „mułków z detritusem roślin“ (poziom Nr. 7 na profilu). W piasku nie znaleziono żadnych szczątków, natomiast w szarym mułku znaleziono dobrze zachowany mech *Drepanocladus exanulatus* Gümb. *(f. typica* i *f. Rotae)*[1]) oraz następujące nasiona względnie owoce: *Scirpus lacustris*, *Potamogeton pusillus* i *Potamogeton sp. indeterm.*, *Eriophorum sp.*, *Carex sp. variae*, nadto pokrywy i inne szczątki chrząszczy.

II. Wykaz oznaczonych metodą anatomiczną kawałków drewna i patyków.

W gytji jeziornej oraz w torfie wyżej opisanego kompleksu warstw interglacjalnych znaleziono dość dużo kawałków drewna i patyków, niemających na sobie śladów dłuższego transportu wodnego, a więc należących do flory miejscowej lub przyniesionych wodą z bliskiego sąsiedztwa.

[1]) Mchy oznaczył Dr. B. Szafran, za co mu w tem miejscu dziękujemy.

Niżej umieszczone zestawienie (tabela II) przedstawia wyniki badania anatomicznego, przeprowadzonego na tym materjale:

TABELA II.

Nazwa	Poziomy (A—F) i próbki (1—16)															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Abies alba	—	—		—	—	1	—	—	2		—	—		—		—
Juniperus communis	—	—		—	—	—	—	—	3		—	—		—		—
Picea excelsa . . .	—	—		—	—	3	—	10	—		—	—		—		—
Pinus silvestris . . .	—	—		—	—	2	26	—	1		—	4		5		6
Alnus sp.	—	—		—	—	—	—	—	—		4	6		2		—
Betula sp.	—	—		—	—	—	—	—	—		1	2		1		—
Carpinus betulus . .	—	—		—	—	—	—	6	—		—	—		—		—
Corylus Avellana . .	—	—		—	—	—	—	—	—		1	—		—		—
Populus sp.	—	—		—	—	—	—	—	—		—	1		1		—
Salix sp.	—	6		—	—	—	—	—	—		—	—		—		—
Quercus pedunculata	—	—		—	—	—	—	—	—		—	—		—		3
Tilia sp.	—	—		—	—	—	—	—	—		—	—		2		—
		F		E				D	C			B		A		

Uwaga: Liczby podane przy nazwach drzew oznaczają ilość kawałków drewna należących do danego gatunku.

Jak wynika z tego zestawienia, stwierdzono w poziomach dolnych *(A* i *B)* obecność: dębu, lipy, topoli, olchy, brzozy i sosny, w średnich *(C, D, E):* świerka, jodły, jałowca, sosny i grabu, w górnych *(F):* tylko wierzby.

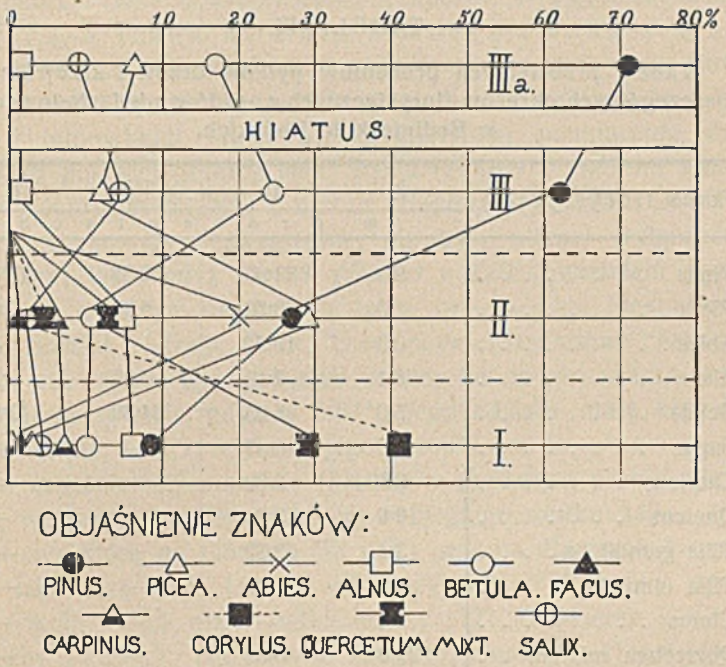
Zobaczymy w następnym rozdziale, że obraz ten zgadza się dobrze z podziałem flory naszej na trzy fazy rozwojowe, pozostające w związku przyczynowym ze zmianą klimatu.

III. Analiza pyłkowa warstw interglacjalnych.

Analiza pyłkowa przeprowadzona została znaną metodą L. v. Posta w tych samych poziomach interglacjalnej gytji i torfu, które były przedmiotem badań makroskopowych. Ponadto zbadano poziom „mułku", oddzielonego od tych warstw ławicą piasku, w której nie znaleziono pyłków. Na diagramie pyłkowym (por. diagram I) zaznaczono tę płoną warstwę jako „hiatus".

Stosunki procentowego udziału pyłków przedstawia tabela III, zestawienie zaś bezwzględnych ilości pyłków tabela IV.

Przechodząc do interpretacji materjału ujawnionego mikroskopową analizą pyłkową stwierdzić musimy w obrębie kom-



Ryc. 2. Diagram I. Diagram pyłkowy interglacjalnych warstw w Bedlnie.

pleksu gytji i torfu istnienie trzech wyraźnych i odrębnych faz rozwoju flory i klimatu:

I. Faza leśna klimatu ciepłego z panującym lasem typu *Quercetum mixtum.* Obejmuje ona warstwy jeziornej gytji i odpowiada poziomom: *A* i *B* na tabeli I. Panującemi drzewami były w tym czasie: leszczyna *(Corylus Avellana)* 41% i dąb *(Quercus)* 19%, nadto rosły wtedy: olcha *(Alnus)* 8·4%, brzoza *(Betula)* 5%, grab *(Carpinus Betulus)* 3·5%, lipa wielkolistna *(Tilia grandifolia)* 3·4%, lipa drobnolistna *(Tilia ulmifolia)* 4%, wiązy *(Ulmus)* 2·6% i wierzby *(Salix)* 2%. Inne gatunki drzew (świerk, jodła i buk) wykazują tak nieznaczne ilości pyłków, że przyjąć o nich należy, iż dostały się one tutaj przywiane wiatrem z daleka, albo też stanowią zanieczyszczenie próbek. To drugie przypuszczenie jest w tym wypadku niestety

możliwe, ponieważ próbki do analizy pyłkowej, brane z otworu świdrowego, zalewanego ustawicznie wodą, nie mogły być mimo wszelkich starań pobrane w sposób wykluczający pewne zanieczyszczenie materjałem z innych warstw.

TABELA III.

Tabela przeciętnych procentów pyłków drzew i krzewów z poszczególnych okresów florystycznych z osadów międzylodowcowych w Bedlnie koło Końskich.

Okres florystyczny	I.	II.	III.	III a.
	w procentach			
Pinus	9·3	27·05	62·38	70·87
Picea	1·0	28·59	6·29	7·62
Abies	0·3	19·62	—	—
Alnus	8·4	7·10	0·25	0·25
Betula	5·0	5·25	24·39	17·00
Fagus	0·5	0·47	—	—
Carpinus	3·5	2·32	—	—
Quercus	19·0	3·24	—	—
Tilia grandifolia	3·4	2·32	—	—
Tilia ulmifolia	4·0	1·24	—	—
Ulmus	2·6	—	—	—
Quercetum mixtum . .	29·0	6·80	—	—
Corylus	41·0	2·17	—	—
Salix	2·0	0·62	6·67	4·25
Suma procentów	100·0	99·99	99·98	99·99

Uderza w tej fazie mały procentowy udział pyłku sosny, co przemawia wymownie za przyjęciem, iż panującym typem lasu był wówczas liściasty las mieszany typu *Quercetum mixtum*, w którym drzewa szpilkowe nie odgrywały niemal żadnej roli.

II. Faza leśna klimatu wilgotnego z panującą jodłą i świerkiem. Obejmuje ona warstwy torfu wodnego i ziemnego, leżące na gytji i odpowiada poziomom: *C*, *D* i *E* na tabeli I. Klimat uległ w tej fazie wyraźnej zmianie w porównaniu z fazą pierwszą; stał się wilgotniejszy i chłodniejszy. Świerk *(Picea)*, którego pyłek był dotychczas reprezentowany w znikomych ilościach, obecnie staje się coraz częstszy i zajmuje obok jodły *(Abies)* w drugiej połowie tej fazy miejsce dominujące. To

rozszerzenie się tych obydwu rodzajów drzew szpilkowych odbyło się przedewszystkiem kosztem raptownego zmniejszenia się ilości drzew liściastych (dębu, leszczyny, graba, olchy, lipy wielkolistnej i drobnolistnej oraz brzozy) przy zupełnym zaniku wiązu i niemal zupełnym buka. Sosna zwiększyła znacznie swą ilość (27·05%).

III. Faza leśna klimatu zimnego z panującą sosną i brzozą. Obejmuje ona górne warstwy torfu oraz górną gytję i odpowiada poziomowi *F* na tabeli I. Klimat tej fazy był zimny i odpowiadał mniej więcej klimatowi panującemu dziś w pobliżu polarnej granicy lasu. Sosna *(Pinus)* z średnim udziałem procentowym 62·38% i brzoza *(Betula)* z udziałem 24·39%, nietylko zapanowały bezwzględnie, ale były niemal wyłącznemi składnikami lasu, gdyż świerk *(Picea)* z 6·29% udziałem pyłku stanowił w lesie tym nieznaczną tylko przymieszkę. Stosunkowo znaczny udział rodzaju *Salix*, choć potwierdza zimny charakter klimatu, nie może być jednakże uznany za dowód znaczniejszej ilości wierzb w lesie, gdyż w 6·67% jego udziału mają kryć się nie drzewiaste, lecz krzewiaste jego gatunki.

Po znaczniejszej przerwie (hiatus) w zbadanym profilu, ujawnia się w obrazie analizy pyłkowej nadległego mułku dalszy ciąg fazy III-ciej, którą na tabelach (III i IV) oraz na diagramie I oznaczono jako fazę III a. Jeszcze silniejszy udział ilościowy pyłku sosny (około 71%) obok pyłku brzozy (17%), świerka (7·62%) i wierzby (4·25%), przemawia za przyjęciem, iż klimat uległ w dalszym ciągu oziębieniu i stał się zbliżonym do klimatu tundry arktycznej. Makroskopowo stwierdzona w poziomie *F* obecność *Betula nana,* rośliny typowo tundrowej, popiera to przypuszczenie.

Parę pyłków olchy *(Alnus),* znalezionych w poziomach fazy III i III a — o ile nie pochodziły one zresztą z możliwego zanieczyszczenia próbek — przypisać należy przywianiu wiatrem z odleglejszych okolic.

IV. Streszczenie wyników badań makroskopowych i mikroskopowych.

Prace przeprowadzone równocześnie nad interglacjalną florą Bedlna, zarówno na materjale makroskopowym jak i mikroskopowym, przy użyciu różnych metod i przez trzy różne osoby, wykazują uderzającą zgodność wyników. Wszystkie stwierdzają, że kompleks interglacjalnych osadów w Bedlnie przedstawia har-

TABELA IV.

Tabela bezwzględnych ilości pyłków drzew i krzewów

L. p.	Warstwy	Mułek. III a.								Piasek	Gytja. III.							
	Kolejny Nr. próbek	1	2	3	4	5	6	7	8	Warstwa bez pyłków	9	10	11	12	13	14	15	16
1.	Pinus	62	60	65	76	75	77	80	72		68	68	31	27	23	15	20	36
2.	Picea	2	7	9	11	9	8	9	6		10	7	3	2	—	—	—	4
3.	Abies	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
4.	Alnus	—	—	2	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	2	—
5.	Betula	30	25	19	8	13	12	9	20		16	22	7	3	3	14	21	32
6.	Fagus	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
7.	Carpinus	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
8.	Quercus	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
9.	Tilia grandifolia	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
10.	Tilia parvifolia	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
11.	Ulmus	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
12.	Quercetum mixt.	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
13.	Corylus	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—
14.	Salix	6	8	5	5	3	3	2	2		6	3	3	1	3	4	5	8
	Suma	100	100	100	100	100	100	100	100		100	100	44	33	29	33	48	80
	Fazy florystyczne	III a.									III.							

monijny obraz historycznej sukcesji flory i klimatu z czasu środkowego i końcowego okresu interglacjalnego.

Stratygraficznie [1]) należy interglacjał w Bedlnie do interglacjału *Mazovien I* i reprezentowany jest tutaj przez trzy piętra:

1. *Maz. I.* (γ), reprezentujące schyłek optimum klimatycznego ze śladami ciepłej flory wodnej typu *Najas marina*, oraz z ciepłym lasem typu *Quercetum mixtum* na lądzie.

2. *Maz. I.* (δ), piętro o subatlantyckim klimacie z florą leśną z jodłą *(Abies alba)*.

3. *Maz. I.* (ε), piętro o zimnym klimacie leśnym z sosną *(Pinus)*, brzozą *(Betula)* i ze świerkiem *(Picea)* oraz z wybitnie zubożałą florą wodną. Górna część tego piętra (do której należy część górna okresu III i cały okres III a) należy już — być może do początku piętra *Maz. I.* (ξ), t. zn. do początkowej fazy okresu

[1]) Porównaj W. Szafer: „Zarys stratygrafji dyluwjum polskiego na podstawie florystycznej", Roczn. VI. Pol. Tow. Geolog., Kraków, 1928 (po niemiecku) i W. Szafer: „The Oldest Interglacial in Poland", Bull. de l'Acad. Pol. d. Sc. et d. Lett., Kraków, 1931.

w osadach międzylodowcowych z Bedlna koło Końskich.

i t o r f.

					II.												I.					Lp.
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	
21	53	39	42	43	80	50	3	7	9	3	5	4	7	3	1	3	22	17	19	18	17	1.
3	6	7	4	3	19	14	16	22	72	22	15	1	—	2	—	2	3	3	1	1	2	2.
—	—	—	—	—	3	3	11	11	77	17	5	—	—	—	—	—	—	1	1	—	1	3.
—	—	—	—	—	5	2	3	6	11	5	6	2	—	—	2	4	16	17	20	20	11	4.
12	25	13	9	13	8	4	—	1	7	—	4	—	8	2	—	—	16	9	10	8	7	5.
—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	1	—	6.
—	—	—	—	—	—	1	—	—	8	2	2	2	—	—	—	—	11	5	9	5	5	7.
—	—	—	—	—	2	2	1	2	6	1	2	2	—	—	2	1	20	27	34	46	63	8.
—	—	—	—	—	—	—	—	1	2	—	2	3	—	2	4	1	11	9	7	5	2	9.
—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	2	4	—	—	—	2	12	11	8	6	3	10.
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4	5	6	9	11.
—	—	—	—	—	2	2	2	3	9	1	6	9	—	2	6	4	45	51	54	63	77	12.
—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	2	2	—	1	4	1	81	92	81	80	76	13.
3	5	5	3	3	2	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	6	3	3	4	4	14.
39	89	64	58	62	119	76	35	50	200	50	47	20	15	10	13	14	200	200	200	200	200	
									II.										I.			

transgresji zlodowacenia *Varsovien I.*, o czem świadczy zjawienie się *Betula nana*.

Literami greckiemi oznaczone piętra (od γ do ξ) stratygraficzne należy rozumieć w sensie takim, w jakim przedstawiono tę sprawę w rozprawie ostatniej jednego z autorów (W. Szafer, 1931).

Zusammenfassung.

Die Arbeit bezieht sich auf die Flora der interglazialen Ablagerungen *(Mazovien I.)* in Bedlno (Mittelpolen), die vor kurzer Zeit von E. Passendorfer beschrieben wurden[1]). Im ersten Abschnitte werden die makroskopischen Pflanzenreste dargestellt (siehe dazu Tafel I auf der Seite 404), im zweiten sind die Resultate der anatomischen Untersuchung von den Holzresten angeführt (vergl. Tafel II, Seite 408), im dritten wird die Pollenanalyse

[1]) E. Pąssendorfer: „Das Interglazial in Bedlno bei Końskie", Sprawozd. Kom. Fizjogr. P. A. U., t. 65, Kraków, 1930. (Polnisch mit englischer Zusammenfassung).

der Interglazialschichten angegeben (vergl. Tafel III und IV sowie das pollenanalytische Diagramm) und in dem letzten wird die stratigraphische Lage der interglazialen Schichten näher präzisiert.

Es wurde festgestellt, dass die interglaziale Flora von Bedlno drei Entwicklungsstufen aufweist (von unten nach oben gerechnet), die kurz folgenderweise zu charakterisieren sind:

I. Die Phase aus der Zeit des interglazialen Klimaoptimums mit dem Dominieren vom *Quercetum mixtum* am Lande und einer ziemlich warmen Flora mit *Najas major* im Wasser. Sie entspricht stratigraphisch dem Stockwerke: *Maz. I.* (γ).

II. Die Phase mit subatlantischem Klima mit *Abies alba.* Sie entspricht stratigraphisch dem Stockwerke: *Maz. I.* (δ).

III. Die Phase mit subarktischem Klima mit Kiefer- und Birkenwäldern (eingesprengt auch die Fichte) und dem ersten Vertreter von Tundra *(Betula nana).* Stratigraphisch entspricht sie dem Stockwerke: *Maz. I.* (ε).

Sprostowanie do str. 309.

P. dr. B. Halicki zawiadomił mnie, że autorem ustępu cytowanego przezemnie z Posiedzeń Nauk. P. Instytutu Geolog., Nr. 26, str. 20 w „Roczniku Pol. Tow. Geol.", t. VII, str. 309, wiersz 15—17 nie jest on, lecz p. J. Samsonowicz. Wobec tego uwagi w mej pracy odnośnie do tego ustępu nie dotyczą p. Halickiego.

Wilhelm Friedberg.

Sprawozdania z literatury.

Analyses.

Recenzja pracy p. Bolesława Böhma p. t. „Stratygrafja trzeciorzędu karpackiego na podstawie fauny rybiej".

Z końcem listopada 1930 r. ukazała się praca p. Bolesława Böhma zatytułowana: „Stratygrafja trzeciorzędu karpackiego na podstawie fauny rybiej", jako odbitka z „Pamiętnika I. Zjazdu Geologiczno-Naftowego we Lwowie, 14—15 grudnia 1929", wydanego nakładem Karpackiej Stacji Geologicznej w Borysławiu.

Niecodzienna forma tej rozprawki skłania nas do bliższego jej rozpatrzenia.

Musimy podkreślić fakt, że p. Böhm czytelnikowi jego rozprawki wyraźnie zwraca uwagę, że wyłuszczone przez niego poglądy są jego oryginalną własnością. Czytamy bowiem w przedostatnim ustępie na str. 13: „Nie ulega jednak wątpliwości, że dalsze poszukiwania w Karpatach za fauną rybią, uwypuklą moje dotychczasowe spostrzeżenia..." („moje" podkreślone przez recenzenta). To zdanie i cały szereg odpowiednio użytych słów w tekście (jak: przedkładam, stwierdzam, muszę sprostować, na podstawie własnych spostrzeżeń, zebrałem własnoręcznie, jestem skłonny i t. d.) muszą wpłynąć na czytelnika w ten sposób, że czyta on pracę p. Böhma jako rzecz naukową i oryginalną.

Praca p. Böhma dzieli się na trzy części. W pierwszej części stwierdza on, że na skamieniałą ichtjofaunę trzeciorzędu karpackiego geologowie nie zwracali należytej uwagi i dalej, na podstawie „swych trzechletnich studjów nad ichtjofauną karpacką", prostuje przekonanie o niewielkiej jej wartości dla stratygrafji. Zwraca uwagę, że należałoby „i faunę rybią uważać za materjał przewodni dla stratygrafji naszych Karpat".

Po przeczytaniu tej pierwszej części odnosi się wrażenie, że p. Böhm pierwszy zwrócił baczniejszą uwagę na ichtjofaunę karpacką. Tymczasem tak nie jest. Trzeba tu stwierdzić i przypomnieć, że Rychlicki i Bośniacki pierwsi z polskich badaczy podnieśli doniosłość fauny rybiej. O tem p. Böhm nie wspomina. Podaje tylko krótko na str. 7 na dole, że Rychlicki opisał kilka form ryb z Monasterska, Mizunia Nowego i Hyżnej, a pozatem umieszcza prace Rychlickiego w spisie literatury. To jest zresztą wszystko w porządku.

Uderza nas jednakowoż fakt zupełnego przemilczenia i pominięcia pracy Bośniackiego, która wyszła drukiem w roku 1911 w „Kosmosie“, w tomie XXXVI p. t. „Flisz europejski“. Wszakże w tej to pracy Bośniacki zwraca uwagę na ważność ichtjofauny łupków menilitowych i na podstawie jej opracowania snuje wnioski w sprawie podziału karpackiego trzeciorzędu fliszowego, rozwija swe poglądy na genezę fliszu, omawia stosunki paleogeograficzne. Bośniacki donosi w swej pracy, że opracował paleontologicznie 91 gatunków z naszego fliszu karpackiego („Kosmos“, XXXVI, str. 876, 878, 880). O tem wszystkiem w rozprawce p. Böhma nie ma żadnej wzmianki, a nazwisko Bośniackiego znajdujemy tu w zupełnie innych okolicznościach. Na str. 8 widzimy nazwę *Hemirhynchus Suessi* Bośniacki, jako gatunek występujący w pewnym poziomie rybnym, a na str. 15 w wykazie miejscowości ze skamielinami ryb w punkcie 9 i 23 dowiadujemy się, że p. Böhm miał do swej dyspozycji pewną kolekcję fauny rybiej, zebraną przez Bośniackiego w dwu miejscowościach.

Już samo zaniedbanie podania bodaj w wykazie literatury pracy Bośniackiego jest pewnem przekroczeniem obowiązujących zwyczajów, tem bardziej, że, jak widzieliśmy, p. Böhm sobie przypisuje autorstwo zwrócenia uwagi świata naukowego na faunę rybią.

Przyjrzymy się nieco bliżej tekstowi pracy p. Böhma i porównajmy z tekstem przemilczanej pracy Bośniackiego. Oto wyjątki:

Bośniacki „Kosmos“, XXXVI, str. 873.	Böhm str. 3.
„Trzeciorzęd zaś karpacki ma ten szczególny, niepowtarzający się gdzieindziej przywilej, że po-	„Trzeciorzęd nasz karpacki ma ten szczególny, niepowtarzający się gdzieindziej przywilej, że po-

siada w licznych bardzo miejscowościach bogate pokłady z odciskami ryb, na które dotąd nie zwrócono uwagi, jakby zasługiwało, zwłaszcza wobec znanego powszechnie w nim ubóstwa skamielin".

Bośniacki
„Kosmos", XXXVI, str. 876.

„Zdanie to bezkrytycznie przyjęte, było zapewne jednym z powodów zaniedbania studjów nad rybami karpackiemi..." „Na tem miejscu ograniczyć się muszę do koniecznego sprostowania tych zapatrywań i podnieść doniosłość ryb..."

siada w licznych miejscowościach i w różnych piętrach stratygraficznych bogate pokłady z dobrze zachowanemi odciskami ryb kopalnych.

Na faunę tę, tak liczną i różnorodną, nie zwrócono dotąd uwagi, jakby zasługiwało, zwłaszcza wobec znanego w nim ubóstwa innych skamielin".

Böhm
str. 3.

„Przekonanie to bezkrytycznie przez wszystkich przyjęte, przyczyniło się nietylko do zaniedbania studjów nad fauną ichtjologiczną karpacką..." „Na tem miejscu, na podstawie trzechletnich studjów nad ichtjofauną karpacką, oraz własnych spostrzeżeń, poczynionych w wielu miejscowościach naszych Karpat, sprostować muszę powyższe przekonanie i podnieść doniosłość ryb karpackich..."

Tu szczególnie uderza bardzo wielkie podobieństwo zdań, a identyczność sensu. W ostatnim zaś zdaniu zabawnie wygląda wsunięcie jeszcze takiego zdania pobocznego: „na podstawie trzechletnich studjów nad ichtjofauną karpacką, oraz własnych spostrzeżeń".

W drugiej części swej pracy podaje p. Böhm podział części trzeciorzędu karpackiego na 4 rybne poziomy, charakteryzuje je i przeprowadza bardzo pobieżną dyskusję z dotychczasowemi poglądami na podział stratygraficzny. Idea tego podziału została wzięta z Bośniackiego. I podczas gdy Bośniacki wyróżnił tylko trzy poziomy rybne, to p. Böhm wyróżnia 4 i przystosowuje je do nowszych wyników innych badaczy. Przejdźmy znów do wyjątków z tekstów.

Bośniacki
„Kosmos“, XXXVI, str. 877.

„Na węgierskiej stronie Karpat łuski z *Meletty* pojawiają się w tym poziomie prawie wszędzie, a tylko w Smilnie, a szczególnie w Ujaku, znajdują się liczne szczątki *Lepidopusa*“.

Böhm
str. 8.

„Również i na czechosłowackiej stronie Karpat łuski z *Meletty* pojawiają się w tym poziomie wszędzie, a tylko w Ujaku znajdują się liczne szczątki *Lepidopusa*“.

Bośniacki
„Kosmos“, XXXVI, str. 878.

„Niektóre formy tego piętra mają olbrzymie rozprzestrzenienie. *Clupea longimana*, zazwyczaj w towarzystwie *Amphisile Heinrichi*, znana jest powszechnie z niemieckiego górnego oligocenu i z akwitanieńskich warstw z okolic Belfortu (Froidefontaine), gdzie występują one razem z *Clupea Sahleri* i *Cl. Parisoti*“.

Böhm
str. 9.

„Niektóre formy tego poziomu mają olbrzymie rozprzestrzenienie. *Meletta longimana*, zazwyczaj w towarzystwie *Amphisile Heinrichi*, znana jest powszechnie z niemieckiego środkowego i górnego oligocenu i z akwitanieńskich warstw okolic Belfortu, gdzie występują one razem z *Clupea Sahleri* i *Clupea Parisoti*“.

Znowu wyjątek z tekstów z końca drugiej części pracy:

Bośniacki
„Kosmos“, XXXVI, str. 884.

„Chcąc podnieść różnicę między mojem stratygraficznem ujęciem trzeciorzędowego fliszu karpackiego, a tem, jakie postawiła szkoła wiedeńska, zamieszczam poniżej porównawczą tabelę. Zestawienie to wykaże najlepiej powody błędów, jakie w następstwie popełniano i trudności, jakie na drodze badań gromadziło konsekwentne stosowanie stratygrafji szkoły wiedeńskiej“.

Böhm
str. 10.

„Chcąc podnieść różnicę między mojem stratygraficznem ujęciem trzeciorzędowego fliszu karpackiego, a tem, jakie dotychczas postawili nasi badacze, zamieszczam poniżej tablicę porównawczą. Zestawienie to wykaże najlepiej powody niedokładności, jakie w następstwie popełniano i trudności, jakie na drodze badań gromadziło konsekwentne stosowanie stratygrafji Karpat, bez oparcia się na faunie rybiej (Tabl. III)“

Jak bezkrytycznie zdania te zostały przepisane!

W trzeciej części swej pracy podaje p. Böhm „swoje“ poglądy na paleogeografję fliszu karpackiego. Teraz wchodzimy w „oryginalną“ syntezę, opartą na studjum ichtjofauny. Oto synteza p. Böhma w porównaniu z poglądami Bośniackiego:

Bośniacki
„Kosmos“, XXXVI, str. 886.

„Porównanie faun równoczesnych heteropicznych osadów starszego trzeciorzędu w Europie posłużyć nam może do odcyfrowania stosunków oceanograficznych...“

str. 886.

„Od Libii, gdzie morze przetrwało od kredy do eocenu, wkraczać ono poczyna z powrotem od południa, niosąc z sobą faunę wód ciepłych. Cechuje ją masowe występywanie numulitów. Fauna rybia ma też charakter wód ciepłych (Monte Bolca). Morze to sięgało zatoką aż po Paryż dzisiejszy, wkroczyło w czasie średniego eocenu na obszar alpejski, objęło dzisiejsze Włochy, Bałkan i Krym, sięgając zatoką aż po Tatry i Siedmiogród“.

Böhm
str. 10.

„Poznanie fauny rybiej karpackiej, oraz porównanie jej z fauną rybią innych prowincyj europejskich, posłużyć nam może do odcyfrowania stosunków oceanograficznych...“

„W średnim eocenie wkracza na obszar karpacki morze od południa, niosąc z sobą faunę wód ciepłych. Cechują je masowe występowanie grubo-skorupowych otwornic przybrzeżnych z rodzaju *Nummulites*. Morze to, oprócz naszych Karpat, zalało Apeniny, Bałkan, Krym i sięgało zatoką aż po Paryż dzisiejszy“.

Bośniacki
„Kosmos“, XXXVI, str. 887.

„Z drugiej strony wkracza morze północne dwoma lub trzema drogami od Kaukazu, Uralu i Wołgi przez Krym i Ukrainę. Osady tego północnego morza są przeważnie mechaniczne, iły w obszarach nerytycznych, a mało rozmaita fauna ma odrębny swoisty charakter“.

Böhm
str. 11.

„Z końcem górnego eocenu (ludien) wkracza na obszar karpacki morze północne (polarne) dwiema lub trzema drogami: od Kaukazu, Uralu i Wołgi przez Krym i Ukrainę. Osady tego północnego morza są przeważnie mechaniczne, a fauna ma swoisty i odrębny charakter“.

„W górnym eocenie następuje silne regjonalne obniżenie cokółu kontynalnego, zasięg obu oceanów rozszerza się i powstają między nimi mniej lub więcej otwarte połączenia".

„Z konieczności musiały w połączonych tych morzach wytworzyć się prądy dwojakie: borealne, czyli wód zimnych, zmierzające ku południowi, i prądy wód ciepłych, zdążających ku północy".

„Następuje tu silne regjonalne obniżenie cokółu kontynentalnego, zasięg obu oceanów (północnego i południowego) rozszerza się i powstają między nimi mniej lub więcej otwarte połączenia".

„Z konieczności musiały w połączonych tych morzach wytworzyć się prądy dwojakie: wód zimnych, zmierzające ku południowi, i prądy wód ciepłych, zdążające ku północy".

W stosunku do innego autora nie jest p. Böhm też w zupełnym porządku. Mamy na myśli prof. J. Nowaka i jego dzieło „Zarys tektoniki Polski" (Kraków, 1927). Mimo, że dzieło to w wykazie literatury jest podane, to jednak w tekście znachodzimy zdania podobne lub identyczne, niezaopatrzone odpowiednim odnośnikiem. Oto przykłady:

Nowak
str. 60.

„Wzmożona erozja przyległego lądu, jakoteż sedymentacja materjałów grubszych daje się odczuwać odtąd prawie wyłącznie od strony „trzonów" marmaroskiego i tatrzańskiego, gdy reszta dotychczasowych lądów... tonie pod jednolitym płaszczem, osadów przeważnie pelitycznych".

Böhm
str. 10—11.

„Sedymentacja nie ustaje, wszystko prawie tonie pod jednolitym płaszczem osadów pelitycznych, a tylko od strony trzonów: marmaroskiego i tatrzańskiego daje się odczuwać sedymentacja materjałów grubszych".

Nowak
str. 54.

„...wzmaga się z jednej strony wpływ morza, z drugiej zaś strony ożywiają się lądy, dostarczające materjałów terrygenicznych. Atoli to ożywienie dotyczy już w za-

Böhm
str. 13.

„Wpływ tego morza wzmaga się, oraz ożywiają się lądy, dostarczające materjałów terrygenicznych. Lecz to ożywienie dotyczy już w zasadzie innych oko-

sadzie innych okolic niż te, które dostarczały grubych materjałów dla kredy lub eocenu dolnego".

lic niż te, które dostarczyły grubych materjałów dla kredy lub eocenu górnego".

Poprzestańmy już na tem i nie zagłębiajmy się dalej.

* * *

Na podstawie tego krótkiego studjum porównawczego wyrobi sobie Czytelnik o „oryginalnej" pracy p. Böhma swój własny sąd.

Listopad, 1930. *Dr. Zdzisław Pazdro.*

I. P. Voiteşti: „Aperçu synthétique sur la structure des régions Carpathiques". Rivista Muzeului Geologic-mineralogic al Univ. din Cluj. Vol. III, 1929.

Karpaty rumuńskie zbudowane są z dwóch zespołów płaszczowin, powstałych w czasie dwóch paroksyzmów górotwórczych, średniokredowego i pooligoceńskiego. W pierwszym powstały płaszczowiny wewnętrzne, w drugim — fliszowe.

Płaszczowina transylwańska jest najwyższą jednostką w zespole pierwszej grupy. Buduje ona Apuseni, płaty jej widoczne są jeszcze w krystalicznych Karpatach wschodnich, jako skały granitowe z pokrywą mezozoikum, zachowane w synklinach niższej jednostki (bukowińskiej), oraz w Mts. Perşani. W skład płaszczowiny transylwańskiej wchodzi jądro krystaliczne (granity, dioryty, łupki mikowe z granatami, biotytowe, amfibolity), perm, trjas w facji hallstackiej w skrzydle odwróconem i w facji dachsteinskiej w normalnem, lias w facji adneckiej, dogger, malm-neokom w facji wschodnio-alpejskiej, oraz płaty aptu. Korzenie tej płaszczowiny toną w depresji panońskiej.

Płaszczowina bukowińska-Bucegi buduje wschodnią część Apusenów, masyw krystaliczny wschodnich Karpat, masyw Leaota, część masywu Şebeşul, Poiana Rusca i część Banatu na zachód od Roşita—Orawiţa. Tworzą ją: serja fyllitowa z gnejsami, łupki mikowe, amfibolity oraz granit z Mt. Gilau. Mezozoikum rozwinięte głównie w strefie korzeniowej (SE Apuseni) jako trjas hallstacki, margle z Aptychus (neokom?) oraz zlepieńce, margle i wapienie aptu; w partji czołowej (Karpaty południowe) jako wapienie jurajsko-neokomskie (Piatra Craiului-Bucegi) oraz jako skałki trjasu-jury-neokomu na fliszu.

Płaszczowina getycka rozciąga się od gór Perşani aż do Dunaju. W skład jej wchodzą: krystallinikum I-ej grupy (Mrazeca) i granity, w skrzydle normalnem karbon produktywny, verrukano, trjas dolomitowy, lias węglonośny, dogger piaszczysto-wapienny, malm-neokom batjalny; w skrzydle przewróconem, widocznem w oknie Sviniţa: verrukano z tufami i intruzjami porfirów, lias zlepieńcowo-piaszczysty, dogger piaszczysty, malm jako wapienie amonitowe i neokom (płytowe margle niebiesko-szare). Nasunięciu tej płaszczowiny towarzyszą gabra, serpentyny i granity, tworzące osobną płaszczowinę-łuskę Cerna-Baille Herculane-Ratezatul, silnie zlaminowaną, nasuniętą na płaszczowinę granitu Şuşiţa-Paringu, widoczną w oknie Volcan-Paringu, uważanem za autochton (Murgoci). Tę płaszczowinę tworzą granity, dioryty i gnejsy z pokrywą łupków fyllitowych II-ej grupy krystalicznej Mrazeca. Serję osadową tworzy jura nerytyczno-batjalna (głównie łupki czarne liasu). Pod tą jednostką występuje płaszczowina Portes de Fer rozwinięta koło Żelaznej Bramy, utworzona przez gnejsy o strukturze mikrogranitowej, nasunięte na utwory mezozoiczne (piaskowce kwarcytowe liasu (?), tyton i warstwy neokomskie z Sinaia), tworzące najgłębszą serję Karpat południowych.

W strefie fliszowej autor wyróżnia trzy płaszczowiny: płaszczowina Siriu z kredą dolną. senonem i nieco eocenu; płaszczowina Fuzaru (kreda dolna, senon, eocen piaszczysty, jako piaskowce Fuzaru i Tarcau); płaszczowina brzeżna (marginal) z senonem piaszczysto-marglistym i paleogenem w facji brzeżnej.

Wydzielone jednostki w Karpatach rumuńskich łączy autor z płaszczowinami Karpat zachodnich i Alp w sposób następujący: płaszczowiny fliszowe odpowiadają Helwetydom, płaszczowiny głębsze Karpat południowych Pennidom, płaszczowina Bukowińska Gryzonidom, transylwańska Tyrolidom. Płaszczowina Portes de Fer odpowiada płaszczowinom Tessin, Şuşiţa płaszczowinie St. Bernhard-Adula, Cerna-Ratezatul serji Mt. Rosa-Tambo-Suretta, płaszczowinę getycką zaś łączy autor z płaszczowiną wierchową (hochtatrique), tę zaś uważa za ekwiwalent Dent Blanche, względnie Schladminger-Radstätter, które według Stauba należą bądź do Gryzonidów (Radstätter), bądź do Tyrolidów (Schladminger = Silvretta). Płaszczowinę Bukowińską uważa za ekwiwalent płaszczowin reglowych.

Praca ta zwrócona jest przeciwko poglądom szkoły Macovei'a, według której Karpaty rumuńskie nie są górami płaszczowinowemi.

Codarcea Al.: „Note sur la structure géologique de la région de Fer-Bocşa Montana (Banat)". Bull. Sect. Scient. Ac. Roum., 1930.

W obszarze opracowanym autor wydziela dwie grupy łupków krystalicznych, oddzielonych strefą nasunięcia o kierunku NE—SW. Pierwszą grupę budują paragnejsy (pochodne z piaszczysto-ilastych osadów), gnejsy aplitowe, pegmatytowe, injekcyjne i soczewki amfibolitów. Serja ta odpowiada pierwszej grupie krystalicznej Mrazeca. Jest ona nasunięta na grupę drugą, złożoną głównie ze skał zielonych, epigabrów i epidiorytów oraz skał porfirogenicznych. Odpowiada ona drugiej grupie krystalicznej Mrazeca. Serja łupków pierwszej grupy przebita jest od zachodu przez masyw granodiorytów (banatytów) wieku prawdopodobnie kredowo-paleogeńskiego. Ruchy, które spowodowały nasunięcie obu seryj na siebie, są poneokomskie. Serja druga (wschodnia) nasunięta jest na karbon górny.

Według syntezy I. P. Voiteşti utwory omawiane należą do płaszczowiny bukowińskiej. Badania A. Codarcea wskazują, że w Banacie jednostka ta składa się z dwóch seryj na siebie nasuniętych.

Atanasiu I.: „La masse cristalline et les dépôts mezozoiques des monts Haghimaş dans la Transylvanie". Ass. p. l'avanc. de la géol. d. Carpates. Guide des excurs. Bucarest, 1927.

Atanasiu I.: „Études géologiques dans les environs de Tulghes". Ann. Inst. Geol. Rom., Vol. XIII, 1928.

Krystallinikum Haghimaşu rozpada się na dwie grupy krystaliczne: łupki krystaliczne, zmetamorfizowane regjonalnie (fyllity, łupki chlorytowe, kwarcyty, skały porfirogeniczne i t. d.) i skały intruzyjne (granity, dioryty) z aureolą kontaktową (migmatyty, amfibolity, łupki biotytowe z granatami i t. d.) i apofizami (gnejsy), nadto występują tu skały żyłowe (porfiry kwarcowe, diabazy, lamprofiry, spessartyty). Masy granodiorytowe zdają się pływać na epizonie serji metamorficznej, jako resztki płaszczowiny

nasuniętej z SW. Autor nie przyjmuje tej interpretacji, natomiast opierając się na zjawisku, że serja metamorficzna zapada naogół ku E, uważa ją za sfałdowaną ku W. Ponieważ fałdy hercyńskie Dobrudży pn. (nie strefy skał zielonych) i Łysogór są skierowane ku S, sudeckie (według F. E. Suessa) objawiają również nacisk idący z NE, konstruuje Atanasiu łańcuch Ałtaidów (w sensie Suessa), łącząc hercynidy dobruckie z górami Świętokrzyskiemi, masyw wschodnio-karpacki z Sudetami, depresja Babadag odpowiadałaby niecce Nidy, zagórzem tego łańcucha byłaby masa podolska. Kierunki fałdowań skierowane ku W w masywie krystalicznym wschodnio-karpackim są zatem reliktem fałdowań stylu ałtajskiego, przenikających w ten sposób w Karpaty.

Mezozoikum występuje w obrębie „synclinal externe"; serję jego rozpoczynają leżące w transgresji konglomeraty i piaskowce oraz dolomity werfeńskie (przez Uhliga uważane za perm), trjas górny reprezentują wapienie hallstackie, lias łupki w facji z Adnet; dogger leży w transgresji (piaskowce), na nim radiolaryty (kelowej?), warstwy z *Asp. acanthicum* i wapienie, margle i zlepieńce aptu. Na zachodniej krawędzi masywu lężą piaskowce senonu, osady peryferyczne transgresji, która objęła nieckę transylwańską. Osady mezozoiczne są sfałdowane w łuski, obalone, podobnie jak krystallinikum, ku W.

Macovei G. — Atanasiu I.: „Geologische Beobachtungen über das Miozän zwischen dem Siret und dem Nistru in der Bucovina und im nördlichen Bessarabien". Ann. Inst. Geol. Rom., Vol. XIV, 1931.

Torton między Dniestrem a Seretem dzieli się na dwie facje: podolska (litoralna), wykształcona jako zlepieńce, piaski, piaskowce, wapienie litotamniowe, rafowe i gipsy; przedkarpacka, cechująca się osadami marglisto-lastemi, czasem nieco piaszczystemi; facja ta od południa graniczy z miocenem sfałdowanym, przylegającym bezpośrednio do Karpat, nieco bardziej brzeżnym (zlepieńce, gipsy, sól). Facja podolska różnicuje się na kilka podrzędnych facyj, szerzących się ku SE, od W ku E biegną tu kolejno facje: gipsowa, prerecifalna, rafowa i przybrzeżna. W górnym poziomie facji przedkarpackiej występują formy odpowiadające poziomowi bugłowskiemu, natomiast w poziomach

wyższych obu facyj znajdują się formy, których w buglovianie całkiem brak.

Ze studjum granicy tortonu i sarmatu wynika, że buglovianu brak, a sarmat pod postacią wapieni oolitowych (piętro wołyńskie) leży w transgresji na tortonie (według Łaskarewa na Wołyniu to piętro również leży w transgresji).

Obie facje tortonu rozgranicza linja Berdo-Narol (Teisseyre), która ku SE zanika. Torton wykazuje silne sfałdowanie w strefie przylegającej do fliszu, pewne objawy fałdowań dadzą się wykazać również w dalszej części strefy przedkarpackiej.

I. P. Voitesti: „Quelques nouvelles donnés sur la genèse du pétrole des régions Carpathiques Roumaines". Rivista Muzeului Geologic-mineralogic al Univ. din Cluj., Vol. IV, 1930.

Po omówieniu głównych rysów geologicznych Karpat rumuńskich i hypotez, dotyczących powstawania ropy karpackiej, autor ustala trzy tezy, rządzące stosunkiem ropy do warunków geologicznych w Karpatach rumuńskich:

1) Ropa występuje w osadach geosynklinalnych, które nie uległy większemu metamorfizmowi.

2) Skały bitumiczne nie zawierają złóż ropnych, które znajdują się w skałach porowatych, gdzie dostały się przez migrację.

3) Ropa wykazuje niezawisłość od facji formacyj geologicznych, stoi natomiast w związku z dyslokacjami tektonicznemi, należącemi do fałdowań młodych.

Pod wpływem metaformizmu regjonalnego (w sensie Hauga), resztki organiczne, przedewszystkiem roślinne, pod działaniem temperatury i ciśnienia ulegają destylacji naturalnej. Skałami macierzystemi dla ropy mogą być wszelkie osady geosynklinalne, o ile odpowiadają tym warunkom. Pod wpływem ruchów orogenicznych, pęknięciami i uskokami ropa wędruje do innych skał i magazynuje się w nich, jeżeli są dostatecznie porowate.

Na przykładzie dwóch antyklin roponośnych w Oltenii (Sacelul i Magura Slatioarei), z któremi wiążą się także diapiry solne, autor wykazuje, że występowanie ropy w nich jest związane z jednej strony z resztkami roślinnemi (głównie alg) rozsianemi w osadach marglistych mio-pliocenu, z drugiej strony

z potężnem ciśnieniem, spowodowanem w czasie ruchów górotwórczych przez nacisk mas solnych diapirowych; dzięki temu ciśnieniu substancja organiczna przeszła w węglowodory. Analogiczne przykłady podaje z Transylwanji. Według autora 80% światowej ropy pochodzi z wypiętrzeń i siodeł z solnem jądrem diapirowem.

Marjan Książkiewicz.

Sprawozdanie

z działalności Polskiego Towarzystwa Geologicznego

w roku administracyjnym 1929/30.

Polskie Towarzystwo Geologiczne, stanąwszy w rzędzie najpoważniejszych towarzystw naukowych w Polsce, nietylko utrzymuje się nadal na tym poziomie, ale konsekwentnie się rozwija.

Druk VI tomu „Rocznika Polskiego Towarzystwa Geologicznego“ został ukończony w maju r. 1930. Koszta jego pokryła subwencja otrzymana z Ministerstwa Wyznań Religijnych i Oświecenia Publicznego oraz subwencja Rady Zjazdu Przemysłowców Górniczych i Hutniczych w Dąbrowie, dzięki której Polskie Towarzystwo Geologiczne mogło wydać barwną mapę reglowego pasa Tatr. „Rocznik“ ten przesłany został 59 instytucjom i towarzystwom naukowym zagranicznym, z których 42 przesyłają w zamian swoje wydawnictwa. Nie wysłano natomiast „Rocznika“ do tych instytucyj, które posiadają własne publikacje, jednak stosunków wymiennych z Pol. Tow. Geol. nie nawiązały. W kraju otrzymało „Rocznik“ 54 instytucje. Dzięki uzyskanej dalszej subwencji Min. W. R. i O. P. przystąpiło Pol. Tow. Geol. do druku tomu VII-go. Liczba członków wzrosła w tym roku do 155.

Polskie Towarzystwo Geologiczne w Krakowie odbyło 11 posiedzeń naukowych:

24. XI. 1929. Dr. M. Książkiewicz: „Z geologji wschodniej Tracji“. 1. XII. 1929. Dr. J. Premik: „Z geologji środkowej Albanji“. 8. XII. 1929. Prof. dr. J. Lewiński: „Morfologja i geologja południowej Afryki“. 15. XII. 1929. Prof. dr. R. Kettner: „O budowie centralnych Karpat słowackich, zwłaszcza Niżnich Tatr“. 19. I. 1930. Prof. dr. W. Goetel: „Wrażenia geologiczne z podróży po Afryce“. 9. II. 1930. Dr. J. Premik: „Dyskusja nad programem nauczania przyrody w szkole wydziałowej i gim-

nazjum niższem". 16. II. 1930. Prof. dr. J. Nowak: „O budowie paleozoikum podolskiego". 2. III. 1930. Prof. dr. W. Szafer, dr. E. Passendorfer, dr. J. Lilpop, dr. J. Premik, dr. K. Piech: „O utworach interglacjalnych w Olszewicach, Bedlnie, Szczercowie, Strobinie i Konopicy". 11. V. 1930. Doc. dr. S. Zuber: „Najnowsze rezultaty badań w Albanji". 19. V. 1930. Doc. dr. S. Zuber: „Zagadnienia paleogeograficzne południowo-wschodniej Europy".

Na jubileuszowym Kongresie Francuskiego Towarzystwa Geologicznego, który odbył się w lipcu 1930 r. w Paryżu, reprezentował Pol. Tow. Geol. p. doc. dr. Czesław Kuźniar. Ponadto wielu członków Pol. Tow. Geol. wzięło udział w posiedzeniach i wycieczkach tego Kongresu.

Zjazd Pol. Tow. Geol. w r. 1930 w Zakopanem zgromadził nietylko znaczną liczbę członków, ale także wielu gości z Czechosłowacji i Belgji. Organizacją jego zajął się p. prof. dr. Walery Goetel.

Dnia 22 lipca odbyło się Walne Zebranie Pol. Tow. Geol. Przewodniczący prof. dr. Jan Nowak powitał gości z Czechosłowacji i Belgji, następnie poświęcił kilka słów pamięci długoletniego bibljotekarza P. T. G. ś. p. Kazimierza Hałacińskiego. Walne Zebranie uczciło pamięć jego przez powstanie.

Zkolei wygłosił prof. dr. W. Goetel referat na temat geologji Tatr, poczem Walne Zebranie przystąpiło do zwykłych obrad.

Prezes Pol. Tow. Geol. prof. dr. Jan Nowak przedłożył sprawozdanie z działalności Zarządu, następnie odczytali swe sprawozdanie sekretarz i skarbnik. Odczytano również sprawozdanie Oddziału Lwowskiego P. T. G. Na wniosek Komisji Rewizyjnej uchwaliło Walne Zebranie absolutorjum ustępującemu Zarządowi. Przystąpiono do wyboru nowego prezesa, którym został wybrany jednogłośnie prof. dr. Nowak. Również Wydział wybrany został ponownie ten sam: prof. inż. Karol Bohdanowicz zast. prezesa, prof. dr. Jan Jarosz skarbnik, dr. Kamila Skoczylas-Ciszewska sekretarz i członkowie Zarządu: prof. dr. Walery Goetel, inż. dr. Ludwik Kowalski, prof. dr. Stefan Kreutz, doc. dr. Czesław Kuźniar, prof. dr. Zygmunt Rozen i prof. dr. Jerzy Smoleński. W skład Komisji Rewizyjnej weszli: doc. dr. Stanisław Zuber i dr. Józef Premik.

Walne Zebranie uchwaliło odbyć następny Zjazd w Krakowie jako w 10-tą rocznicę założenia Polskiego Tow. Geologicznego.

Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatrach w roku 1930.

W Zjeździe Pol. Tow. Geol. w roku 1930, odbytym w myśl uchwały poprzedniego Zjazdu (pienińskiego) w Tatrach, wzięli liczny udział geologowie tak polscy (około 40), jak czeskosłowaccy (10). Wśród tych ostatnich pojawili się, pod kierownictwem prof. dr. Kettnera z Pragi, wszyscy niemal geologowie, pracujący w Karpatach, jak dr. Matejka, dr. Kodym, dr. Andrussow, dr. Koutek, dr. Zaruba-Pfeffermann, i i. Wśród geologów polskich wzięli udział pod przewodnictwem prezesa Pol. Tow. Geol. prof. dr. Jana Nowaka, prof. Bohdanowicz, W. Friedberg, W. Goetel, S. Kreutz, M. Limanowski, E. Romer, Z. Weyberg, dr. F. Rabowski, dr. E. Passendorfer, dr. S. Sokołowski i i. Organizację Zjazdu przeprowadził prof. W. Goetel. Dla uczestników Zjazdu zostały wydane przez Pol. Tow. Geol. osobne publikacje, a to: 1) Przewodnik dla wycieczki w trzonie krystalicznym tatrzańskim prof. S. Kreutza, który sporządził również dla tego celu specjalną rękopiśmienną mapę trzonu (opublikowany w Roczniku Pol. Tow. Geol. 1930, tom VII), 2) Przewodnik dla wycieczki po serji wierchowej dr. F. Rabowskiego z 4 profilami, odbitemi litograficznie (opublikowany w Roczniku Pol. Tow. Geol. 1930, tom VII), 3) Tektonika serji reglowej okolicy Zakopanego, prof. W. Goetla i dr. S. Sokołowskiego, z 1 mapą geologiczną, 8 tablicami profilowemi i fotografjami oraz 3 rysunkami (opublikowane w roczniku Pol. Tow. Geol., 1929, tom VI).

W pierwszym dniu Zjazdu dnia 20 lipca udali się uczestnicy do Doliny Chochołowskiej, gdzie w górnem wschodniem odgałęzieniu doliny, t. zw. Dolinie Staroroboci ańskiej, odbyto wycieczkę w trzon krystaliczny pod przewodnictwem prof. S. Kreutza. Zapoznano się z głównemi typami granitów, stosunkiem granitów do łupków krystalicznych oraz występowaniami rud, niegdyś eksploatowanych w tej okolicy. Szczególnie żywą dyskusję wzbudził problem autochtonizmu, czy też nasunięcia trzonu krystalicznego, przyczem materjały, przedstawione z Tatr przez prof. S. Kreutza oraz tymczasowa mapa trzonu krystalicznego zdają się wyraźnie wskazywać na fakt silnych przesunięć trzonu.

W drugim dniu wycieczki zbadano pod przewodnictwem F. Rabowskiego i W. Goetla klasyczny przekrój wzdłuż

grzbietu, okalającego od wschodu Dolinę Kościeliską. Począwszy od Kirów Miętusich przeszli uczestnicy kolejno serję reglową, bardzo silnie sfałdowaną i wytłoczoną, następnie skomplikowaną łuskę tektoniczną Upłazu Miętusiego, zkolei weszli na obszar fałdów wierchowych, oglądając je we wspaniałej panoramie Doliny Małej Łąki i górnych Kotłów Miętusich. W drodze powrotnej zapoznali się z budową tektoniczną i składem płatu reglowego na Gładkiem, poczem nastąpił powrót przez Dolinę Kościeliską. Teren ten, dzisiaj jeden z najbardziej szczegółowo zbadanych w Tatrach, który stanowił niegdyś przedmiot żywych sporów pomiędzy zwolennikami koncepcji budowy Tatr Uhlig'a, a zwolennikami teorji płaszczowinowej i stał się kluczem do poznania tektoniki Tatr, obudził gorące zainteresowanie uczestników Zjazdu.

W trzecim dniu Zjazdu, przedpołudniem, odbyło się Walne Zgromadzenie Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Po załatwieniu normalnego porządku dziennego Zjazdu, wygłosił prof. Goetel referat o „Dzisiejszych problemach geologji Tatr", przedstawiając kolejno najważniejsze zagadnienia z tektoniki, stratygrafji i kartografji Tatr oraz zaznaczając główne problemy z petrografji i morfologji tatrzańskiej. Nad referatem rozwinęła się żywa dyskusja, w której brali udział również koledzy czechosłowaccy.

Po zbiorowem śniadaniu, odbytem w serdecznym nastroju w hotelu „Bristol", udali się uczestnicy Zjazdu popołudniu na Antałówkę, skąd prof. E. Romer objaśniał główne zagadnienia z morfologji Tatr na podstawie swego ostatniego monograficznego dzieła, a prof. M. Limanowski przedstawił swe poglądy na budowę i genezę rowów podtatrzańskich. Następnie zwiedzono kamieniołom pod Capkami, przyczem o budowie i składzie tamtejszego kompleksu eoceńskiego udzielali objaśnień prof. S. Kreutz, W. Goetel i dr. S. Sokołowski.

Czwartego dnia odbyto wycieczkę w serję reglową okolicy Zakopanego pod przewodnictwem prof. W. Goetla i dr. S. Sokołowskiego. Wycieczka przeszła dnem Doliny Strążyskiej, zapoznając się z przekrojem przez dwie główne dygitacje górne reglowe i studjując budowę dzielących je mas synklinalnych. Pod Gewontem dotarli uczestnicy do serji wierchowej, gdzie dr. E. Passendorfer zademonstrował najbogatsze w skamieniałości miejsce występowania gault'u wierchowego w Dolinie Wielkiej Równi. Następnie udano się zboczami Suchego Wierchu na Przełęcz Czerwoną, z jej kompletnem powtórzeniem mas synklinalnych

kajprowo-retycko-liasowych. Stąd przez szczyt Małej Świnicy i grzbiet nad Dol. Białego zeszli uczestnicy Zjazdu do Doliny Ku Dziurze, studjując budowę interesującej dygitacji Spadowca, a wreszcie w przekroju dnem Doliny Ku Dziurze przecinając komplikację w masach synklinalnych północnych.

Piąty i ostatni dzień wycieczki poświęcony był kolejnemu studjum serji reglowej od Kuźnic do Hali Królowej, przyczem zapoznano się ze stratygrafją serji trjasowo-liasowych, następnie serji wierchowej w grupie Kopy Magóry z jej silnemi wytłoczeniami i sfałdowaniami, a wreszcie trzonowi krystalicznemu i morfologji glacjalnej w okolicy Czarnego Stawu Gąsienicowego. Objaśnień udzielali pp. W. Goetel, S. Kreutz, F. Rabowski i S. Sokołowski.

Przez cały czas wycieczki trwająca piękna pogoda, uwidaczniająca wielkie walory naukowe i piękno krajobrazu Tatr, przyczyniła się do wywarcia tem głębszego wrażenia na wszystkich uczestników Zjazdu.

Po wycieczce zakopiańskiej udało się kilkunastu uczestników Zjazdu na zaproszenie kolegów czeskosłowackich na wycieczkę w Niżnie Tatry, zorganizowaną przez prof. R. Kettnera.

Pod doskonałem kierownictwem kol. R. Kettnera i jego współpracowników zapoznaliśmy się w pięciodniowej wycieczce z budową geologiczną głównych serji osadowych Niżnich Tatr oraz trzonem krystalicznym, z głębokiem uznaniem śledząc bardzo poważne wyniki w skartowaniu geologicznem, tektonice i stratygrafji Niżnich Tatr, jakie osiągnęli koledzy czeskosłowaccy w ciągu zaledwie kilku lat, jakie upłynęły od chwili, kiedy rozpoczęli prace nad tym terenem.

Wycieczka miała szczególne znaczenie dla wszystkich jej uczestników, którzy pracują w Tatrach Wysokich, gdyż umożliwiła naoczne porównanie budowy geologicznej obu głównych utworów zachodnio-karpackich gór trzonowych. Całość Zjazdu P. T. G. 1930, wraz z wycieczką w Niżnie Tatry, zaświadczyła ponownie o dodatniej roli, jaką dla zbadania geologicznego Karpat odgrywa pięknie rozwijające się porozumienie naukowe z naszymi kolegami czechosłowackimi.

Walery Goetel.

SPRAWOZDANIE KASOWE
skarbnika Polskiego Towarzystwa Geologicznego za rok administracyjny 1929/30.

Dochód:	zł.
Pozostałość z r. 1928/29	737·47
Zasiłki Min. W. R. i O. P. na druk „Rocznika“	9.000·—
Subwencja Rady Zjazdu Przemysłowców	1.500·—
Wkładki członków	1.099·35
Za sprzedane egzemplarze „Zarys tektoniki“ prof. Nowaka	65·—
Dar bezimienny	160·03
Za sprzedane egzemplarze „Rocznika P. T. G.“	78·—
Razem	12.639.85

Rozchód:	
Druk VI Tomu „Rocznika P. T. G.“	7.716·10
Druk mapy do pracy W. Goetla i S. Sokołowskiego w Książnicy-Atlas	3.148·23
Zakupno maszyny do pisania	650·—
Wydatki sekretarza	374·25
Za tłumaczenie referatów dyluwjalnych na język angielski	110·—
Opłaty manipulacyjne	5·25
Razem	12.187·43

Zestawienie:	
Dochód:	12.639·85
Rozchód:	12.187·43
Pozostałość	452·42
Z czego na koncie w P. K. O.	389·42
W kasie u skarbnika	63·—

Prof. dr. Jan Jarosz
skarbnik P. T. G.

Komisja Rewizyjna dnia 10 lipca 1930 r. sprawdziła wszystkie pozycje dochodów i rozchodów i stan kasy z poszczególnemi dowodami, stwierdzając zgodność odnośnych pozycyj.

Kraków, dnia 10 lipca 1930 roku.

Dr. Józef Premik.

Sprawozdanie administracyjne za rok 1931 zostanie umieszczone w tomie VIII. Rocznika.

Spis zagranicznych czasopism perjodycznych bibljoteki Pol. Tow. Geol., otrzymywanych drogą wymiany.

Argentyna.

Anales de la Sociedad Cientifica Argentina, T. CVI, 1928 i nast.

Belgja.

Annales de la Société Géologique de Belgique, 1924, T. XLVI i nast.
— de la Société Géologique de Belgique, Publications relatives au Congo et régiones voisines, 1922, livr. 2 i nast.
Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paleontologie et d'Hydrologie, Vol. XXXII, 1922 i nast.
Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvaine, Tome I, 1913 i nast.
— de la Société Géologique de Belgique, 1924—25.

Chiny.

Bulletin of the Geological Society of China, VIII, nr. 4, 1929 i nast.
— of the Geological Survey of China, nr. 14, 1930 i nast.
Explanation of the Geological Map of China, Sheet Nanking-Kaigeng, 1929.

Czechosłowacja.

Knihovna Státniho Geologického Ustavu, Sv. I, 1921 — IX, 1925.
Sbornik Státniho Geologického Ustavu, Sv. II, 1921 — VI, 1926.
— Muzealnej Slovenskiej Spolecnosti, T. XX, 1926 i nast.

Danja.

Meddelelser fra Dansk Geologisk Forenig, Bd. XI, 1925 i nast.

Finlandja.

Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, Compte rendu de la Soc. Géolog. de Finlande, Vol. I, 1929 i nast.

Francja.

Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, Vol. LXXII, 1925 i nast.
Annales Soc. Géol. du Nord, Vol. XLVII, 1922 i nast.
Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, T. I.
Mémoires du Service de la Carte d'Alsace et de Lorraine, Nr. 2 i nast.

Italja.

Bolletino del R. Ufficio Geologico d'Italia, Vol. XLIX, Nr. 1—5, 10—11. L, 1925 i nast.

— della Società Geologica Italiana, Vol. VLII, fasc. 3, 1923 i nast.

Japonja.

Bulletin of the Imperial Geological Survey of Japan, Vol. XXV — 1922, XXVI — 1922.

Text Explanatory of the Geological map of Japan, Sheet 110, 262, 233, 166 — 1924, 98 — 1926, 99, 220 — 1927.

Report, Imperial Geological Survey of Japan, Nr. 90 — 1924, 93—94 — 1925, 96 — 1927 i nast.

Jugosławja.

Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique, T. VII, fasc. 2, 1923 i nast.

Annuaire Seismiques, Beograd, Vol. VI, 1929 i nast.

Estonja.

Publicationes Instituti Universitatis Dorpatensis Geographici, Nr. 12—14, 1926.

Sitzungsberichte der Naturforscher Gesellschaft bei der Univ. Tartu, Bd. XXXVI, 1929 i nast.

Meksyk.

Anales del Instituto Geologico de Mexico, T. I, 1917 i nast.

Boletin, Instituto Geologico de Mexico, Nr. 40 — 1923, 43 — 1924 i nast.

Niemcy.

Abhandlungen aus dem geologisch-palaeontologischen Institut der Universität Greifswald, Bd. II — 1923, III — 1925, VIII — 1930.

— des Sächsischen Geologischen Landesanstalt, H. V — 1927.

Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br., Bd. XXIX 1929.

Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines. Bd. XIX—1930 i nast.

Mitteilungen aus dem Mineralogisch-Geologischen Staatsinstitut in Hamburg, H. VI — 1924, VIII—1296, X — 1928 i nast.

Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt, V Folge, H. VII—1924 i nast.

Senckenbergiana. Wissenschaftliche Mitteilungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft in Frankfurt a. M., Bd. III — 1920 i nast.

Stany Zjednoczone A. P.

Bulletin, Illinois State Geological Survey, Nr. 46, 48, 54, 55, 56.

— of the American Museum of Natural History, Vol. XLII: Art. 2, 3, 16, XLIV: Art. 4—13, 19, XLVI: Art. 4, 6, 7, 10, 13, XLVIII: Art. 3, 4, 5, 8, 10, 12, 13, 16, 17, 18. 19, L: Art. 1, 2, LI: Art. 1—6, 9, LII: Art. 1—4, 6—9, LIX: Art. 1, 2, 3.

Collections, Smithsonian Miscellaneons, r. 1927 i nast. (różne numery).
Novitates, American Museum, Nr. 1, 10, 11, 13, 14, 28, 34, 35, 37, 41, 42, 49, 51—53, 62, 72, 73, 77, 78, 89, 91—93, 95, 97—99, 101, 102, 104, 111, 112, 117, 119, 127, 129, 131, 134—137, 144—147, 150, 152, 153, 155, 156, 173, 198, 199, 215, 219, 221, 222, 225, 227, 238, 244, 267—269, 283, 289, 297, 298, 301—303, 307, 311, 312, 323, 328—331, 333, 344, 345, 353, 354, 372, 374, 376, 385, 387, 389, 390, 393—395, 401, 406, 407.
Memoirs of the American Museum of Natural History, New Series, Vol. III, Pt. II—III (1920—21).
Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, Vol. LXXVI, 1924—LXXIX, 1927, LXXXI, 1929.
Report, Smithsonian, 1927 i nast. (różne numery).
— of Investigations, Illinois State Geol. Survey, nr. 19, 1929 i nast.
Year Book of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, 1924 i nast.

Szwajcarja.

Bulletin de la Société Neuchateloise de Géographie, T. XXIX, 1920 i nast.
Compte-rendu des séances de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Geneve, Vol. XLV, 1928 i nast.

Węgry.

Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Länder der Ungarischen Krone.
Geologica Hungarica, Series geologica, T. I, 1914 i nast. Series paleontologica, T. I, 1928 i nast.
Jahresbericht der kgl. Ungarischen Geologischen Reichsanstalt, Jg. 1916.
Mitteilungen aus dem Jahrbuche der kgl. Ung. geolog. Reichsanstalt, Bd. XXII, 1916.
— der berg- und hüttenmännischen Abteilung an der kgl. Ungar. Hochschule für Berg- und Forstwesen zu Sopron, Jg. 1929 i nast.
Publikationen der Ungar. geolog. Reichsanstalt. (różne tomy).

Wielka Brytanja.

a) **Anglja.**

Abstracts of the Proceedings of the Geological Society of London, r. 1922, Nr. 1091 i nast.
Memoirs, Geol. Survey of England and Wales, r. 1926 i nast.
— Geol. Survey of England and Wales, Explanation of Sheet, r. 1924 i nast.
— Water-Supply, Geol. Survey of England and Wales, r. 1925.
— Wells and Springs, Geol. Survey of England and Wales, r. 1926 i nast.
— of the Geol. Survey of Great Britain, Vol. I, p. 5, III, p. 1, 1928.
Report Special... on the Mineral Resources of Great Britain, Vol. VIII, X, XXVIII, XXIX, XXX, XXXI.
Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain, r. 1923 i nast.

b) **Szkocja.**

Memoirs of the Geological Survey of Scotland, r. 1924 i nast.
— of the Geological Survey of Scotland, Economic Geology of the Coalfield, Ar. I, II, V, VI.

Z. S. R. R.

Travaux de la Société des Naturalistes de Leningrad. C. R. des séances: od Vol. LV, 1925, Section de Géologie et de Mineralogie, Vol. LIV, 1924 i nast.

SPIS

członków Polskiego Towarzystwa Geologicznego

według stanu z dnia 31. XII. 1930 r.

1. Adamiak Leopold inż., referendarz Urzędu Górniczego, Drohobycz.
2. Anczyc Władysław dr., Kraków.
3. Arctowski Henryk dr., prof. U. J. K., Lwów.
4. Bieda Franciszek dr., asyst. U. J., Kraków, Grodzka 53.
5. Bohdanowicz Karol inż., prof. Akad. Górn., Kraków.
6. Böhm Bolesław, Lwów, Długosza 8.
7. Bujalski Bolesław dr., geolog P. I. G., Stanisławów, Matejki 27.
8. Bukowski Gejza dr., Bochnia, 3-go Maja 550.
9. Buzek Karol, inspekt. szk., Cieszyn.
10. Chrobak Ludwik dr., asyst. U. J., Kraków, Gołębia 11.
11. Cizancourt Marja de, dr., Paryż VIII, 63 Av. Victor Emmanuel.
12. Czarnocki Jan, geolog P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
13. Czarnocki Stefan inż., st. geolog P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
14. Czyżewski Juljan dr., adj. U. J. K., Lwów, Zakład Geograficzny.
15. Drobniak Franciszek inż., prof. Akad. Górn., Kraków, Al. Mickiewicza 30.
16. Dylążanka Marja dr., prof. gimn., Kraków, Franciszkańska 1.
17. Fleszar Bolesław inż., Borysław, Stacja Geologiczna.
18. Formulewiczowa Irena, Łotwa, Ludza, Pasta Kasta 28.
19. Friedberg Wilhelm dr., prof. U. J., Kraków, Grodzka 53.
20. Fudakowski J. dr., kusztosz Kom. Fiz. A. U., Kraków, Sławkowska 17.
21. Gadomska Hanna dr., asyst. Uniw., Poznań, Słowackiego 4—6.
22. Gaweł Antoni dr., asyst. U. J., Kraków, Gołębia 11.
23. Gawlik Tadeusz inż., kierownik kopalni nafty, Borysław, „Karpaty".
24. Gawliński Michał, urzędnik techn., Borysław, „Limanowa".
25. Goblot Henryk inż.
26. Goetel Walery dr., prof. Akad. Górn., Kraków, Szlak 4.
27. Górka Henryk inż., topograf Stacji Geol., Borysław.
28. Halicki Bronisław dr., geol.-asyst. P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
29. Hennig Władysław, dyrektor Tow. „Standard-Nobel", Borysław.
30. Hirszberg Franciszek dr., Łódź, Zielona 8.
31. Hołub Jan dr., radca górn., Drohobycz, Urząd Górniczy.
32. Horbulewicz Leonard, prof. gimn., Borysław, Gimnazjum.
33. Horwitz Ludwik dr., geolog P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
34. Iwanowski Marjan, asyst. U. S. B., Wilno, Zakład Miner.
35. Jabłoński Eugenjusz dr.
36. Jarosz Jan dr., prof. Akad. Górn., Kraków, Zyblikiewicza 5.
37. Jaskólski Stanisław dr., doc. Akad. Górn., Kraków.
38. Jurczyński Juljusz, prof. gimn., Łódź, Dzielna 5.
39. Kamieński Marjan dr., asyst. U. J. K., Lwów, Mikołaja 4.
40. Karasińska Marja, Kraków, Radziwiłłowska 4.

41. Karolewicz Wiktor dr., asyst. U. S. B., Wilno, Zakład Geol.
42. Kokoszyńska Bronisława dr., asyst. U. J. K., Lwów, Długosza 8.
43. Konicówna Stefanja dr., prof. gimn., Łódź, Zawadzka 1.
44. Konior Konrad dr., geolog, Kraków, Kołłątaja 11.
45. Kornacewicz Witold inż., Bochnia, Salina.
46. Kossowska Iza, Przemyśl, Grodzka 15.
47. Kowalczewski Józef inż., dyrektor kop. „Gazolina", Daszawa k. Stryja.
48. Kowalski Ludwik dr. inż., Kraków, Tarłowska 5.
49. Kozłowski Leon dr., prof. U. J. K., Lwów.
50. Kozłowski Roman dr., prof. Uniw. Warszawa.
51. Krajewski Stanisław dr., geolog, Warszawa, Rakowiecka 4.
52. Kreutz Stefan dr., prof. U. J., Kraków, Gołębia 11.
53. Krukierek Jędrzej, pos. sejm., Krosno.
54. Książkiewicz Marjan dr., asyst. U. J., Kraków, św. Anny 6.
55. Kubijowicz Włodzimierz dr., doc. U. J., Kraków, Zamojskiego 1.
56. Kuhl Jan dr., asyst. Akad. Górn., Kraków, Al. Mickiewicza 30.
57. Kułakowski Henryk inż., dyrektor fabr. sody „Solway", Borek Fałęcki.
58. Kuźniar Czesław dr., st. geolog P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
59. Kuźniar Wiktor dr., adj. U. J., Kraków, św. Anny 6.

60. Lencewicz Stanisław dr., prof. Un., Warszawa, N. Zjazd 5.
61. Lewiński Jan dr., prof. Uniw., Warszawa, Zakład Geol.
62. Limanowski Mieczysław dr., prof. U. S. B., Wilno.

63. Łoziński Walery dr., prof. U. J., Kraków, Wolska 14.
64. Łuniewski Adam dr., kustosz Zakładu Geol., Warszawa, Uniw.

65. Makowski Arnold dr., inż., geolog P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
66. Małkowski Stanisław dr., geolog P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
67. Markiewicz Aleksander dr., nacz. Urz. Górn., Drohobycz.
68. Maślankiewicz Kazimierz dr., asyst. U. J., Kraków, K. Olszewskiego 2.
69. Małkowski Jan inż., referend. Urz. Górn., Drohobycz.
70. Mazurek Alojzy dr., geolog P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
71. Meyer Antoni dr., inż., dyr. Wyższ. Urz. Górn., Kraków, Karmelicka 38.
72. Mieczyński Tadeusz, dyr. Państw. Inst. Roln., Puławy.
73. Morozewicz Józef dr., dyr. Państw. Inst. Geol., Warszawa, Rakowiecka 4.
74. Müller Antoni inż., Kraków, Krowoderska 53.

75. Naturski Jan inż., Kraków, Straszewskiego 27.
76. Negrusz K. A. inż., nacz. Urz. Górn., Kraków, Senatorska 3.
77. Nechay Wiktor dr., asyst. U. J. K., Lwów.
78. Niemcówna Stanisława dr., prof. gimn., Kraków, Szopena 19.
79. Nieniewski August inż., Polanka-Karol k. Krosna.
80. Niewiestin Aleksander dr., asyst. Akad. Górn., Kraków, J. Lea 47.
81. Niezabitowski Edward dr., prof. Uniw., Poznań.
82. Nowak Jan dr., prof. U. J., Kraków, Wolska 14.

83. Obtułowicz Jerzy inż., „Pionier", Lwów, L. Sapiehy 3.
84. Opolski Zdzisław dr., prof. Liceum, Krzemieniec.

85. Panow Eugenjusz, asyst. Akad. Górn., Kraków, Al. Mickiewicza 30.
86. Paraszczak Stanisław inż., dyr. Tow. „Małopolska", Borysław.
87. Passendorfer Edward dr., prof. Un., Poznań, Słowackiego 4—6.
88. Pawłowski Stanisław dr., prof. Un., Poznań, Wjazdowa 3.
89. Pazdro Zdzisław dr., asyst. U. J. K., Lwów, Długosza 8.
90. Pazdrowa Olga dr., Lwów, Długosza 8.
91. Piech Kazimierz dr., doc. U. J., Kraków, Al. Mickiewicza 21.
92. Pierściński Juljan inż., dyr. oddz. kop. „Polmin", Drohobycz.
93. Piwowar Adam dr., prof. Szkoły Górn., Dąbrowa Górnicza.
94. Polaczkówna Marja dr., Lwów, Gołąba 7.
95. Premik Józef dr., geolog-adj. P. I. G., Kraków, św. Anny 6.

96. Rabowski Ferdynand dr., geolog P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
97. Radziszewski Paweł dr., prof. U. S. B., Wilno.

98. Rarutkiewicz Helena, naucz., Borysław, szkoła powsz.
99. Rogala Wojciech dr., prof. U. J. K., Lwów, Długosza 8.
100. Rogala Jan, asyst. Polit., Lwów, L. Sapiehy 12.
101. Romer Eugenjusz dr., prof. U. J. K., Lwów.
102. Rozen Zygmunt dr., prof. Ak. Górn., Kraków, P. Michałowskiego 6.
103. Różkowska Marja dr., asyst. Uniw., Poznań, Słowackiego 4—6.
104. Różycki Feliks dr., Warszawa, Marszałkowska 33.
105. Różycki Stefan, Warszawa, Uniw. Zakład Geol.
106. Rutkowski Feliks dr., geolog. P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
107. Rydzewski, Bronisław dr., prof. U. S. B, Wilno.
108. Samsonowicz Jan, geolog P. I. G., Warszawa, Rakowiecka 4.
109. Sielawa Wiktor inż., kop. „TESP", Kałusz.
110. Siemiradzki Józef dr., prof. U. J. K., Lwów, Długosza 8.
111. Skoczylas-Ciszewska Kamila dr., Michałkowice, G. Śląsk.
112. Skoczylas Stanisław inż., prof. Ak. Górn., Kraków, Zyblikiewicza 5.
113. Skołozdrówna Zofja, Lwów, Piekarska 3.
114. Smoleński Jerzy dr., prof. U. J., Kraków, Groble 8.
115. Smulikowski Kazimierz dr., asyst. Polit., Lwów, L. Sapiehy 12.
116. Sokołowski Stanisław dr., geolog-asyst. P. I. G., Kraków, Dietlowska 86.
117. Stroński Fortunat dr., prof. gimn. Lwów, Długosza 8.
118. Strzetelski Jerzy inż., Jasło.
119. Syniewska Janina dr., asyst. Polit., Lwów, L. Sapiehy 12.
120. Świderski Bohdan dr., doc. U. J., Warszawa, Widok 5.
121. Świdziński Henryk dr., asyst. Un., Warszawa, Rakowiecka 4.
122. Szafer Władysław dr., prof. U. J., Kraków, Lubicz 46.
123. Szerauc Leopold, dyr. Tow. „Limanowa", Borysław.
124. Teisseyre Wawrzyniec dr., prof. Polit., Lwów, L. Sapiehy 12.
125. Teisseyre Henryk dr., Lwów, Karpińskiego 9.
126. Teisseyre Julja, Lwów, Karpińskiego 9.
127. Thugutt Stanisław J. dr., prof. Uniw., Warszawa.
128. Tokarski Juljan dr., prof. Polit., Lwów, L. Sapiehy 12.
129. Tołwiński Konstanty dr., kierownik Stacji Geol., Borysław.
130. Tranier Lucjan, Borysław, „Karpaty".
131. Trnobransky Alojzy, geolog, Borysław, „Małopolska".
132. Turnau Marja dr., asyst. Polit., Lwów, Ujejskiego 1.
133. Wdowiarz Jan, dr., asyst. Polit., Lwów, L. Sapiehy 12.
134. Wegner Stefan, geolog, Polanka-Karol, „Małopolska".
135. Weigner Stanisław dr., geolog, Lwów, Dąbrowskiego 4.
136. Weyberg Zygmunt dr., prof. U. J. K., Lwów, Mikołaja 4.
137. Windakiewicz Edward inż., Kraków, Salwator, Anczyca 5.
138. Wiśniowski Tadeusz dr., em. prof. Polit., Warszawa, Raszyńska 58.
139. Witkiewiczowa Marja dr., Lwów, Ujejskiego 1.
140. Wójcik Kazimierz dr., prof. Uniw. Poznań.
141. Wołłosowicz Stanisław, Warszawa.
142. Wyszyński Mieczysław inż., dyr. Tow. „Małopolska", Borysław.
143. Wyszyński Otto dr., Lwów, Mikołaja 23, „Pionier".
144. Zabłocki Jan dr., asyst. U. J., Kraków, Al. Mickiewicza 23.
145. Zajączkowski Władysław inż., dyr. Krośn. Sp. Naft. i Gaz Ziemny, Krosno.
146. Zambrzycka Olimpja, asyst. U. S. B., Wilno, Zakład Geol.
147. Zerndt Jan, prof. gimn., Kraków, Al. Mickiewicza 30.
148. Zieliński Józef Jakób inż., geolog, Borysław, „Standard-Nobel".
149. Zierhoffer August dr., doc, U. J. K., Lwów.
150. Zuber Stanisław dr., doc. U. J., Kraków.
151. Zych Władysław dr., asyst. U. J. K., Lwów, Długosza 8.
152. Zwierzycki Józef dr., inż., geolog, Jawa, Batawia, Hoofbureau von het Mijnwezen.
153. Żmigrodzki Alojzy inż., kier. kop. naft., Borysław, „Standard-Nobel".

SPIS RZECZY.
TABLE DES MATIÈRES.

Str.

Karol Bohdanowicz. Józef Łukaszewicz (z 3 portretami) 1
Józef Łukaszewicz. Prace niewydane 9
Charles Bohdanowicz. Joseph Łukaszewicz 27
Joseph Łukaszewicz. Oeuvres inedits 35
Franciszek Bieda. Uwagi o nomenklaturze i systematyce niektórych gatunków nummulin 55
— *Remarques sur la nomenclature et la classification de certaines espèces de Nummulines* 78
Jan Czarnocki. Dyluwjum Gór Świętokrzyskich (z 1 fig.) 82
— *Diluvium des Święty-Krzyż-Gebirges (mit 1 Fig.)* 104
S. Kreutz. Program wycieczki w trzon krystaliczny tatrzański do Doliny Staroroboclańskiej 106
— *Programme de l'excursion dans la chaîne cristalline de la vallée Staroroboclańska* 106
F. Rabowski. Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry 108
— *Guide partiel de l'excursion de la Société géologique de Pologne* . 115
Józef Premik. Tymczasowa notatka o postglacjalno-dyluwjalnem torfowisku w Konopiskach (SW od Częstochowy) (z 1 ryc.) 120
— *Vorläufige Mitteilung über portglazial-diluviales Torfmoor in der Gegend von Konopiska (SW von Częstochowa) (mit 1 Abb.)* . . . 122
Stanisław Zuber. Przyczynek do historji pliocenskich basenów w krajach ponto-kaspijskich 125
— *Contributions à l'histoire des bassins pliocéniques dans les pays ponto-caspiens* 125
Józef Premik. Przyczynek do znajomości utworów górnojurajskich pasma krakowsko-wieluńskiego i środkowej Widawki (z 1 ryc.) . 133
— *Contribution à la connaissance des dépôts suprajurassiques de la chaîne de Cracovie à Wieluń et du cours moyen du fleuve Widawka (avec une fig.)* 148
Franciszek Bieda. Egzotyki numulinowe z Karpat polskich (z 2 tabl.) 152
— *Les galets à Nummulines des conglomérats des Carpathes polonaises (avec 2 planches)* 190

Str.
Anna Gadomska. Spostrzeżenia nad zmiennością gatunku Ervilia pusilla Phil. (z 4 ryc.) 192
— *Quelques observations sur la variabilité de l'espèce Ervilla pusilla Phil. (avec 4 fig.)* 198
F. Bieda. Przyczynek do znajomości wąsonogów *(Cirripedia)* miocenu polskiego (z tablicą III) 203
— *Contribution à la connaissance des Cirrhipèdes du Miocène de la Pologne (avec planche III)* 213
Marjan Kamieński. Nowe przyczynki do znajomości pienińskich skał magmowych (z 3 ryc. i z tablicą IV) 217
— *Nouvelles contributions à la connaissance des roches éruptives de Pienines (avec 4 fig. et avec planche IV)* 233
Kazimierz Smulikowski. Sjenit z Klesowa i jego granitowa osłona (z 5 fig. i 2 tabl.) 234
— *Syénite de Klesów et son enveloppe granitique (avec 5 fig. et 2 planches)* 268
W. Friedberg. Uwagi nad nowszemi próbami podziału naszego miocenu 291
— *Bemerkungen über neue Versuche der Stratigraphie des Miocäns von Polen* 309
Andrzej Bolewski. Przyczynek do znajomości antraksolitu 315
— *Zur Kenntnis von Antraxolith* 318
Marjan Książkiewicz. Spostrzeżenia nad występowaniem otoczaków skał prakarpackich w Karpatach Wadowickich (z 1 fig.) 319
— *Beobachtungen über das Auftreten der Gerölle der urkarpatischen Gesteine in den Wadowicer Karpaten (mit 1 Abb.)* 329
Bronisława Kusto. Z petrografji soli kamiennej w Bochni (z 1 fig.) 332
— *Zur Petrographie des Steinsalzes von Bochnia (mit 1 Abb.)* . . . 353
Wilhelm Krach. Niektóre małże i ślimaki kredowe z Kazimierza nad Wisłą i z okolicy (z 3 tabl.) 355
— *Einige Kreide-Gastropoden und Lamellibranchiaten von Kazimierz an der Weichsel und Umgegend (mit 3 Taf.)* 392
Józef Gołąb. Zarys budowy geologicznej okolic Ostrzeszowa 398
— *Über den Bau der Umgebung von Ostrzeszów* 401
W. Szafer, J. Trela i M. Ziembianka. Flora interglacjalna z Beldna koło Końskich (z 2 ryc.) 402
— *Die interglaziale Flora von Beldno bei Końskie (mit 2 Abb.)* . . . 413
Sprawozdania z literatury *(Analyses)* 415
Sprawozdanie z działalności Pol. Tow. Geol. w roku administr. 1929/30 427
Sprawozdanie kasowe za rok administr. 1929/30 432
Spis zagranicznych czasopism perjodycznych 433
Spis członków Polskiego Towarzystwa Geologicznego 437

POLITECHNIKA ŚLĄSKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA w Gliwicach

P. 167/30-31

BIBLIOTEKA GŁOWNA
Politechniki Śląskiej
P 167/30-31

KSIĘGARNIA GEOGRA

ULIC

POLECA

JAN NOWAK

ZARYS TEKTONIKI POLSKI

WYDANY NAKŁADEM KOMITETU ORGANIZACYJNEGO II. ZJAZDU SŁOWIANSKICH GEOGRAFÓW I ETNOGRAFÓW W POLSCE W R. 1927

STRON 160 + VIII, Z 11 RYSUNKAMI I Z MAPĄ GEOLOGICZNĄ POLSKI. — **CENA 6 ZŁ.**

ZYGMUNT ROZEN i STEFAN KAMECKI

KLUCZ DO OZNACZANIA MINERAŁÓW

STRON 84 + 8. — **CENA 4 ZŁ.**

KONSTANTY LISOWSKI

ZARYS METEOROLOGJI OGÓLNEJ

WRAZ Z INSTRUKCJĄ
DLA STACYJ METEOROLOGICZNYCH SIECI POLSKIEJ.

STRON 310 Z LICZNEMI ILUSTRACJAMI.

CENA 6 ZŁ.