10683
II Cz. 5.50
10683
POLITECHNIKA ŚLĄSKA
KATEDRA MINERALOGII I GEOLOGII
P-167/38

ROCZNIK
POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

TOM XIV.

ZA ROK 1938.

ANNALES
DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

TOME XIV.

ANNÉE 1938.

Wydano z zasiłku Funduszu Kultury Narodowej Józefa Piłsudskiego.

KRAKÓW 1938

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

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

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

Polskie Towarzystwo Geologiczne
Société Géologique de Pologne

Konto P. K. O. 406.412.

CZCIONKAMI DRUKARNI „ORBIS" W KRAKOWIE, UL. BARSKA 41.

ROCZNIK

POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

TOM XIV.

ZA ROK 1938.

ANNALES

DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE

TOME XIV.

ANNÉE 1938.

Wydano z zasiłku Funduszu Kultury Narodowej Józefa Piłsudskiego.

KRAKÓW 1938

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

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach
P. 167/38

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

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

Polskie Towarzystwo Geologiczne
Société Géologique de Pologne

Konto P. K. O. 406.412.

CZCIONKAMI DRUKARNI „ORBIS" W KRAKOWIE, UL. BARSKA 41.

SPIS TREŚCI.

Table de matières.

Str.

A. Bolewski: Skała przeobrażona z Siedlec koło Krzeszowic . 1

— *Das metamorphe Gestein von Siedlec bei Krzeszowice (Polen) (Zusammenfassung)* 38

Jan Wdowiarz: Badania geologiczne Karpat w okolicy Błażowej 45

— *Recherches géologiques dans les environs de Błażowa (Résumé)* 55

Wilhelm Friedberg: Mikrofauna z wierceń wykonanych przez „S. A. Pionier" na obszarze Podkarpacia w latach 1936 do 1937 58

— *Makrofauna aus den durch die „Pionier A. G." in den Jahren 1936—1937 im Karpatischen Vorlande durchgeführten Bohrungen. (Zusammenfassung)* 80

Julia Teisseyre: Studium profilów podłużnych rzek wschodnio-karpackich 81

— *Etude des profils longitudinaux des rivières des Karpates Orientales Polonaises* 106

Henryk Teisseyre: Niektóre zagadnienia z paleogeografii południowego Roztocza 113

— *Quelques observations sur la paléogéographie des Roztocze aux environs de Lwów* 141

Jan Nowak: Dniestr a gipsy tortońskie 155

— *Der Dniestr-Fluss und tortone Gipse* 193

Od Redakcji 195

A. Bolewski.

Skała przeobrażona z Siedlec koło Krzeszowic.

Das metamorphe Gestein von Siedlec bei Krzeszowice (Polen).

(Z 1 rys. w tekście i tablicą I. — Mit 1 Fig. in Text und Tafel I.).

Wstęp.

Skały wylewne okolic Krakowa, znane już Staszicowi w roku 1815, były przedmiotem badań geologicznych i petrograficznych szeregu badaczy jak: Pusch, Oeynhausen, Zeuschner, Foeterle, Römer, Tschermak, Hohenegger, Fallaux, Kreutz, Websky, Alth, Hussak, Trejdosiewicz, Bieniasz, Tietze. Opracowania o charakterze monograficznym podają prace F. Kreutza z roku 1869 i 1871 oraz R. Zubera z roku 1886, obejmujące skały ze wszystkich ówcześnie znanych miejsc występowania. Nowsze opracowania geologiczne, zagadnienie wieku tych skał wylewnych, są tematem prac W. Szajnochy, St. Zaręcznego, J. Siemiradzkiego i Z. Rozena [19].

Monograficznym, nowoczesnym opracowaniem petrograficznym, niemal wszystkich wówczas znanych skał wylewnych z okolic Krakowa, jest praca Z. Rozena „Stare lawy W. Ks. Krakowskiego" z roku 1909. W tej, dotychczas najobszerniejszej pracy o skałach krakowskich, znajdujemy dokładny opis, ilustrowany rysunkami i fotografiami, licznych odsłonięć. Zawarte tam są rozważania na temat wieku skał; systematyczne badania mikroskopowe i chemiczne skał wylewnych i tufów, poparte przeszło dwudziestoma rozbiorami chemicznymi; obliczenia stosunków procentowych występowania minerałów oraz bardzo wnikliwe obserwacje nad chemicznymi zmianami skał wylewnych

i tufów, w swoistym procesie przeobrażenia tych skał, określonym przez autora mianem: k a l i f i k a c j a.

Pod względem makroskopowym kalifikacja zaznacza się jaśnieniem skały oraz widocznym rozkładem prakryształów skaleni i minerałów femicznych. Pod względem chemicznym proces kalifikacji charakteryzuje się bardzo silnym wzrostem zawartości tlenku potasowego, dużym ubytkiem tlenku sodowego, ziem alkalicznych i żelaza, przy niewielkich zmianach w zawartości krzemionki i tlenku glinowego. Z. R o z e n [19] przypuszczał, że w czasie kalifikacji tlenek potasowy jest wiązany we wtórnym ortoklazie.

Obserwacje nad tym procesem chemicznego wietrzenia skał wylewnych i tufów, mimo silnego rozwoju badań nad produktami chemicznego wietrzenia skał krystalicznych [9], dotychczas nie znalazły pełnego oddźwięku w literaturze petrograficznej. Stan ten jest zapewne w pewnym stopniu spowodowany tym, że Z. R o z e n [19] uważał kalifikację za pierwsze „potasowe" stadium procesu kaolinizacyjnego wietrzenia skaleni. Liczne późniejsze badania nad przebiegiem kaolinizacji i procesów wietrzenia ilastego nie wykazały, by w początkowym okresie powstawały produkty bogatsze w tlenek potasowy od skały niezmienionej [9], lecz przeciwnie — wykazały, że w procesach tych następuje odprowadzanie tlenku potasowego i sodowego.

W późniejszym okresie Z. R o z e n opisuje pilolit z Miękini [20]. W. G o e t e l [8] geologicznie a J. B r o d e r [5] petrograficznie opracowywują kontakt diabazu w Niedźwiedziej Górze. J. K u h l [11] bada petrograficzne i technologiczne własności tufu z Filipowic. Odkrycie nowego punktu występowania porfirów w dolinie Zbrzy przynosi praca F. R u t k o w s k i e g o [21], a w roku 1935 autor tej pracy ogłosił drukiem krótką notatkę o przeobrażonej skale z okolic wsi Siedlec [4].

Opis odsłonięć [1]).

Miejsca występowania skał wylewnych w zachodnich okolicach Krakowa, pod względem geologicznym, można podzielić na dwie grupy: południową i północną, przedzie-

[1]) Szereg wiadomości udzielił autorowi Dr Inż. Ludwik K o w a l s k i, któremu na tym miejscu składam serdeczne podziękowanie.

lone synkliną krzeszowicką. Na południe od tej synkliny występuje przeważna ilość skał znanych z licznych odsłonięć, naturalnych i sztucznych. Na północy zaś znamy obecnie skały wylewne z czterech miejsc:

1. porfiry kwarcowe z Miękini, opisane już przez Staszica, petrograficznie opracowane przez Z. Rozena [19], a obecnie eksploatowane na skalę przemysłową,
2. porfir, który kontaktowo zmienił wapienie karbońskie w dolinie Szklarki, na dawnej granicy austriacko-rosyjskiej, znany W. Szajnosze (1888) i J. Siemiradzkiemu (1890),
3. porfir, występujący wśród kontaktowo zmienionych dolomitów środkowo dewońskich w dolinie Zbrzy, opisany przez F. Rutkowskiego [21],
4. wylewna skała przeobrażona, z okolic wsi Siedlec, będąca przedmiotem moich badań.

W dolinie Szklarki, znacznie poniżej znanego kontaktu, na zboczu wśród rumoszu można znaleźć wiele okruchów białego porfiru kwarcowego odmiennego od porfiru znanego z kontaktu [1]). Dokładne poznanie i określenie miejsca występowania jest utrudnione znaczną miąższością utworów rumoszowych.

* * *

Przeobrażona skała wylewna, występująca w okolicy wsi Siedlec, została stwierdzona poszukiwawczą robotą górniczą, prowadzoną w celu uzyskania materiałów ceramicznych. Szyb poszukiwawczy „Maria“ został założony w dnie kopanki piasków jurajskich, znajdującej się opodal drogi, prowadzącej z Siedlec (6 km na północo-wschód od stacji kolejowej w Krzeszowicach) do wsi Paczółtowice przez Bożą Mękę, na zachodnim stoku Łysej Góry, mniej więcej w tym miejscu, gdzie St. Zaręczny [25] znaczy granicę dewonu z piaszczystymi utworami środkowej jury. Skała jest zatem dostępna tylko w wąskich wyrobiskach górniczych, jednakże na świeżych odsłonięciach, częściowo tylko zakrytych obudową drzewną zabezpieczającą wyrobiska.

[1]) Wiadomość tę udzielił autorowi Dr Eugeniusz Panow.

Szyb poszukiwawczy „Maria“ po przejściu przez 6 m miąższości warstwę piasków, osiągnął przeobrażoną skałę wylewną, występującą w wielu odmianach o różnej budowie i wyglądzie makroskopowym. Wśród tej bardzo silnie spękanej skały można znaleźć niekiedy dość miąższe wkładki ilaste, które są pospolitsze w formie cienkich wypełnień szczelinek i spękań w skale białej, występującej w górnej części profilu. Spąg szybu, który w grudniu 1937 roku osiągnął głębokość 51 m, spoczywa w spękanej lecz zwięzłej skale z widocznymi prakryształami biotytu i rozłożonymi skaleniami. Jeden z chodników poziomych, założony na głębokości 11 m w kierunku północnym, dotarł w odległości około 10 m do spojonego iłem rumoszu, a następnie do scementowanego rumoszu wapiennego. Rumosz ciemnego, niemal czarnego wapienia, został stwierdzony w innych wyrobiskach podziemnych od strony północnej, ściślej wzdłuż chodnika o kierunku: płn-zachód—płd-wschód. Ani rumosz, ani też okruchy ciemnego wapienia, stanowiące główną składową rumoszu, nie wykazują żadnych zmian właściwych ogniowemu kontaktowi skał wapiennych lub ilastych z magmą skał wylewnych [1]). Przypuszczać zatem można, że rumosz wapienny jest wynikiem działalności erozyjnej lub tektonicznej. Silnie, nawet zadziorowato, rozwinięte brzegi okruchów wapiennych wskazują na możliwość działania czynników erozyjnych. Zbyt skąpa ilość odsłonięć na niewielkiej powierzchni oraz całkowite zakrycie warstw starszych przez niezgodnie leżące piaski i piaskowce środkowo jurajskie utrudnia poznanie i określenie rodzaju tego zjawiska, którego fragment można obserwować w chodniku północnym. Płaszczyzna graniczna jest bardzo stroma, gdyż w szybiku powietrznym wapienny rumosz stwierdzono w ścianie północnej dwukrotnie w odległości paru metrów, a dopiero znacznie niżej skała ta zajęła część spągu szybika.

Zarówno w wyrobiskach chodnikowych jak i w szybach, skała nie jest jednakowa, lecz występuje w licznych odmianach będących prawdopodobnie wynikiem różnego stopnia przeobrażenia. Stosunkowo najświeższą jest skała, występująca w najniższej części szybu „Maria“ oraz w północno-wschodnim krańcu chodników poziomych. Jest to skała

[1]) Vide L. K o w a l s k i (str. 2).

jasna, o odcieniu brązowawo-szarawym, z widocznymi prakryształami ciemnych, połyskliwych biotytów i zmienionymi skaleniami, na spękaniach obficie infiltrowana rdzawymi substancjami żelazistymi. Obrzeża większych brył mają barwę jaśniejszą aniżeli treść ich środka. W górnej części szybu „Maria" oraz w północno-zachodniej części chodników występują odmiany jasne, niekiedy niemal zupełnie białe, zwięzłe lub też tak kruche, że z łatwością mogą być rozkruszane w palcach. Wśród tych białych odmian częstszymi są skupienia substancji ilastych. W szczelinach obserwować można obfite infiltracje żelaziste, niekiedy wyraźnie związane z nadległymi piaskami jurajskimi. W pobliżu północnej granicy występuje partia okruchowa białej skały przeobrażonej zlepionej iłem. Pomiędzy tymi dwoma krańcowymi odmianami istnieją liczne odmiany przejściowe.

Z porównania obserwacji nad zmiennością skały w profilach szybów pionowych i poziomych chodników wynika, że skała wykazuje mniejsze, łagodniejsze, zmiany w profilu pionowym, aniżeli w poziomie. W północno-wschodnim krańcu wyrobisk obserwowałem odgraniczanie się różnych odmian skał przeobrażonej nieregularnymi płaszczyznami, nachylonymi pod około 80^0 ku północnemu wschodowi. Stopień przeobrażenia skały nie wykazuje związku ani ze stropem, ani też z rumoszem ograniczającym złoże od strony północnej.

Zagadnienie wieku badanej skały przeobrażonej nie może być bezpośrednio rozwiązane na podstawie posiadanego materiału, poza stwierdzeniem, że są to skały starsze od jury środkowej nadległej temu złożu skalnemu. Na podstawie podobieństwa petrograficznego, wykazanego w dalszym ciągu tej pracy, przypuścić można, że badana skała jest podobna porfirom z Zalasu i Miękini. Okres zatem krzepnięcia będzie przypuszczalnie pozostawał w związku z wylewem tamtych law.

Badania chemiczne.

Wobec niemożności uzyskania okazów skały świeżej, niezmienionej, do analizy chemicznej wybrałem trzy próby

skał różniących się wyglądem zewnętrznym i budową mikroskopową:

1. skała barwy brązowawo-szarawej z widocznymi, dobrze zachowanymi prakryształami biotytu i zupełnie rozłożonymi skaleniami (okaz nr. 18),
2. skała zupełnie biała, krucha, w palcach łatwo rozkruszająca się na drobny miał (okaz nr. 6),
3. skała również zupełnie biała, z widocznymi zarysami zmienionych prakryształów, lecz twarda (okaz nr. 5).

Próbki do rozbiorów chemicznych wydzieliłem ze starannym pominięciem substancji ilastych, niekiedy wypełniających szczeliny, oraz rdzawych infiltracji żelazistych. Oznaczenia zawartości poszczególnych składników wykonałem sposobami zalecanymi przez E. Dittlera [6] i J. Jacoba [10]; stosunki cząsteczkowe podaję według tabel H. v. Philipsborna [17]; wyniki zamieszczam w tabeli 1.

Tabela 1.

Rozbiory chemiczne trzech odmian skały przeobrażonej z Siedlec

Okaz:	18.		5.		6.	
	%-wag.	St. cząst.	%-wag.	St. cząst.	%-wag.	St. cząst.
SiO_2	72.50	1.2071	75.06	1.2498	75.08	1.2501
TiO_2	0.46	0.0058	0.19	0.0024	0.27	0.0042
P_2O_5	0.06	0.0004	0.02	0.0001	0.05	0.0003
F_2	0.06	0.0032	0.02	0.0011	0.02	0.0011
Al_2O_3	13.94	0.1368	14.40	0.1413	13.93	0.1367
Fe_2O_3	2.05	0.0128	0.18	0.0011	0.26	0.0016
FeO	0.19	0.0027	0.02	0.0003	0.06	0.0009
MnO	0.04	0.0024	ślady		ślady	
CaO	0.12	0.0021	0.06	0.0011	0.12	0.0021
MgO	0.56	0.0139	0.16	0.0040	0.15	0.0037
K_2O	6.72	0.0713	7.13	0.0757	7.02	0.0745
Na_2O	0.49	0.0079	0.29	0.0047	0.30	0.0048
$-H_2O$	1.74		1.53		1.21	
$+H_2O$	1.31	0.0727	1.21	0.0672	1.95	0.1082
$SiO_2 : Al_2O_3$		8.67		8.70		9.14
$K_2O : Al_2O_3$		0.520		0.535		0.545
$Alk : Al_2O_3$		0.579		0.569		0.580

Spośród zebranego materiału najmniej zmienioną jest skała oznaczona nr. 18, gdyż zawiera ona świeże prakryształy biotytu dobrze widoczne na jasnym tle skały, obok rozłożonych skaleni. Rozbiór chemiczny wykazał dużą zawartość tlenku potasowego nie spotykaną w skałach skaolinizowanych. Zjawisko takie opisał Z. R o z e n [19] badając porównawczo inne wylewne, świeże i zmienione, skały z okolic Krakowa. Skład chemiczny przeobrażonych skał z Siedlec, również jak i wyniki badań Z. R o z e n a, zgodnie wskazują, że skały te nie uległy wietrzeniu ilastemu, lecz zostały zmienione w inny sposób, charakteryzujący się głównie wzrostem zawartości tlenku potasowego. Ponieważ nie znalazłem okazów skały świeżej, mimo odsłonięcia złoża dość dużymi robotami górniczymi, nie mogę jej bezpośrednio poznać. Natomiast korzystając z opracowania Z. R o z e n a [19] mogę porównać zmienione skały z Siedlec ze skalifikowanymi (zmienionymi) innymi skałami wylewnymi z okolic Krakowa. Porównanie takie dokonuję tym łatwiej, że makroskopowy wygląd skał opisanych przez Z. R o z e n a jest zbliżony do wyglądu okazu nr. 18. W słabiej przeobrażonych porfirach z Miękini, Zalasu i w skale z Siedlec widać plamisto, na jasnym tle skały, rozmieszczone białe zmienione prakryształy skaleni. Niekiedy skała zmieniona wykazuje znacznie zmniejszoną odporność na działanie czynników mechanicznych. Na jasnym tle wyraźnie odcinają się ciemne prakryształy minerałów femicznych, widocznie odporniejszych na działanie czynników, przeobrażających skałę. Skały bardziej zmienione są znacznie jaśniejsze od skał świeżych, zanikają też ciemne prakryształy biotytu. W Siedlcach występuje skała zupełnie biała, dawniej nie spotykana w łomach Miękini i Zalasu.

W tabeli 2 zestawiłem analizy skalifikowanych porfirów z Zalasu, Miękini oraz melafiru z Poręby, wykonane przez Z. R o z e n a [19].

Tabela 2.

Analizy zwietrzałych krystalicznych skał krakowskich.

Z. Rozen. Dawne lawy W. Ks. Krakowskiego. Kraków, 1909.

Analiza ryczałtowa	Porfir Zalas %	Porfir Miękinia %	Melafir Poręba %
SiO_2	69.51	69.23	57.86
TiO_2	1.02	0.69	1.58
P_2O_5	0.06	0.12	0.38
F_2	0.03	0.00	0.05
Al_2O_3	12.47	14.37	13.08
Fe_2O_3	1.57	2.72	6.76
FeO	0.36	0.35	0.93
MnO	0.17	—	0.41
CaO	1.74	0.93	1.24
MgO	0.66	0.35	3.41
K_2O	6.29	6.82	8.93
Na_2O	3.02	1.11	2.63
$-H_2O$	1.27	2.11	1.09
$+H_2O$	1.93	1.35	2.02

Zestawiając wyniki analizy chemicznej okazu 18. z rozbiorami chemicznymi wykonanymi przez Z. Rozena (Tab. 1.—Tab. 2), wyodrębnić można melafir z Poręby, jako skałę o składzie chemicznym różnym od trzech pozostałych skał. Natomiast zauważa się pewne podobieństwo w składzie chemicznym: porfirów z Zalasu i Miękini oraz skały 18. z Siedlec. Różnicę stanowi nieco większa zawartość krzemionki w skale z Siedlec oraz mniejsze ilości TiO_2, CaO i Na_2O, poza tym skład chemiczny jest podobny. Zbliżone są ilości tlenku glinowego i potasowego oraz P_2O_5, F_2, Fe_2O_3, MnO, MgO, H_2O.

Tak znaczne podobieństwo składu chemicznego, podobna budowa mikroskopowa oraz wygląd zewnętrzny skał zmienionych, pozwala na przypuszczenie, że pod względem chemicznym podobne były świeże skały. Skałę zatem z Siedlec można określić jako zmieniony porfir.

* * *

Rozbiory chemiczne (Tab. 1) dwóch zupełnie zmienionych białych skał z Siedlec, różniących się między sobą wy-

trzymałością na działania mechaniczne, są tak dalece podobne, że oznaczenia znacznej części składników, np. SiO_2, F_2, P_2O_5, MgO, Na_2O, wahają się niemal w granicach błędów analitycznych. Nieco bardziej różnią się zawartością tlenku glinowego, którego ilość w okazie 6 jest taka sama, jak w mniej zmienionej skale (okaz 18). Podobnie jest z tlenkiem wapniowym.

Mimo zatem różnicy makroskopowej dwie te odmiany mało się różnią pod względem chemicznym.

*

* *

Z. Rozen [19] porównywał skały skalifikowane ze skałami świeżymi w ten sposób, że podawał przybytek, względnie ubytek, zawartości składników w procentach ich pierwotnej zawartości w skale świeżej (wziętej za 100%). Przeliczając tak samo rozbiory chemiczne okazu 5 i 6, w zestawieniu z mniej zmienioną skałą 18, otrzymałem szereg wielkości, które podaję w tabeli 3, łącznie z przeliczeniami Z. Rozena [19].

Tabela 3.

Chemiczne zmiany skał krakowskich w czasie przeobrażenia.

	Z. Rozen — 1909.			Siedlec	
	Zalas	Miękinia	Poręba	5/18	6/18
SiO_2	+ 2.2	+ 1.9	+ 11.3	+ 3.5	+ 3.5
TiO_2	— 37.8	— 9.0	— 21.4	—59.1	—41.3
P_2O_5	— 98.8	— 69.2	— 22.4	—66.6	—16.7
F_2	— 83.3	—100.0	— 72.2	—66.6	—66.6
Al_2O_3	— 11.2	+ 3.1	— 7.1	+ 3.3	—
Fe_2O_3	— 4.2	— 11.0	— 19.5	—91.7	—87.3
FeO	— 72.5	— 28.5	— 15.0	—88.9	—68.4
MnO	—	—	— 43.0	—99.0	—99.0
CaO	— 40.8	— 70.3	— 78.0	—50.0	—
MgO	— 38.3	— 62.8	— 12.5	—71.4	—73.1
K_2O	+ 75.7	+ 85.3	+246.1	+ 6.1	+ 4.5
Na_2O	— 27.2	— 67.3	— 31.4	—40.8	—38.8
$-H_2O$				—12.0	—30.6
	+156.0	+ 56.0	+133.9		
$+H_2O$				— 7.6	+48.8

Skała biała, na której tle z trudnością dostrzec można całkowicie rozłożone prakryształy skaleni i miki, w porównaniu ze skałą słabiej przeobrażoną (okaz 18), ze skałą zawierającą jeszcze świeże prakryształy biotytu, wykazuje większą zawartość krzemionki o 3.5%; wzrost zawartości tlenku potasowego o 4.5—6.1%; ilość tlenku glinowego jest taka sama lub wzrasta nieco słabiej aniżeli SiO_2. $+H_2O$ zachowuje się chwiejnie. Wszystkie pozostałe składniki są ze skały odprowadzane.

Z tego zestawienia wyników (Tab. 3) wysnuć można uwagi bardzo podobne do wniosków Z. R o z e n a [19]:

SiO_2 — zawartość krzemionki zmienia się w taki sposób, że stosunek $SiO_2 : Al_2O_3$ wzrasta, poza jednym przypadkiem (Miękinia). Fakt ten wskazuje, że badane skały wylewne nie ulegają procesowi kaolinizacji ani wietrzenia ilastego.

Al_2O_3 — ilość tlenku glinowego jest chwiejna: w porfirze z Miękini oraz w okazie 5 z Siedlec wzrasta; w drugim okazie skały przeobrażonej z Siedlec pozostaje bez zmiany; poza tymi przypadkami zawartość jego maleje.

K_2O — zawartość tlenku potasowego wzrasta najsilniej ze wszystkich składników skał. Rozbiory chemiczne skał białych z Siedlec wykazują słabszy wzrost aniżeli w przypadkach opisanych przez Z. R o z e n a [19], który porównywał skały skalifikowane ze skałami świeżymi. Jednakowoż i w badanych przeze mnie skałach procentowy wzrost zawartości tlenku potasowego jest największym przyrostem ze wszystkich składników mimo, że przeliczenie porównawcze opieram na różnicy w stopniu przeobrażenia, a nie na porównaniu skały zmienionej ze skałą świeżą. Zmiana zawartości tlenku potasowego jest przeważająca nad innymi zmianami i dlatego jest głównym rysem charakteryzującym proces przeobrażający.

TiO_2, P_2O_5, F_2, Fe_2O_3, FeO, MnO, CaO, MgO, Na_2O — jest to zespół składników, których ilości zdecydowanie zmniejszają się do wielkości bardzo małych. W białej kruchej skale z Siedlec ilość tlenku wap-

niowego nie zmniejszyła się, lecz może to być wywołane naniesieniem przez wody krążące, które zaznaczają swoją działalność obfitymi infiltracjami substancji żelazistych z nadległych piaskowców i piasków jurajskich.

H_2O — zawartość wody w skałach przeobrażonych analizowanych przez Z. R o z e n a jest większa aniżeli w skałach świeżych. Podobnie jest w skale 5 z Siedlec, w drugim zaś przypadku jest nieco mniejsza. W żadnym jednak razie zawartość H_2O nie sięga 3.5%. Stosunkowo niewielka zawartość wody wskazuje również, obok wzrostu zawartości krzemionki, że zmiany chemiczne, obserwowane w skałach krakowskich, nie postępują w kierunku zgodnym z przebiegiem procesów wietrzeniowych (wietrzenie ilaste) i z kaolinizacją. Produkty tych procesów zawierają znaczniejsze ilości wody.

Zmiany zawartości poszczególnych składników chemicznych wskutek przeobrażania skał podkrakowskich przedstawią się nieco odmiennie skoro uwzględnię, że w skałach tych występuje znaczna ilość minerałów zachowujących się obojętnie, tj. minerałów, które nie biorą czynnego udziału w procesie przeobrażania skał. Do tych minerałów zaliczyć można kwarzec, cyrkon, rutyl, turmalin. Z istotnych składników skał tylko kwarzec nie bierze czynnego udziału w procesie przeobrażenia. W badaniach mikroskopowych nie zaobserwowałem żadnych zmian na ziarnach kwarcu. Przypuszczać możnaby, że część kwarcu mogła ulec np. rozpuszczeniu w wodach krążących i działających w procesie przeobrażającym skały podkrakowskie. Jednakowoż z jednej strony badania mikroskopowe odpowiednich zmian ziarn kwarcu nie ujawniły, z drugiej zaś strony jest to wątpliwe wobec bardzo słabej rozpuszczalności kwarcu. J. T h u g u t t [24] wykazał, że w temperaturze $+220^0$ C, w wodzie podwójnie przekroplonej w chłodnicy platynowej uzyskuje się koloid 0.062 procentowy. Badania G. S p e z i i ujawniły, że w temperaturze niższej ($+25^0$ C) mimo działania ciśnień sięgających 1850 atmosfer i długiego czasu, kwarzec nie rozpuszcza się. W skałach z Siedlec przeobrażenie

zaznacza się przede wszystkim rozkładem skaleni i miki, które stanowiły źródło znacznych ilości krzemionki koloidalnej; przypuszczalnie źródło wystarczające do nasycenia roztworów.

W rozbiorach chemicznych i poprzednio podanych przeliczeniach podane są tylko ogólne ilości krzemionki, a więc kwarcu i krzemionki występującej w innych minerałach np. skaleniach, mikach. Skoro uwzględnię wyniki badań mikroskopowych oraz przeliczenia składu mineralnego skał świeżych, będę mógł obliczyć tę ilość krzemionki, która występuje w minerałach, ulegających przeobrażeniu. Względna zmiana zawartości krzemionki jest spowodowana procesem dotykającym tylko tej części minerałów. Przeliczenie takie, wraz z zestawieniem zmian głównych składników skały podaję w tabeli 4.

Tabela 4.

		Zalas	Miękinia	Poręba	Siedlec 5/18	Siedlec 6/18
Skała świeża:						
Ogólna zawartość SiO_2	%-wag.	68.00	67.90	52.00	72.50	72.50
— kwarzec	„	27.50	32.00	—	33.90	33.90
Ilość SiO_2 związanego	„	40.50	35.90	52.00	38.60	38.60
Skała zmieniona:						
Ogólna zawartość SiO_2	%-wag.	69.51	69.23	57.87	75.06	75.08
Przyrost:						
SiO_2	%-wag.	1.51	1.33	5.86	2.56	2.58
W stosunku do ogólnej ilości SiO_2 w skale świeżej	%	2.2	1.9	11.3	3.5	3.5
W stosunku do ilości SiO_2 związanego	%	3.7	3.7	11.3	6.6	6.7
Zmiana zawartości:						
K_2O	%	+75.5	+85.5	+246.1	+6.1	+4.3
Al_2O_3	%	—11.2	+ 3.1	—7.1	+3.3	—

Z przeliczenia tego wysnuć można następujące uwagi: SiO_2 — (po odliczeniu kwarcu, występującego w skałach świeżych) wykazuje we wszystkich pięciu przypadkach wzrost silniejszy od zmian zawartości tlenku glinowego. Stosunek $SiO_2 : Al_2O_3$ wzrasta:

porfir:	Miękinia [19]	z 4.37	do 4.39,
	Zalas [19]	4.87	5.72,
	Siedlec $^{5}/_{18}$	4.69	4.85,
	Siedlec $^{6}/_{18}$	4.69	5.01,
melafir:	Poręba [19]	6.27	7.51.

W skałach kwaśnych stosunek ten wzrasta, nie przekraczając wartości 6.—. Odmiennie stosunek $SiO_2 : Al_2O_3$ przedstawia się w skale zasadowej, tam wartość jego jest wyższa od 6.—, a mimo to wzrasta dalej. W porównaniu z zachowaniem się krzemionki, we wszystkich skałach obniża się zawartość tlenku glinowego w związku z przebiegiem procesu przeobrażającego te skały.

K_2O — tlenku potasowego przybywa we wszystkich przypadkach. W wybielonej skale z Siedlec przyrost zawartości tlenku potasowego jest nieco słabszy od wzrostu ilości krzemionki, obliczonej w odniesieniu do krzemionki związanej w minerałach ulegających przeobrażeniu. A zatem proces obserwowany na skale z Siedlec nosi również cechy procesu silifikacyjnego.

Al_2O_3 — zawartość tlenku glinowego w skałach bardziej zmienionych maleje w stosunku do zawartości krzemionki i tlenku potasowego. W wartościach bezwzględnych zachowuje się chwiejnie.

* * *

Celem poznania zmian w składzie chemicznym skały pod wpływem działania roztworu węglanu potasowego, w zależności od czasu działania i temperatury, wykonałem następujące doświadczenia:

Próbkę skały o wadze 2.5 g, analitycznie utartą, umieściłem w kolbie konicznej i zadałem 500 cm^3 1%-wego roztworu węglanu potasowego chemicznie czystego. Trzy, w ten sposób przygotowane próby, przychowywałem w temperaturze $+15^0$ C, trzy zaś inne w temperaturze $+60^0$ C w termostacie elektrycznym, w ciągu 1, 2 i 4 tygodni. Na naczyniach zaznaczyłem poziom cieczy, którą uzupełniałem wodą przekropioną co 3 dni. Po upływie odpowiedniego czasu, próbę sączyłem na sączkach trudnosączących, osad cztero-

krotnie przemywałem zimną lub ciepłą wodą, po czym suszyłem go w temperaturze +50° C, oddzielałem od sączka i oznaczałem zawartość tlenku potasowego. Wyniki tych oznaczeń są:

Temperatura:	+15° C	+60° C
	%-wag. K_2O	
Substancja	7.13	7.13
Po 1 tygodniu	7.23	7.32
2 tygodniach	7.29	7.40
4 tygodniach	7.28	7.44

Podobne doświadczenia wykonałem w temperaturze wrzenia. W tym celu gotowałem 2.5 g analitycznie utartej skały w 500 cm^3 1%-wego roztworu węglanu potasowego w czasie 24 godzin. Gotowanie przeprowadzałem w kolbie jedno-litrowej, zaopatrzonej w chłodnicę zwrotną. Wyniki oznaczeń zawartości tlenku potasowego w badanej próbie są następujące:

Okaz:	18.	5.
	%-wag. K_2O	
Substancja	6.72	7.13
Po gotowaniu	7.54	7.60

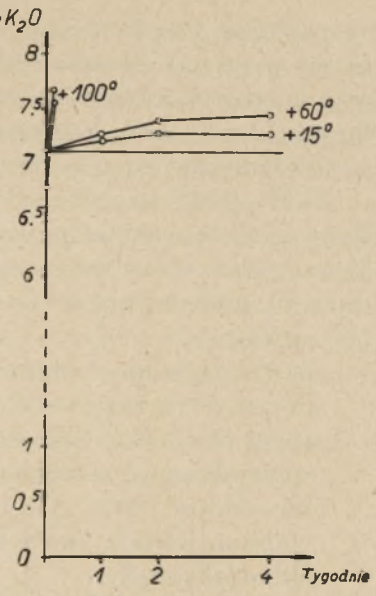
Rezultaty przeprowadzonych badań wykazują (rys. 1), że zawartość tlenku potasowego w skale, pod wpływem działania 1%-wego roztworu węglanu potasowego w temperaturach +15° C, +60° C i +100° C, podnosi się zależnie od czasu działania i od temperatury roztworu. Podniesienie temperatury roztworu wpływa w sposób silniejszy na zmianę zawartości tlenku potasowego w skale, aniżeli przedłużanie czasu działania roztworu. Wyjaśnienie obserwowanych zmian ilości tlenku potasowego w skale jest utrudnione, gdyż dostrzegłem przechodzenie niektórych składników skały do roztworu.

Po upływie 2 tygodni zawartość tlenku potasowego w próbce wzrosła, przy temperaturze +15° C, z 7.13% do 7.29%, co odpowiada względnemu przyrostowi zawartości K_2O o 2.24% poprzedniej jego zawartości w skale. Równocześnie stwierdziłem ubytek wagi próbki o 1.83%, przy czym analiza przesączu dała następujące wyniki (obliczone w stosunku do wagi całej próbki, użytej do doświadczenia):

SiO_2	0.97%
Al_2O_3	0.24%
Fe_2O_3	0.06%
CaO	0.04%
MgO	0.08%
Razem	1.39%

Ubytek na wadze próbek, używanych do badań w temperaturze wrzenia wynosi:

okaz nr. 18	— 3.97%
okaz nr. 5	— 2.84%.



Rys. 1.

Wzrost zatem zawartości tlenku potasowego w skale, przerobionej działaniem roztworu węglanu potasowego, jest w znacznym stopniu spowodowany rozpuszczalnością i odprowadzeniem ze skały niektórych składników, głównie krzemionki. Nie cały jednak przyrost ilości tlenku potasowego można uzasadnić w ten sposób, jak wykazuje zestawienie podane w tabeli 5.

Tabela 5.

Temperatura	Czas	Ubytek próbki %-wag.	Zawartość K_2O w %-wag. Substancja	Pozostałość Obliczono	Pozostałość Oznaczono
+ 15° C	2 tyg.	1.83	7.13	7.26	7.29
+100° C	24 godz.	3.97	6.72	7.—	7.54
+100° C	24 godz.	2.84	7.13	7.33	7.60

W temperaturze niższej (+15° C) różnica między stwierdzoną zawartością tlenku potasowego a obliczoną z ubytku skały (założono, że minerały zawierające tlenek potasowy nie przechodzą do roztworu) wynosi zaledwie 0.03%. Jest to wielkość dopuszczalnego błędu analitycznego, a zatem na cyfrze tej nie mogę budować wniosków innych, po za stwierdzeniem wzrostu zawartości tlenku potasowego, skutkiem działania rozpuszczającego roztworu węglanu potasu. Ina-

czej zmiana ta przedstawia się w przypadku działania roztworu węglanu potasowego w temperaturze wrzenia. Różnica między wzrostem zawartości tlenku potasowego, wywołanym działaniem rozpuszczającym K_2CO_3, a wzrostem stwierdzonym jest znaczna, gdyż wynosi:

0.27—0.54%-wag., tj. o 3.7—8.—% poprzedniej ilości. Bezwzględna wartość przyrostu tlenku potasowego w próbkach badanych w temperaturze $+100^0$ C jest dostatecznie duża, by można przyjąć tę zmianę jako podstawę do wysnucia wniosku:

pod wpływem działania wrzącego roztworu węglanu potasowego zawartość tlenku potasu w skale, poddanej jego działaniu, wzrasta. Wzrost zawartości K_2O jest spowodowany zarówno odprowadzeniem części składników skały (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3), jak również zatrzymywaniem potasu, zawartego w roztworze, przez niektóre składniki skały.

Obserwacje te nie dają dostatecznej podstawy do wysnucia wniosku o sposobie wiązania tlenku potasowego przez składniki skały w miarę wzrostu jego zawartości. Przypuszczalnie w okresie początkowym jest to zjawisko adsorbcji tlenku potasowego przez tlenek glinowy koloidalny w obecności krzemionki.

* * *

Chcąc poznać sposób chemicznego wiązania tlenku potasowego w badanej skale, wykonałem następujące doświadczenia, używając jako materiału wyjściowego:

1. próbkę skały najmniej zmienionej — okaz nr. 18,
2. próbkę skały zupełnie białej — okaz nr. 5.

Ich skład chemiczny był uprzednio określony rozbiorami ryczałtowymi.

Próbkę w ilości 1.5 g analitycznie utartej skały zadawałem na misce platynowej 50 cm^3 wody przekroplonej, a następnie 50 cm^3 chemicznie czystego kwasu siarkowego (c. wł. 1.84), po czym umieszczałem na łaźni wodnej na przeciąg 6 godzin. Następnie, na łaźni piaskowej, odpędzałem wodę aż do pojawienia się ciężkich białych dymów; w tym stanie utrzymywałem substancję w ciągu 2 godzin, po czym chłodziłem ciecz do temperatury pokojowej, rozcieńczałem

200 cm^3 wody przekroplonej i po zupełnym wyklarowaniu się sączyłem przez sączek trudnosączący. Starannie przemyty osad poddawałem działaniu 5%-wego roztworu węglanu sodowego, po zagotowaniu, w ciągu 6 godzin na łaźni wodnej. Otrzymane przesącze dzieliłem na połowy. Z roztworu w kwasie siarkowym oznaczałem alkalia. Drugą część tego roztworu odparowywałem, odpędzałem kwas siarkowy w tyglu platynowym, stapiałem ze sodą, rozpuszczałem w gorącej wodzie, a następnie łączyłem z oddzieloną połową wyciągu w Na_2CO_3. Z tego roztworu oznaczałem: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO i MgO. Pozostały osad analizowałem na: SiO_2, Al_2O_3, K_2O i Na_2O.

Wyniki badań podaję w tabelach 6 i 7, na których zestawiłem również wyniki rozbiorów ryczałtowych.

Tabela 6.

Okaz 18.

	Analiza ryczałtowa Bauschanalyse		Działanie H_2SO_4 i Na_2CO_3 Wirkung der H_2SO_4 und Na_2CO_3 wyciąg in Lösung		pozostałość Gesteinprobe	
	%-wag.	St. cz.	%-wag.	St. cz.	%-wag.	St. cz.
SiO_2	72.50	1.2071	8.48	0.1412	64.09	1.0671
TiO_2	0.46	0.0058				
P_2O_5	0.06	0.0004				
F_2	0.06	0.0032				
Al_2O_3	13.94	0.1368	5.49	0.0539	8.40	0.0824
Fe_2O_3	2.05	0.0128	2.15	0.0135		
FeO	0.19	0.0027				
MnO	0.04	0.0024				
CaO	0.12	0.0021				
MgO	0.56	0.0139				
K_2O	6.72	0.0713	1.31	0.0139	5.48	0.0582
Na_2O	0.49	0.0079	0.23	0.0037	0.31	0.0050
$-H_2O$	1.74					
$+H_2O$	1.31	0.0727				
$SiO_2 : Al_2O_3$		8.67		2.62		12.94
$K_2O : Al_2O_3$		0.520		0.257		0.706
$K_2O+Na_2O:Al_2O_3$		0.579		0.326		0.767

POLITECHNIKA ŚLĄSKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA w Gliwicach

Tabela 7.

Okaz 5.

	Analiza ryczałtowa Bauschanalyse		Działanie H_2SO_4 i Na_2CO_3 Wirkung der H_2SO_4 und Na_2CO_3			
			wyciąg in Lösung		pozostałość Gesteinprobe	
	%-wag.	St. cz.	%-wag.	St. cz.	%-wag.	St. cz.
SiO_2	75.06	1.2498	7.68	0.1279	67.46	1.1232
TiO_2	0.19	0.0024				
P_2O_5	0.02	0.0001				
F_2	0.02	0.0011				
Al_2O_3	14.40	0.1413	5.67	0.0556	8.64	0.0848
Fe_2O_3	0.18	0.0011	0.15	0.0009		
FeO	0.02	0.0003				
MnO	ślady					
CaO	0.06	0.0011	0.05	0.0009		
MgO	0.16	0.0040	0.10	0.0025		
K_2O	7.13	0.0757	0.20	0.0021	6.99	0.0742
Na_2O	0.29	0.0047	0.12	0.0021	0.14	0.0023
$-H_2O$	1.53					
$+H_2O$	1.21	0.0672				
$SiO_2 : Al_2O_3$		8.70		2.30		13.24
$K_2O : Al_2O_3$		0.535		0.037		0.875
$K_2O+Na_2O : Al_2O_3$		0.569		0.075		0.902

Wyniki rozbiorów chemicznych wyciągów w kwasie siarkowym i węglanie sodowym wykazują, że znaczna część skały ulega działaniu stosowanych rozpuszczalników. Skała bardziej zmieniona (okaz 5) ulega w stopniu nieco mniejszym (16.42 %-wag.), jak skała świeższa (19.21 %-wag.). Z obydwu prób do roztworu przeszły zbliżone ilości SiO_2 i Al_2O_3. Ze skały świeższej (okaz 18) odchodzi niemal całkowicie żelazo. Tlenek potasowy przechodzi do roztworu w większej ilości ze skały słabiej zmnienionej. W odmianie białej skały z Siedlec (okaz 5), składniki zawierające tlenek potasowy w bardzo słabym stopniu ulegają działaniu kwasu siarkowego. Stosunek $SiO_2 : Al_2O_3$ w wyciągu otrzymanym ze skały białej (okaz 5) jest mniejszy, wynosi on 2.30.

Pozostałość, nie ulegająca działaniu stosowanych odczynników, składa się głównie z SiO_2, Al_2O_3 i K_2O — ilości

innych składników są zbyt małe, by mogły odegrać poważniejszą rolę w budowie skały. Wielkie ilości krzemionki dowodzą, pod względem chemicznym, istnienia w skale minerałów grupy SiO_2. Mimo stosowania bardzo silnych rozpuszczalników, minerały zawierające alkalia w przeważnej części nie uległy ich działaniu. Stosunkowo znacznie mniej tlenku potasowego przeszło do roztworu ze skały bardziej przeobrażonej. Stosunek ilości alkalii do ilości tlenku glinowego (nierozpuszczalnego) jest następujący:

skała słabo zmieniona (okaz 18) — Alk : Al_2O_3=0.767,
skała silnie zmieniona (okaz 5) — Alk : Al_2O_3=0.902.

Alkalia, głównie tlenek potasowy, są zatem w miarę przeobrażania skały coraz silniej wiązane i w coraz słabszym stopniu mogą być oddzielone działaniem stężonego gorącego kwasu siarkowego. W skale wybielonej (okaz 5) stosunek Alk:Al_2O_3=0.902 zbliża się do 1.—. Interesującym jest fakt, że we wszystkich dotychczas poznanych krakowskich skałach przeobrażonych (Tab. 3) maleje zawartość tlenku sodowego; mimo to wzrasta ogólna ilość alkalii. W czasie zatem przeobrażania skały zachodzi proces rozdziału tlenku potasu od tlenku sodowego przez składniki skały. Zjawisko takie jest charakterystyczne dla adsorbcyjnego zatrzymywania alkalii z roztworów wodnych przez koloidalne substancje ilaste [14, 15].

Próba działania H_2SO_4 i Na_2CO_3, wykonana na znaczniejszej ilości skały białej (ponad 50 g), potraktowanej łącznie z minerałami ilastymi, wypełniającymi szczeliny oraz z infiltracjami substancji limonitycznych, dała wynik zbliżony do wyników czysto laboratoryjnych. Analiza pozostałości:

	%-wag.	St cząsteczkowe
SiO_2	80.12	1.3340
Al_2O_3	10.62	0.1042
Fe_2O_3	0.19	0.0012
K_2O	8.42	0.0894
Na_2O	0.12	0.0019
SiO_2 : Al_2O_3		12.80
Alk : Al_2O_3		0.861

Przeobrażenie porfirów z Siedlec nie tylko zaznacza się wzrostem zawartości tlenku potasowego w skale, lecz również wiązaniem tego składnika w minerałach (substancjach) odpornych na działanie gorącego, stężonego kwasu siarkowego i wodnego roztworu węglanu sodowego.

* * *

Wśród spękanego białego porfiru, oraz w pobliżu północnej granicy jego występowania można napotkać kilku — najwyżej kilkunastocentymetrowej wielkości nagromadzenia białej, zupełnie miękkiej, słabo plastycznej, substancji ilastej, która najczęściej wypełnia drobne szczeliny i spękania skały. W pobliżu północnej granicy złoża, w ile tym występuje znaczna ilość drobnych okruchów porfiru i niekiedy skały sąsiadującej. Niektóre wkładki są obficie infiltrowane rdzawymi substancjami żelazistymi z nadległych piaskowców jurajskich. Do analizy chemicznej wybrałem czysto biały okaz, zebrany w odległości około 8 m od granicy złoża. W tabeli 8 podaję wyniki oznaczeń zawartości poszczególnych składnków chemicznych.

Tabela 8.

Analiza chemiczna iłu białego.

Analiza ryczałtowa	%-wag.	St. cząstecz.	Porównanie z analizą okazu 18.
SiO_2	59.20	0.9857	— 21.6%
Al_2O_3	29.54	0.2894	+111.9
Fe_2O_3	0.18	0.0011	— 91.3
CaO	0.44	0.0079	+266.6
MgO	0.23	0.0057	— 59.9
K_2O	0.74	0.0079	— 89.0
Na_2O	0.31	0.0050	— 36.7
$-H_2O$	1.05		
$+H_2O$	8.49	0.4713	+548.0
$SiO_2 : Al_2O_3$		4.41	
$Alk : Al_2O_3$		0.045	

Temperatura topnienia $\pm 1700^0$ C (dokładność 10^0).

Punkt topnienia oznaczyłem metodą stożków Segera w piecu kryptolowym.

Rozbiór chemiczny iłu (Tab. 8) wykazał dużą zawartość krzemionki; ilość tlenku glinowego jest znaczna, jednakowoż niezbyt duża jak na skałę o charakterze ilastym. Stosunek cząsteczkowy tych dwóch głównych składników skały wynosi 3.41 : 1. Ilość alkalii jest niewielka, przy czym zaznaczyć należy, że ilość tlenku potasowego jest większa od ilości tlenku sodowego. Jest to charakterystyczne zjawisko [14, 15] dla substancji ilastych, zawierających alkalia zaadsorbowane z roztworu. Zawartość alkalii może być zatem uzasadniana występowaniem minerałów, zawierających alkalia, albo też zatrzymywaniem alkalii z roztworów przez substancje ilaste. Stosunkowo nieznaczne ilości innych składników jak: MgO, CaO, Fe_2O_3, w bardzo słabym stopniu wpływają na charakterystykę badanego iłu.

Skład chemiczny iłu w porównaniu ze skałą słabo zmienioną (porfir przeobrażony — okaz 18), wykazuje dużo większą zawartość $+H_2O$ — o 548%; Al_2O_3 — o 111.9% oraz CaO — o 266.6%. Ten ostatni składnik występujący w ilościach skąpych (0.12—0.44%) gra niewielką rolę w obserwowanych zjawiskach. Krzemionki w iłe jest znacznie mniej (—21.6%). Te wielkie różnice chemiczne stanowią podstawę wniosku, że są to dwie skały odmienne. Niewielka zawartość alkalii nie jest dostateczną przyczyną stwierdzenia ich podobieństwa.

* * *

Ił występuje jako wypełnienia szczelin i wolnych przestrzeni wśród porfirów oraz około północnej granicy złoża, gdzie znajduje się raczej w postaci spoiwa rumoszu porfirowego i skały sąsiadującej. Chemicznie zanalizowany ił (Tab. 8) był zebrany z partii występujących wśród spękanych porfirów, zdala od skał sąsiadujących. Jako przypuszczalne warunki powstania skupień tego iłu przytoczyć można:

1. naniesienie przez wody krążące ze skał otaczających;
2. przez wietrzenie skaleni występujących w porfirze;
3. jako jeden z produktów procesu swoiście przeobrażającego porfiry.

Przypuszczenie, że jest to ił naniesiony przez wody krążące ze skał otaczających jest mało prawdopodobne. Obec-

na działalność tych wód zaznacza się infiltrowaniem łatwo rozpuszczalnych substancji limonitycznych z nadległych piasków jurajskich w szczeliny i spękania skały przeobrażonej. W pobliżu nie zaobserwowałem występowania większych ilości skał ilastych. Nagromadzenia substancji ilastych występują najczęściej wśród białych silnie spękanych porfirów. Skupienia nie wykazują uwarstwienia. Nie znalazłem wśród nich fragmentów skał innych poza porfirem. Materiał obcy złożu porfirowemu występuje obficie w iłach i rumoszu ograniczającym występowanie badanej skały od strony północnej. Skupienia iłu są rozmieszczone w sposób bardzo nieregularny, co również do pewnego stopnia wskazuje, że nie jest to produkt naniesiony, nagromadzony wyłącznie działaniem mechanicznym wód krążących. Przypuszczenie to jest natomiast prawdopodobne, jeżeli chodzi o iły występujące na poznanej granicy złoża porfirów przeobrażonych.

Wyniki badań chemicznych trzech odmian porfirów przeobrażonych wykazały, że skała ta nieuległa działaniu procesu wietrzenia ilastego, trudno więc z tym przypuszczeniem wiązać genezę iłów.

Pozostaje możliwość, że skała ilasta powstała jako jeden z produktów procesu, przez Z. R o z e n a nazwanego kalifikacją. Warunki powstania minerałów ilastych nie są ograniczone wyłącznie do procesów wietrzeniowych, znanych z badań produktów rozkładu skał, przebiegających pod wpływem czynników działających na powierzchni ziemi. Znane są liczne występowania minerałów ilastych, powstałych w innych warunkach np. na drodze hydrotermalnej [16]. Przypuszczenie to jest zgodne z wynikami badania rozpuszczalności porfirów przeobrażonych w kwasie siarkowym, węglanie sodowym i potasowym. We wszystkich tych przypadkach oddzieliłem ze skały część jej składników o składzie chemicznym podobnym do składu chemicznego iłów występujących w szczelinach. Porównawcze zestawienie porfirów w różnym stopniu przeobrażonych (Tab. 3) wykazało, że względna zawartość krzemionki wzrasta w miarę badania coraz bardziej przeobrażonych skał; zawartość tlenku glinowego zachowuje się chwiejnie. Doświadczenia te nie zaprzeczają możliwości oddzielenia i odprowadzenia

ze skały części krzemionki i tlenku glinowego w czasie jej przeobrażania; ilości jednak krzemionki muszą być stosunkowo mniejsze aniżeli tlenku glinowego. Takie wyniki dało badanie roztworu w 1%-wym K_2CO_3, gdyż analiza przesączu (temperatura +15° C, czas działania — 2 tygodnie) dała wyniki:

SiO_2	0.97%-wag.	St. cząsteczkowy	0.0162
Al_2O_3	0.24%-wag.	St. cząsteczkowy	0.0024
$SiO_2 : Al_2O_3$			6.58

Pod działaniem kwasu siarkowego i węglanu sodowego przeszła do roztworu znaczna część składników skały przeobrażonej. Stosunek $SiO_2 : Al_2O_3$ (w roztworze) wynosił:

skała słabo zmieniona (okaz 18) — 2.62,
skała silnie zmieniona (okaz 5) — 2.30.

Mimo to stosunek $SiO_2 : Al_2O_3$ w skale, pozostałej po działaniu tych rozpuszczalników, wzrósł:

skała słabo zmieniona (okaz 18) z 8.67 do 12.94,
skała silnie zmieniona (okaz 5) z 8.70 do 13.24.

Przypuszczenie, że badany ił, powstał równocześnie z przeobrażeniem porfiru drogą oddzielenia części składników ze skały przeobrażanej, jest pod względem chemicznym możliwe i nie jest sprzeczne z chemiczną charakterystyką przebiegu procesu przeobrażenia porfirów z Siedlec.

* * *

Występowanie iłu obok zmienionych porfirów, możliwość łącznego powstania iłu z przeobrażeniem porfirów, do pewnego stopnia rzucają światło na dalszy rozwój zmian chemicznych w wodach krążących działających na porfiry. Rozbiory chemiczne skał przeobrażonych wykazały, że z porfirów została odprowadzona znaczna część jego pierwotnych składników. Część ich (Na_2O, CaO, MgO, Fe_2O_3) jest łatwa do wyługowania ze skał i łatwa do utrzymania w roztworze mimo dość dużych zmian natury fizyko-chemicznej. Analizy skał przeobrażonych nie rzuciły pełnego światła na zachowanie się niektórych innych składników jak SiO_2 i Al_2O_3, których zawartość albo względnie wzrosła, albo zachowała się chwiejnie. Obydwa te składniki są dość

trudno rozpuszczalne i mało podatne do dalekiego wodnego transportu. Skoro by więc roztwory działające na porfiry, podobnie jak laboratoryjnie użyty 1%-wy roztwór wodny węglanu potasowego, odprowadzały ze skały przeobrażanej część krzemionki i tlenku glinowego — to jest prawdopodobne, że wskutek zmiany stężenia roztworu, lub innych czynników np. spadku temperatury, roztwory te mogły wydzielić część składników i to w pierwszym rzędzie tak trudno rozpuszczalnych jak krzemionka lub tlenek glinowy.

W ten sposób, zmianą równowagi fizyko-chemicznej roztworów przeobrażających badane porfiry, możnaby wyjaśnić przyczynę powstania skupień ilastych wśród białych silnie przeobrażonych porfirów.

Rozdzielanie minerałów w cieczach ciężkich.

25 g porfiru rozkruszonego do największej wielkości ziarn 0.1 mm umieszczałem w lejku Harady i zalewałem czystym bromoformem. Po opadnięciu minerałów cięższych dodawałem stopniowo benzolu celem zmniejszenia ciężaru właściwego cieczy. Otrzymane ziarna, sklasyfikowane wedle ciężaru właściwego, przemywałem benzolem i suszyłem na powietrzu. Ciężar właściwy cieczy oznaczałem wskaźnikami V. Goldschmidta i sposobem piknometrycznym. Otrzymałem następujące wyniki:

Ciężar właściwy	Ilość minerałów %-wag.
+2.90	0.3— 1.5
2.64—2.90	2.1— 3.8
2.51—2.64	84.—89.7
—2.51	7.8—10.1

Podałem skrajne wyniki czterech prób rozdzielania minerałów z porfirów w różnym stopniu przeobrażonych. Minerałów ciężkich (głównie biotytu) najwięcej otrzymałem z okazu nr. 18, tj. z porfiru najmniej zmienionego. Ziarn o ciężarze właściwym 2.51—2.64 najwięcej dał kruchy porfir biały. Podobną ilość otrzymałem również z porfiru bia-

łego twardego (okaz 5). Ilościowo najobfitsze ziarno zawiera minerały o ciężarze właściwym odpowiadającym kwarcowi i skaleniom; wśród ziarna nieco cięższego główną rolę gra kwarzec.

W badaniu mikroskopowym oznaczyłem w ziarnie najcięższym: cyrkony — przeważnie o zarysach igiełkowatych, silnie wydłużone słupy z ostrymi bipiramidami; rutyl, turmaliny, apatyt, magnetyt. Z okazów skały słabiej przeobrażonej wydzieliłem biotyty bądź zupełnie świeże, bądź w różnym stopniu zmienione. Ziarno lżejsze (2.64—2.90) składało się niemal wyłącznie z kwarców i rzadkich ułomków cyrkonu. W ziarnie o c. wł. 2.51—2.64 stwierdziłem kwarce, agregatowe skupienia minerału przejrzystego, reagującego na światło spolaryzowane, o niskiej dwójłomności, o współczynnikach załamania światła zbliżonych do 1.530. W agregatach tych stwierdziłem również występowanie minerału niereagującego na światło spolaryzowane, o znacznie mniejszym współczynniku załamania światła. Znaczniejsze ilości substancji izotropowej obserwowałem w ziarnie najlżejszym (c. wł. poniżej 2.51).

Z wyników obserwacji, wykonanych w czasie rozdzielania minerałów tworzących badany porfir, można wysnuć wniosek:

przeważna część skały (ponad 90% -wag.) jest utworzona z minerałów o ciężarze właściwym mniejszym aniżeli 2.64, przy czym większa część składników (ponad 84% -wag.) ma ciężar właściwy w granicach: 2.51—2.64.

Biorąc pod uwagę skład chemiczny, budowę skały oraz obserwowane zjawiska przeobrażania porfirów, można przypuszczać występowanie w nim znaczniejszych ilości minerałów z grupy miki, grupy SiO_2, skaleni potasowych i minerałów ilastych. Natomiast wyniki badania w cieczy ciężkiej wskazują, że prawdopodobnie skała zawiera przeważnie minerały grupy SiO_2 (kwarzec) i skaleń potasowy, oraz mniejsze ilości minerałów ilastych. Poważniejsza zawartość minerałów z grupy miki jest mniej prawdopodobna, gdyż miki mają ciężary właściwe wyższe od 2.64. Blaszkowate okruchy miki mogą wprawdzie utrzymywać się na powierzchni cieczy o ciężarze właściwym mniejszym, lecz w badaniu mikroskopowym nie stwierdziłem ani obecności ciał o dwój-

łomności większej od kwarcu, ani też nie dostrzegłem ziarn o pokroju blaszkowatym.

Badania mikroskopowe.

Poszczególne odmiany skały przeobrażonej w badaniu mikroskopowym przedstawiają się podobnie. Na podstawie wstępnych badań wydzieliłem te dwie skrajne odmiany, które zostały poznane badaniami chemicznymi, są to:

okaz 18 — jasna skała barwy brązowawo-szarej z zachowanymi świeżymi prakryształami biotytu i zmienionymi skaleniami,

okaz 5 — i

okaz 6 — skały niemal zupełnie białe; wszystkie prakryształy zmienione.

We wszystkich odmianach skały przeobrażonej obserwowałem pod mikroskopem bardzo wyraźną różnicę między prakryształami a ciastem skalnym. Prakryształy występują częściowo zachowane (biotyty) lub zmienione (skalenie). Ilościowo ciasto skalne wysoko przeważa nad stosunkowo rzadkimi prakryształami.

Wśród prakryształów częstszy jest b i o t y t (osobniki do 1.5 mm), nie wykazujący zjawisk resorbcji magmatycznej. Zarysy krystalograficzne są na ogół dobrze zachowane z czystymi obrzeżami, wolnymi od ziarn tlenków metalicznych, tak obficie obserwowanych w porfirze z Miękini. Wybitny pleochroizm w barwach od jasno-żółtej do ciemnobrunatnej, dwójłomność i współczynniki załamania nie wykazują odchyleń od świeżych biotytów z porfirów miękińskich. Z równoległego położenia płaszczyzny osi optycznych względem ramion gwiazdy sześciopromiennej, otrzymanej uderzeniem ostrej igły [19] wnioskuję, że jest to typowy m e r o k s e n. Częste są prakryształy o dobrze rozwiniętych ścianach:

m (111), b (010) i c (001).

W odmianach silniej przeobrażonych biotyty przedstawiają odmienny obraz. Ich barwa zanika niekiedy w sposób zonalny na obrzeżu, lub od niektórych punktów wewnątrz płaszczyzny przekroju ziarna. W skale białej dostrzec można okiem nieuzbrojonym niemal srebrzysto-połyskliwe bla-

szki. Pod mikroskopem blaszki te okazują się niejednolitymi substancjami, których nie można określić jako miki jasne. Są to odbarwione produkty rozkładu biotytu [13], niekiedy zachowujące resztki dawnej barwy i pleochroizmu. Niektóre prakryształy ulegają zmianie w częściowo przekrystalizowane agregaty krzemionkowe. Wszystkie zmienione biotyty zaznaczają się na tle skały czystymi liniami granicznymi i zarysami właściwymi niezmienionym biotytom. W porfirze słabiej zmienionym napotkałem niekiedy w ten sposób zmienione biotyty obok prakryształów świeżych biotytów i rozłożonych skaleni. Biały przeobrażony biotyt niekiedy wykazuje dawną budowę blaszkowatą, zachowuje ślady łupliwości. W tych przypadkach są to agregaty złożone częściowo ze składników dwójłomnych o bardzo niewielkiej różnicy współczynników załamania światła.

Istnienie prakryształów skaleni, nie częstszych od rzadkich biotytów, można przypuszczać po zachowanych zarysach krystalicznych. W posiadanym materiale nie stwierdziłem żadnego prakryształu skalenia w stanie choćby częściowego zachowania. Pomiary mikroskopowe kątów między zarysami białych zmienionych prakryształów wskazują, że w skale świeżej prakryształy skaleni znajdowały się i były to osobniki normalnie rozwinięte, bez zjawisk korozji magmatycznej na szerszą skalę. Ziarna te są takie same jak opisane przez Z. R o z e n a [19] z porfirów skalifikowanych z Miękini. Makroskopowo białe zmętniałe prakryształy skaleni, przedstawiają w płytce cienkiej, badanej pod mikroskopem, swoisty obraz. Prakryształy te są ograniczone krawędziami ostrymi, przejrzyste, czyste, pozornie jednorodne, niekiedy zawierają minerały rzadkie jak: cyrkon, apatyt, rutyl. Między nikolami skrzyżowanymi pole prakryształu rozpada się na ziarnisty agregat, utworzony ze substancji o dwójłomności niższej od dwójłomności kwarcu. Substancja ta często jest włóknista, a niekiedy sferolityczna. Włókna tego minerału są wydłużone w kierunku najmniejszej sprężystości optycznej (c) — sferolity zatem reagują dodatnio z płytką gipsową. Na niektórych przekrojach obserwowałem zgodną orientację ziarn minerału włóknistego, osiadłych na ścianach dawnego prakryształu. W tych przy-

padkach ziarna te tworzą jakgdyby szczotkę, ostrzami zwróconą do wnętrza kryształu.

Prakryształy, występujące w porfirze z Siedlec, wyraźnie odcinają się na tle skały ostrymi, czystymi krawędziami i jednorodnością budowy oraz małym stopniem resorbcji i korozji magmatycznej. Mamy więc do czynienia ze skałą o typowej budowie porfirowej.

Przeważającą rolę w budowie badanej skały gra ciasto skalne, występujące w ilościach stanowiących ponad 90% powierzchni przekroji obserwowanych pod mikroskopem. Ciasto skalne różnych odmian porfiru przeobrażonego przedstawia się w badaniu mikroskopowym nieco odmiennie, wykazując związek pomiędzy swoim wykształceniem a przebiegiem procesu przeobrażającym porfir. We wszystkich jednak odmianach występuje część składników jednakowo wykształconych, wśród których najobfitszy jest k w a r z e c bardzo drobno krystaliczny (ziarna o wielkości mniejszej od 0.15 mm), wykształcony podobnie jak w cieście skalnym porfiru z Miękini. Obok kwarcu stwierdziłem, niekiedy wewnątrz prakryształów, dobrze rozwinięte kryształy c y r k o n u i r u t y l u. W odmianach mniej zmienionych występuje część b i o t y t u w postaci bardzo drobnych ziarn (kryształów), tkwiących w cieście skalnym oraz bardzo rzadkie minerały rudne (h e m a t y t) i kłaczkowate skupienia substancji limonitycznych. Minerały te w porfirze słabo przeobrażonym tkwią w substancji przeważnie reagującej na światło spolaryzowane, bardzo słabo dwójłomnej, niemal bez zarysów krystalicznych i śladów łupliwości. Tło skały jest zatem przeważnie krystaliczne, zbite. Odmiennie przedstawia się pod mikroskopem tło skały silnie przeobrażonej, białej. Jest ono jasne i niemal zupełnie wolne od składników femicznych. Na tym tle przy użyciu silniejszych powiększeń wyróżnić można znaczne ilości (równorzędne ilościom kwarcu) mikrolitów wydłużonych w formie prostokątów lub laseczek. Część mikrolitów, zwłaszcza mniejszych, jest wykształcona jako osobniki pojedyńcze; większe zaś składają się przynajmniej z kilku osobników, lub wykazują wręcz budowę agregatową, przy czym orientacja optyczna poszczególnych osobników jest zbliżona, lecz niejednakowa i nie usystematyzowana. Mikrolity dostrzega

się dzięki różnicy współczynników załamania światła i pojawiających się skutkiem tego refleksów na granicy ziarn. Są one bezbarwne. Współczynniki załamania światła sodowego, pomierzone metodą imersyjną, wahają się między 1.525—1.530. Dwójłomność znacznie niższa aniżeli kwarcu, bowiem porównawcze pomiary dały wynik najwyższy 0.007. Wszystkie mikrolity wykazują wydłużenie w kierunku najmniejszej sprężystości optycznej, gdyż w porównaniu z płytką gipsową reagują jak ciała optycznie dodatnie. Znikanie światła wykazują pod bardzo niewielkim kątem, trudnym do dokładnego pomierzenia, pomiar przybliżony (sprawdzony płytką gipsową) dał wyniki niższe od 6°. Mikrolity są to te same ciała dwójłomne, które oddzieliły się w ziarnie o ciężarze właściwym 2.51—2.64 w czasie rozdzielania składników skały w bromoformie.

Własności chemiczne, własności fizyczne jak: ciężar właściwy, anizotropowość, wielkość dwójłomności, współczynniki załamania światła oraz kąt znikania światła wykazują, że mikrolity mają wymienione własności podobne do cech niektórych skaleni potasowych. Niewielkie poprzeczne wymiary mikrolitów pojedyńczych, na ogół mniejsze od grubości płytki cienkiej, wynikające stąd trudności w dokładnym stwierdzeniu własności optycznych na przykład w świetle zbieżnym, utrudniają zdecydowane stwierdzenie, że są to mikrolity skalenia potasowego.

Badania mikroskopowe ujawniły, że pierwotna skała posiadała budowę porfirową o cieście skalnym podobnie wykształconym, jak w porfirze z Miękini. Krystalizacja magmy, po wydzieleniu minerałów nieistotnych (cyrkon, apatyt, rutyl obserwowane w prakryształach biotytu), postępowała po linii wydzielenia prakryształów biotytu, a następnie skaleni, których natury na podstawie posiadanego materiału nie można określić. Prakryształów kwarcu, mimo bardzo wysokiej zawartości krzemionki w skale, nie stwierdziłem. Kwarzec wydzielił się wśród ciasta skalnego w wykształceniu podobnym do kwarców z ciasta skalnego porfiru z Miękini. Prakryształy nie wykazują zjawisk obtopienia na większą skalę. Przypuszczać stąd można, że przebieg krystalizacji nie był zakłócony dopływem świeżej magmy. Krystalizacja zatem magmy porfirowej z Siedlec przebiegała

nieco odmiennie, aniżeli magmy porfiru z Miękini, gdzie obserwuje się zjawiska korozji i resorbcji magmatycznej.

Proces przeobrażenia ogarnął wszystkie ulegające temu procesowi składniki porfiru, wykształcone zarówno jako prakryształy jak i jako ciasto skalne. Z powodu wysokiej przewagi ciasta skalnego w budowie skały, proces jego przeobrażenia ma silniejszy wpływ na ogólny skład chemiczny skały zmienionej aniżeli przeobrażenie prakryształów. W odmianach silniej zmienionych obserwowałem w cieście skalnym występowanie dużych ilości mikrolitów dwójłomnych. Stąd mniemać można, że silniejszy rozwój procesu przeobrażającego powoduje wytworzenie się nowych minerałów krystalicznych.

Przeobrażenie skały pod względem chemicznym określone jest wzrostem zawartości tlenku potasowego i krzemionki (Tab. 1, 3). Badania rozpuszczalności w stężonym kwasie siarkowym i węglanie sodowym (Tab. 6, 7) wykazały, że w miarę wzrostu zawartości tlenku potasowego, składnik ten jest wiązany w substancjach nie ulegających działaniu tych czynników chemicznych. Płytki cienkie, oglądane pod mikroskopem, ujawniły, że w bardziej zmienionych skałach powstają, w cieście skalnym, minerały krystaliczne, dwójłomne (mikrolity). Z tych spostrzeżeń wynika, że silniejszy rozwój procesu przeobrażającego porfiry powoduje wytworzenie się w skale zmienionej krystalicznych minerałów bogatych w tlenek potasowy, odpornych na działanie stężonego, gorącego kwasu siarkowego.

Wnioski.

Badania chemiczne i petrograficzne wykazały, że skała z Siedlec jest w różnym stopniu przeobrażonym porfirem, zbliżonym do porfirów z Zalasu i Miękini. Zarówno podobieństwo petrograficzne jak i geologiczne (geograficzne) warunki występowania tego porfiru zezwalają na wysnucie przypuszczenia, że jest to jedna ze zróżnicowanych komagmatycznych law krakowskich, których odsłonięcia naturalne i sztuczne są zgrupowane na zachód od Krakowa. Porfiru świeżego w Siedlcach nie zdołałem uzyskać, dlatego też badania ograniczyły się z konieczności do poznania skal prze-

obrażonych. Skład skały świeżej, wywnioskowany z wyników badań produktów przeobrażenia oraz analogii z innymi kwaśnymi skałami wylewnymi okolic Krakowa, jest w ogólnych zarysach zbliżony do porfirów miękińskich i zalaskich. Przypuszczalnie była to skała o typowej budowie porfirowej z ciastem skalnym krystalicznym, być może mikrogranitowym, jak na to wskazuje podobne wykształcenie kwarcu w cieście skalnym porfirów z Siedlec i Miękini. Pod względem chemicznym była to skała niemniej kwaśna od porfiru miękińskiego, a może nieco kwaśniejsza. Wyższa zawartość krzemionki (Tab. 1, 2) w skale przeobrażonej z Siedlec, aniżeli w porfirze skalifikowanym z Miękini, wskazuje do pewnego stopnia na większą kwasotę skały świeżej, lecz jej nie dowodzi, gdyż wyższa zawartość krzemionki może być spowodowana procesami późniejszymi. Brak ziarn tlenków metalicznych i resorbcji prakryształów wskazuje, że magma z Siedlec była uboższa w tlenki metaliczne w porównaniu z porfirem z Miękini. Słabe obtapianie prakryształów ujawnia, że krystalizacja magmy przebiegała spokojne.

Po skrystalizowaniu porfiru rozpoczął się proces przeobrażenia, który ogarnął całą masę porfiru, a więc zarówno prakryształy jak i ciasto skalne, występujące w wysokiej przewadze. Stwierdzone zjawiska odprowadzania znacznej części składników (CaO, MgO, Fe_2O_3, Na_2O, ...) wskazują, że proces ten odbywał się przy współudziale wód jako czynnika odprowadzającego. Chociaż pod działaniem zupełnie nawet czystej wody skalenie mogą ulec rozkładowi hydrolitycznemu, jak to wskazuje praca S c h w a r z a i T r a g e s e r a [20], to jednak przypuszczam, że były to wody o stężeniu jonów wodorowych właściwym dla rozbicia połączeń żelazawych i oksydacji na związki żelazowe oraz zdolne do odprowadzenia P_2O_5 i innych składników. Badania chemiczne nad wpływem działania węglanu potasowego na przeobrażony porfir z Siedlec wykazały, że pod wpływem działania tego czynnika zawartość tlenku potasowego w skale może wzróść. Obecność zatem węglanu potasowego w roztworze byłaby okolicznością korzystną dla rozwoju procesu; nie wynika z tego, by była ona koniecznością. Tlenek potasowy mógł zostać nagromadzony w skale skutkiem

np. zubożenia innych partii złoża porfirowego. G. B e r g [3] oblicza geochemicznie, że w litosferze mamy średnio:

2.40% K_2O i 2.63% Na_2O

a w wodach morskich:

0.06% KCl i 3.50% NaCl

z czego wnioskuje, że adsorbcyjne zatrzymywanie tlenku potasowego w przyrodzie jest szeroko rozpowszechnione. Moje doświadczenia laboratoryjne wykazały, że przeobrażony porfir z Siedlec zatrzymuje połączenia potasowe z ich wodnych roztworów.

Do odprowadzenia znacznych ilości składników konieczne było krążenia dużych ilości wód. Proces przeobrażenia skały z Siedlec nie zaznaczył się tak jak znane procesy wietrzenia powierzchniowego porfirów i granitów, zaznaczających się przede wszystkim silnym wzrostem zawartości Al_2O_3 i H_2O, zmniejszaniem się zawartości krzemionki i odprowadzaniem alkalii [9]. Także proces przeobrażenia badanego porfiru nie jest zgodny z przebiegiem serycytyzacji obserwowanej przez J. B r o d e r a [3] na niektórych partiach lawy z Niedźwiedziej Góry. Jest on odmienny od wietrzenia części porfirów z Miękini, w których stwierdziłem wzrost zawartości:

Al_2O_3 z 13.93%-wag. do 17.01%-wag.
H_2O z 3.30%-wag. do 4.10%-wag.,

z równoczesnym obniżeniem zawartości alkalii. Z powyższego wysnuwam wniosek, że lawa z Siedlec jest przeobrażona pod wpływem działania lub współdziałania wód wgłębnych.

W obrębie badanego złoża porfiru stwierdziłem występowanie dwóch skał: porfir przeobrażony i ił. Z badań chemicznych i warunków występowania wynika brak dostatecznie silnego dowodu, by skały te można było genetycznie oddzielić od siebie. Badania te wykazały raczej możliwość ich równoczesnego powstania wskutek przebiegu jednego procesu, określonego przez Z. R o z e n a, mianem: kalifikacja. Łączne występowanie iłu i porfiru przeobrażonego, mimo możliwości współdziałania wód wgłębnych, do pewnego stopnia wskazuje, że temperatura, w której odbył się proces przeobrażenia porfiru nie była zbyt wysoka [22].

Przeobrażenie skały z Siedlec przebiegło podobnie do procesu przeobrażającego (kalifikacji) innych skał krakowskich według opracowania Z. R o z e n a. Pod względem chemicznym charakteryzuje się ten proces silnym wzrostem zawartości tlenku potasowego i krzemionki w skale, w mniejszym stopniu zmienia się zawartość Al_2O_3 i H_2O. Inne składniki są odprowadzane. W porównaniu z procesem kalifikacji, opisanym przez Z. R o z e n a, proces, któremu uległy porfiry z Siedlec, przynajmniej, o ile chodzi o skały zupełnie wybielone, różni się silniejszym wzrostem zawartości SiO_2 i to w sposób przewyższający nawet zmianę zawartości K_2O. Tlenek potasowy jest w miarę postępu przeobrażenia wiązany w coraz trwalsze połączenia, odporne na działanie gorącego kwasu siarkowego. W wiązaniu tlenku potasowego niewątpliwie bierze udział również Al_2O_3 i SiO_2 [14]. Silne wiązanie tlenku potasowego pociąga za sobą konieczność równie silnego związania części tlenku glinowego. Biała skała z Siedlec okazuje w odpowiednich warunkach zdolność do przyjęcia z roztworu dalszych ilości K_2O. Tymczasem w skale obserwujemy względny ubytek Al_2O_3 w stosunku do ilości K_2O i SiO_2. Stąd wnioskuję, że wody krążące nie były zbyt zasobne w tlenek potasowy. Gdyby bowiem zawierały znaczniejsze ilości połączeń potasowych, najprawdopodobniej tlenek potasowy zostałby z roztworu adsorbcyjnie zatrzymany i związany ze stosowną ilością tlenku glinowego oraz krzemionki.

Proces przeobrażenia obserwowany w obrębie prakryształów skaleni jest taki sam jak opisany przez Z. R o z e n a [19] na porfirze Miękini. Prakryształy biotytu odbarwiają się i budowa ich wykazuje zmiany w kierunku utworzenia srebrzystych produktów rozkładu, lub też powstania skupień substancji krzemionkowych, częściowo przekrystalizowanych. Zmiany zachodzące w obrębie prakryształów ilościowo mało wpływają na zmianę ogólnego składu chemicznego skały, a to dlatego, że ilość prakryształów w skale jest stosunkowo niewielka (poniżej 10%). Zmiany w obrębie ciasta skalnego, poza odprowadzaniem składników femicznych, w badaniu mikroskopowym są trudniejsze do obserwacji z powodu niewielkich wymiarów ziarn. Kwarzec, występujący w cieście skalnym, jest podobnie wy-

kształcony do kwarców, występujących w cieście porfiru z Miękini; składnik ten nie wykazuje żadnych zmian. Pozostała część ciasta skalnego zachowuje się odmiennie u różnych odmian porfiru przeobrażonego. Badając skałę bardziej przeobrażoną dostrzegłem pojawianie się coraz większych ilości mikrolitów dwójłomnych, o współczynnikach załamania zbliżonych do 1.525 (dwójłomność około 0.007), wydłużonych w kierunku mniejszej sprężystości optycznej, ciężar właściwy 2.51—2.64, nie ulegających działaniu gorącego kwasu siarkowego i węglanu sodowego. Jest to zatem składnik o własnościach takich, jak niektóre skalenie potasowe. Trudności obserwacji własności optycznych ziarn bardzo drobnych, często drobniejszych od grubości preparatu, nie zezwoliły na całkowicie pewne stwierdzenie, czy mikrolity pojawiające się w silnie przeobrażonej skale są mikrolitami skalenia potasowego, jakkolwiek na obecność jego do pewnego stopnia wskazują rezultaty badań chemicznych, fizycznych i niektórych oznaczeń optycznych.

Obok tych mikrolitów w cieście skalnym występuje znaczna ilość (do 20%) składników ulegających działaniu H_2SO_4 i Na_2CO_3, lecz zmniejszająca się w miarę postępu przeobrażenia porfiru. Ich skład chemiczny jest zbliżony do składu chemicznego substancji ilastych występujących w szczelinach porfiru przeobrażonego. Składniki te przypuszczalnie zawierają zaadsorbowany tlenek potasowy, który przechodzi do roztworu pod działaniem kwasu siarkowego. Zjawisko zatrzymywania tlenku potasowego z gorącego roztworu węglanu potasowego może być tłomaczone obecnością tych substancji, gdyż trudno przypuścić, by pozostałe minerały krystaliczne mogły w znaczniejszych ilościach adsorbować tlenek potasowy [14].

Większa zawartość tlenku potasowego w skale białej, bardziej przeobrażonej, może być częściowo uzasadniona ługowaniem niektórych pierwotnych składników porfiru, poniekąd zaś adsorbcją tlenku potasowego z roztworów krążących.

Mimo wielkiej ilości odmian porfirów w różnym stopniu przeobrażania nie zdołałem znaleźć takiej odmiany, która by nie ulegała częściowo działaniu kwasu siarkowego i która by tlenku potasowego z roztworu nie zatrzymywała.

Proces przeobrażania skał krakowskich, cechujący się silnym wzrostem zawartości tlenku potasowego, uważany był przez Z. R o z e n a [19] za stadium „potasowe", poprzedzające właściwą kaolinizację. Znacznie nowsze badania produktów wietrzenia i kaolinizacji skał kwaśnych (porfirów i granitów), ostatnio ujęte w monograficznej pracy G. G r o s s e r a [9], nie wykazały, by stadium „potasowe" występowało i poprzedzało kaolinizację. Badania J. B r o d e r a [5] stwierdziły serycytyzację skaleni w diabazie z Niedźwiedziej Góry. Doraźne moje oznaczenia na zwietrzałych porfirach z Miękini ujawniły postęp wietrzenia ilastego, przebiegający niezależnie od przeobrażenia kalifikacyjnego. Badania różnych odmian porfirów przeobrażonych z Siedlec wykazały, że proces wzbogacania w tlenek potasowy i odprowadzanie ze skały przeobrażanej wszystkich prócz tlenku potasowego i krzemionki składników może dać produkty znacznie bardziej zmienione, aniżeli miał to możność obserwować Z. R o z e n [20] przed laty trzydziestu na ówcześnie dostępnych materiałach. W odmianach porfiru najbardziej „skalifikowanego" nie stwierdziłem powiększania się zawartości minerałów ilastych lub powstawania kaolinu, przeciwnie — zmniejszanie się ich ilości w skale. Stwierdziłem też, że w odmianach silniej skalifikowanych (wybielonych) i do pewnego stopnia zsilifikowanych tlenek potasowy zostaje coraz mocniej wiązany w krystalicznych minerałach, nie ulegających działaniu silnych odczynników chemicznych np. kwas siarkowy. Badania mikroskopowe wykazały, że ten minerał ma własności podobne do niektórych skaleni potasowych. Jest to zatem proces swoisty.

Z przeprowadzonych badań chemicznych i fizycznych wynika, że minerały tworzące różne odmiany przeobrażonego porfiru można podzielić na cztery grupy:

1. kwarzec (mniejsze znaczenie mają minerały ciężkie, np. cyrkon, turmalin, rutyl .....), który zachowuje się obojętnie w czasie przeobrażania skały. Ziarna te nie wykazują zmian pozostających w związku z procesem jakiemu uległa skała pierwotna,
2. szczątkowe formy minerałów ulegających przeobrażeniu, np. biotyt,

3. składniki ilaste, ulegające działaniu gorącego kwasu siarkowego i węglanu sodowego (Tab. 6 i 7), zawierające niewielką część tlenku potasowego,
4. substancje bogate w tlenek potasowy, tlenek glinowy i krzemionkę, odporne na działanie H_2SO_4 i Na_2CO_3. W odmianach silniej przeobrażonych (wybielonych) jest to substancja tworząca mikrolity dwójłomne o własnościach zbliżonych do własności niektórych skaleni potasowych.

Role tych czterech grup składników skały zmienianej są różne. Czynny udział w przeobrażeniu skały bierze część minerałów, np. skalenie i miki, których sposób zmienienia decyduje o budowie skały przeobrażonej. W miarę obserwowania odmian silniej przeobrażonych dostrzega się coraz mniejsze ilości minerałów wymienionych pod p. 2, tj. ulegających działaniu czynników przeobrażających porfir. Zjawisko to jest łatwo dostrzegalne na biotytach, które można obserwować okiem nieuzbrojonym. Składników, ulegających działaniu H_2SO_4 i Na_2CO_3 (p. 3) jest we wszystkich znanych mi odmianach dość dużo, gdyż 16—20% wag. Ilość ich jest mniejsza w odmianach silniej przeobrażonych (wybielonych), aniżeli w odmianach z zachowanymi prakryształami biotytu. Składników krystalicznych, zasobnych w tlenek potasowy (p. 4), jest natomiast znacznie więcej w odmianach uboższych w substancje ilaste (w skałach białych). Przypuszczalnie między tymi dwoma składnikami porfiru przeobrażonego zachodzi związek wynikający z kolejności powstawania:

1. ilaste produkty rozkładu minerałów pierwotnych,
2. zatrzymanie adsorbcyjne tlenku potasowego,
3. krystalizacja minerałów odpornych na działanie H_2SO_4 i Na_2CO_3.

Rozpatrując produkty przeobrażenia porfirów oraz zmiany chemiczne w skale różnie zmienionej, wysnuć można następujące uwagi o charakterze procesu, jakiemu uległa badana skała:

1. we wszystkich odmianach skały z Siedlec stwierdziłem występowanie znacznych ilości substancji (minerałów), pod względem chemicznym i fizycznym odpowiadających substancjom ilastym. Ponieważ

w odmianach słabiej zmienionych składników tych jest więcej, aniżeli w skałach silnie zmienionych, przeto przypuszczać można, że początek procesu kalifikacyjnego zaznacza się rozkładem niektórych minerałów pierwotnych na bezpostaciowe substancje ilaste. Zawartość tych składników jest znaczna i na ich podstawie można przypuszczać pewne podobieństwo kalifikacji do wietrzenia ilastego;

2. odmiany bardziej zmienione zawierają większe ilości krzemionki. Stąd mniemać można o pewnym pokrewieństwie kalifikacji, względnie dalszego jej rozwoju, z procesem silifikacji;
3. cechą charakterystyczną badanych skał przeobrażonych jest wysoka zawartość tlenku potasowego i to znacznie wyższa aniżeli w skałach świeżych. Przeprowadzone badania wykazały, że w odmianach silniej przeobrażonych następuje wiązanie tlenku potasowego w minerałach krystalicznych, odpornych na czynniki chemiczne. Ta przeważająca cecha kalifikacji stanowi pewne podobieństwo do procesu felspatyzacji [2, 1].

Poznane przeobrażone s k a l i f i k o w a n e odmiany porfiru z Siedlec wykazują zmiany, których nie można jednak podporządkować ani wietrzeniu ilastemu ani też felspatyzacji lub silifikacji. Niszczące, w odniesieniu do pierwotnych minerałów, działanie czynników przeobrażających badaną ławę zaznaczyło się całkowitym lub częściowym zniszczeniem tych składników skały, które były podatne na ich wpływ, jak np. skalenie, miki. Z tych składników pozostały substancje ilaste i częściowo krzemionka, wypełniająca niektóre zmienione prakryształy biotytu. Skutkiem działania tych samych czynników w skale przeobrażonej powstały nowe minerały krystaliczne. Są to: mikrolity o własnościach chemicznych i fizycznych, odpowiadających własnościom niektórych skaleni potasowych oraz agregatowe skupienia krystalicznej krzemionki w obrębie dawnych prakryształów. We wszystkich znanych mi odmianach porfiru z Siedlec te dwie grupy składników występują obok siebie. W odmianach silniej przeobrażonych znacznie prze-

ważają nowopowstałe minerały krystaliczne — w odmianach świeższych ta przewaga jest słabsza.

W odróżnieniu od skał sfelspatyzowanych, skalifikowany porfir z Siedlec zawiera znaczne ilości substancji ilastych obok dużych ilości składników krystalicznych, zasobnych w tlenek potasowy, tlenek glinowy i krzemionkę. Różnice te mogą być spowodowane rozmaitymi przyczynami: roztwory działające na lawę z Siedlec mogły nie być zbyt zasobne w połączenia potasowe, na co wskazują również wyniki badań chemicznych; czynnikiem takim mogły być również różnice temperatury lub ciśnienia roztworu; mogło też być współdziałanie wód powierzchniowych.

Proces kalifikacyjny, zmieniający porfiry z Siedlec, wykazuje pokrewieństwo z procesem felspatyzacji oraz podobieństwo do wierzenia ilastego i nieco mniejsze do silifikacji. Przeprowadzone badania wskazują, że kalifikacja porfiru z Siedlec przebiega w związku z działalnością wód wgłębnych.

* * *

Praca ta została wykonana pod naukowym kierownictwem Prof. dr Stefana K r e u t z a; szereg cennych rad udzielił autorowi Prof. dr Jan N o w a k; badania zostały wykonane w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Akademii Górniczej w Krakowie, pozostającym pod opieką Prof. dr Walerego G o e t l a, który żywo interesował się i stale z autorem omawiał tok badań.

Gdy kreślę ostatnie zdania tej pracy, miło mi jest złożyć Im serdeczne podziękowania zarówno za życzliwe zainteresowanie jak i za cenne wskazówki.

Zusammenfassung.

Die Eruptivgesteine des westlichen Gebietes von Kraków waren schon S t a s z i c im Jahre 1815 bekannt. Seit dieser Zeit sind jene Gesteine geologisch und petrographisch bearbeitet worden. Im Jahre 1909 wurde von Z. R o z e n eine monographische Arbeit: D i e a l t e n L a v e n i m G e b i e t e v o n K r a k a u herausgegeben. Diese Arbeit umfasst alle damals bekannten Fundorte mit genauer

Beschreibung, illustriert mit Zeichnungen und Photos, ist neuzeitig petrographisch beschrieben, fundiert auf mehr als zwanzig Analysen und vielen mikroskopischen Beobachtungen. Im Resultate der Untersuchungen der metamorphisierten Eruptivgesteine und Tuffe fand Z. Rozen, dass diese Gesteine sich in einem speziellen Prozess verwandelten, welchen er Kalifikation nannte.

Starke Konzentration von K_2O, passives Verhalten von SiO_2 und Al_2O_3, und Auslaugung aller anderen geochemischen Elemente, welche sich im frischen Gestein befanden, das sind die charakteristischen Eigenschaften des Kalifikations-Prozesses. Die grössten Kontraste zeigt K_2O, dessen Menge, im Melaphyr von Poręba von 2.58% bis zu 8.93% im metamorphisierten Gestein ansteigt.

Ich hatte Gelegenheit, im Jahre 1935 einen neuen Fundort der metamorphen Eruptivgesteine im Krakauer Gebiet zu finden, u. zw. in Siedlec bei Krzeszowice (6 km NO vom Bahnhof Krzeszowice, an der Bahnlinie Kraków—Katowice). Dieses Gestein wurde im Versuchsschacht „Maria", unter einer 6 m Schichte von Jurasandstein gefunden. Der Schacht „Maria" wurde bis 51 m vertieft und erreichte nicht das Liegende. Vom Maria-Schacht wurde nördlich eine Suchstrecke vorgetrieben und nach 10 m eine Breccie aus schwarzem Kalkstein erreicht, welcher keine kontaktmetamorphe Veränderungen zeigte. Bei diesen Untersuchungsarbeiten fand ich keine frischen Eruptivgesteine, dagegen aber viele Arten von metamorphisierten Laven. Die frischeste von ihnen ist ein helles, bräunlich-graues Gestein mit frischen Biotiten und veränderten Feldspaten. Das am meisten metamorphisierte Gestein ist ganz weiss. In Spalten fanden sich die limonitischen Infiltrationen und tonige Anhäufungen.

Im chemischen Verfahren wurden drei Gesteine untersucht, es waren:

Gestein nr. 18 — das frischeste Gestein,
Gestein nr. 5 — das weisse harte Gestein, und
Gestein nr. 6 — das weisse bröckelnde Gestein.

Die Ergebnisse gebe ich in Tabelle 1 (s. S. 8) an. Im Vergleich mit den Analysen von Z. Rozen (Tabelle 2, s. S. 10) und seinen petrographischen Beschreibungen ergab sich,

dass das Gestein von Siedlec mit dem Porphyr aus Miękina und Zalas bei Krzeszowice verwandt ist. Wenn ich die am meisten veränderten Gesteine mit dem frischesten vergleiche, so zeigt sich vom chemischen Standpunkte aus, dass:

SiO_2 — die Menge von SiO_2 steigt. Das Verhältnis SiO_2:Al_2O_3 vergrössert sich:

Siedlec 5/18 von 4.69 zu 4.85
„ 6/18 von 4.69 zu 5.01

K_2O — steigt. Die Zunahme ist kleiner als in den von Z. R o z e n beobachteten Fällen. Z. R o z e n verglich die metamorphen Gesteine mit den ganz frischen Gesteinen. Ich verglich nur drei Arten von verschiedenen metamorphen Gesteinen. Daher wahrscheinlich dieser Unterschied.

Al_2O_3 — in den relativen Werten verhält es sich veränderlich. Die Menge aller anderen geochemischen Elemente verringert sich zu ganz kleinen Werten.

Ich machte Untersuchungen über den Einfluss von 1% Lösung von K_2CO_3 in Temperaturen + 15° C, + 60° C und + 100° C auf diese Gesteine. Im Ergebnis erhielt ich die Zunahme des K_2O. Diese Zunahme wird bedingt durch zwei Faktoren:

1. das Auslaugen der Teile der ursprünglichen Elemente des Gesteines;
2. die Adsorption des K_2O aus der Lösung.

Die Adsorption des K_2O in niedrigen Temperaturen ist ganz gering — erst in + 100° C bekam ich überzeugende Ergebnisse. Der Einfluss der Temperatur ist grösser als der Einfluss der Zeit:

+ 100° C im 24 St. K_2O steigt von 6.72 auf 7.54%
+ 15° in 4 Wochen K_2O steigt von 7.13 auf 7.28%

Um die chemische Verbindung des K_2O im untersuchten Gestein aufzuklären, versuchte ich das frischeste Gestein Nr. 18, und das weisse Gestein Nr. 5 in konzentrierter heisser H_2SO_4 und Na_2CO_3 aufzulösen. Die Ergebnisse der Analysen sind auf den Tab. 6 (s. S. 19) und 7 (s. S. 20) angegeben Auf Grund dessen zeigt sich, dass die Veränderung des Porphyrs von Siedlec nicht nur durch die Zunahme von K_2O

charakterisiert, sondern auch durch die Bindung des K_2O in Mineralsubstanzen, welche widerstandsfähig gegen die Wirkung der H_2SO_4 und Na_2CO_3 sind.

Die Resultate der chemischen Analysen der weissen Tonsubstanz, welche sich in Klüften und Spalten der metamorphen Porphyre fanden, sind in der Tabelle 8 (s. S. 22) angegeben.

Aus den Erwägungen der Ergebnisse der chemischen Untersuchungen der metamorphen Porphyre und Tonsubstanz ergab sich die Möglichkeit der Entstehung dieser beiden Gesteine in einem Prozess, welcher die frischen Porphyre umwandelte.

Die Trennung der Mineralien in schwerer Lösung, die ich mit vier verschiedenen Porphyrproben ausführte, ergab folgende Resultate:

Sp. Gewicht	Menge in Gew.-%
+ 2.90	0.3 — 1.5
2.64 — 2.90	2.1 — 3.8
2.51 — 2.64	84.4 — 89.7
— 2.51	7.8 — 10.1

In schwerer Fraktion befanden sich die Biotite (nur aus frischesten Gesteinen), Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit und Magnetit. Die Fraktion 2.64 — 2.90 besteht aus Quarz (hat selten Fragmente von Zirkon); 2.51 — 2.64 besteht auch aus Quarz und einem gewissen Mineral, welches anisotrop ist, mit geringer Doppelbrechung und Brechungsexponenten beiläufig 1.530. Neben diesem Mineral beobachtete man ein isotropes Mineral, welches einen niedrigen Lichtbrechungsexponenten besitzt.

In Bezug auf die chemische Zusammenstellung, die Metamorphisierung des Porphyrs und die Trennungsergebnisse nehme ich an, dass die metamorphen Gesteine aus Mineralien der Gruppe SiO_2 (Quarz), Kalifeldspat und aus Tonmineralien bestehen. Grössere Mengen von Glimmer sind wahrscheinlich nicht vorhanden.

Die Dünnschliffe zeigen unter dem Mikroskop einen grossen Unterschied zwischen den Kristallen und der

Grundmasse. In frischesten Gesteinen erhielten sich nur die gut erhaltenen Biotite. In allen andern Fällen sind die Kristalle ganz verändert. Die Biotite ergaben ein weisses, silberiges Produkt oder eine Pseudomorphose des SiO_2. Die Feldspate sind umgewandelt und verhalten sich eigenartig. Im gewöhnlichen Lichte verhalten sie sich wie frische, klare Feldspate; zwischen gekreuzten Nikolen zerfallen sie in Agregate der isotropen und anisotropen Substanz, welche eine niedrigere Doppelbrechung haben als Quarz. Quarzeindringlinge wurden nicht bemerkt. Die klaren Umrisse zeigen, dass das frische Gestein eine typische Porphyrstruktur hat. Die Grundmasse hat in ihren Abarten verschiedene Struktur. Ein Teil der Grundmasse, wie Quarz, Zirkon u. a. verhält sich unveränderlich. Die Grundmasse der frischesten Gesteine enthält Biotite und femische Komponenten. Ausserdem ist die Grundmasse kompakt, in welcher bei starker Vergrösserung die anisotropen Mikroliten zu unterscheiden sind, die ähnliche optische Eigenschaften haben, wie manche Kalifeldspate. Die Menge der Mikroliten ist in weissen, stark umgewandelten Porphyren viel grösser als in frischeren Gesteinen. Die definitive Bestimmung dieser Substanz ist sehr schwer, da sie dünner als die Dünnschliffe sind. Die Aenderungen der Grundmasse, welche mehr als 90% des Porphyrs ausmachen, entscheiden über den Bau des Produktes der Metamorphisierung.

Auf Grund der vorgenommenen Untersuchungen und der geologischen Position nehme ich an, dass das Gestein von Siedlec ein metamorphisierter Porphyr und komagmatisch mit anderen Krakauer Eruptivgesteinen ist. Dieses unbekannte frische Gestein hatte wahrscheinlich eine typische Porphyrstruktur mit mikrogranitischer Grundmasse. Die Bestandteile des metamorphen Porphyrs können wir in 4 Gruppen einteilen:

1. Quarz (eine geringere Rolle spielen die Mineralien wie Zirkon, Rutil usw.) verhält sich neutral, während des Prozesses;
2. restliche Formen gewisser Mineralien wie Biotit;
3. Tonsubstanzen, welche man mit heissem H_2SO_4 und Na_2CO_3 auslaugen kann;

4. neue kristallische Mineralien, die reich an K_2O, SiO_2 und Al_2O_3 sind, und welche gegen die Wirkung von H_2SO_4 und Na_2CO_3 widerstandsfähig sind.

Die Rolle dieser vier Gruppen ist verschieden. Diese Gesteinsmineralien, welche verändert wurden, geben das Material für den 2, 3 und 4 Teil der Komponenten. In frischeren Gesteinen sind mehr restliche Mineralien und Tonsubstanzen, als im weissen Porphyr. Die Menge der kristallischen neuformigen Mineralien verhält sich umgekehrt. Wahrscheinlich besteht zwischen diesen zwei Gruppen eine gewisse Genesefolge:

a. Tonsubstanz als Zersetzungsprodukt,
b. Sorption des K_2O,
c. Kristallisation neuer Mineralien, reich an K_2O, SiO_2 und Al_2O_3.

Alle anderen geochemischen Elemente wurden abgezogen.

Hinsichtlich der Art der Prozesse (K a l i f i k a t i o n), welche diesen Porphyr umwandelten kann ich bemerken:

1. in allen metamorphisierten Gesteinen von Siedlec befinden sich grössere Mengen von Tonsubstanz (16—20%). Das ist ein Grund zur Annahme der Verwandtschaft der Kalifikation und Tonverwitterung;

2. grössere Mengen von SiO_2 in weissen, stark silifizierten Porphyren als in frischen Gesteinen zeigt eine Aehnlichkeit zwischen Kalifikation und Silifikation;

3. aber das grösste charakteristische Kennzeichen der Kalifikation ist die starke Steigerung der K_2O-Menge. Dieses K_2O ist in kristallischen, gegen die Wirkung des H_2SO_4 und Na_2CO_3 widerstandsfähigen Mineralien gebunden. Das gibt eine Aehnlichkeit mit der Feldspatisation.

Die Kalifikation kann man keinem dieser drei Prozesse unterstellen, obgleich die Kalifikation ihnen nahesteht. Die Differenz konnte durch physisch-chemische Bedingungen der einwirkenden Lösungen entstehen. Der Kalifikationsprozess ist wahrscheinlich mit der Tiefwasserzone verbunden.

Literatura.

1. Angel F., Scharizer R. Grundriss der Mineralparagenese. Wien, 1932. — 2. Behrend F., Berg G. Chemische Geologie. Stuttgart, 1922. — 3. Berg G. Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. Leipzig, 1929. — 4. Bolewski A. O pewnej skale przeobrażonej z okolic Krzeszowic. Sur une roche modifiée des environs de Krzeszowice. Pos. Nauk. P. Inst. Geol. Warszawa, 1936. — 5. Broder J. Diabaze von Niedźwiedzia Góra bei Krzeszowice und sie begleitenden Gebilde. Bull. Intern. de l'Acad. Sc. et Lettres. Cracovie, 1931. — 6. Dittler E. Gesteinsanalytisches Praktikum. Berlin, 1933.— 7. Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Leipzig, 1924. — 8. Goetel W. Kontakt diabazu z piaskowcem permskim na Niedźwiedziej Górze w Krakowskiem. Spraw. P. Inst. Geol. Warszawa, 1921, t. I. — 9. Grosser G. Die Veränderungen im Chemismus der Eruptivgesteine durch die Verwitterung. Chemie der Erde. XI. Jena, 1937. — 10. Jacob J. Anteilung zur chemischen Gesteinsanalyse. Berlin, 1928.— 11. Kuhl J. Tuf porfirowy z Filipowic jako tras. Porphyrtuff von Filipowice als Tras. Rocznik Pol. Tow. Geol. An. Soc. Géol. Pol. XII. Kraków, 1936. — 12. Larsen E. S. The microscopic determination of the nonopaque minerals. Washington, 1921. — 13. Memel M. Ab- und Umbau am Biotit. Chemie der Erde. XI. Jena, 1937. — 14. Noll W. Die Sorption des Kaliums in tonigen Sedimenten und ihre Bedeutung für die Bildung des Kaliglimmers bei der Metamorphose. Chemie der Erde. VI. Jena, 1931. — 15. Noll W. Ueber die geochemische Rolle der Sorption. Chemie der Erde VI. Jena, 1931. — 16. Noll W. Synthese von Montmorilloniten. Chemie der Erde. X. Jena, 1936. — 17. Philipsborn v. H. Tabellen zur Berechnung von Mineral und Gesteinsanalysen. Leipzig, 1933. — 18. Rosenbusch H. Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart, 1925. — 19. Rozen Z. Stare lawy W. Ks. Krakowskiego. Die alten Laven im Gebiete von Krakau. Bull. de l'Acad. Pol. de Sciences de Cracovie. Cracovie, 1909.
20. Rozen Z. Pilolit z Miękini. Rozpr. Akademii Umiejętności. Kraków, 1914. — 21. Rutkowski F. O budowie paleozoicznego grzbietu Dębnickiego. On the structure of the paleozoic dome of Dębnik near Cracow. Sprawozd. P. Inst. Geolog. IV. Warszawa, 1928. — 22. Seifert H. Geologische Termometer. Fortschr. d. Mineralogie usw. XIV. Berlin, 1929. — 23. Schwarz, Trageser. Ueber die künstliche Umwandlung von Feldspat in Kaolin. Tonindustrie Z. 1934. Berlin. — 24. Thugutt St. J. O rozpuszczalności kwarcu w wodzie przekroplonej. Sur la solubilité du quartz dans l'eau. Archiwum Mineral. W. T. N. Archive de Mineralogie. V. Warszawa, 1929. — 25. Zaręczny St. Atlas geologiczny Galicji z. III. Mapa geologiczna krakowskiego okręgu. Części szczegółowej arkusz I. Oświęcim, Chrzanów, Krzeszowice. 1:75.000.

Objaśnienie do Tabl. I.
Erklärung zu Tafel I.

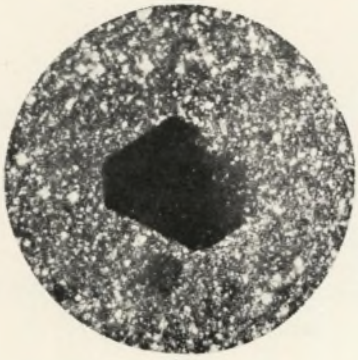
1. Porfir najsłabiej zmieniony (okaz 18) — prakryształ biotytu. Nikole skrzyżowane. Pow. 60 ×.
Am wenigsten veränderter Porphyr (nr. 18) — frischer Biotit. Gekreutzte Nikols. Vergr. 60 ×.

2. Porfir wybielony (silnie skalifikowany) — zmieniony prakryształ biotytu. Nikole skrzyżowane. Pow. 44 ×.
Gebleichter Porphyr (stark kalifiziert) — veränderter Biotit. Gekreutzte Nikols. Vergr. 44 ×.

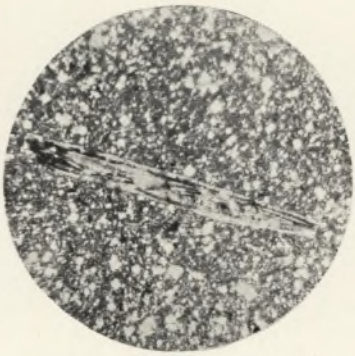
3. Porfir wybielony (silnie skalifikowany) — przeobrażony prakryształ skalenia — rozpada się na agregat produktów wtórnych. Nikole skrzyżowane. Pow. 25 ×.
Gebleichter Porphyr (stark kalifiziert) — veränderter Feldspat — zerfällt auf ein Agregat. Gekreutzte Nikols. Vergr. 25 ×.

4. Porfir wybielony (silnie skalifikowany) — mikrolity w cieście skalnym. Światło spolaryzowane. Pow. 1380 ×.
Gebleichter Porphyr (stark kalifiziert) — Mikroliten in der Grundmasse. Polarisiertes Licht. Vergr. 1380 ×.

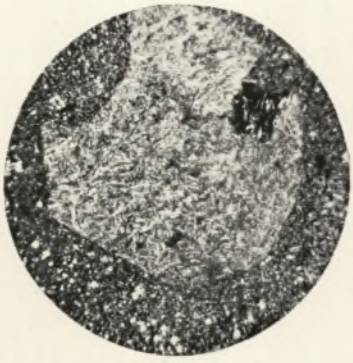
5. To samo — Nikole skrzyżowane. Pow. 1380 ×.
Wie vorher — Gekreutzte Nikols. Vergr. 1380 ×.



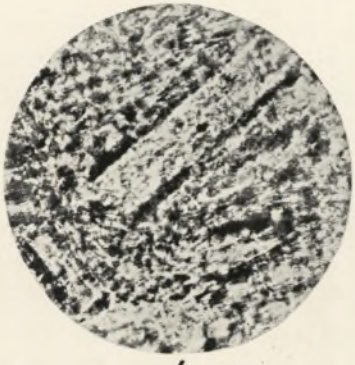
1.



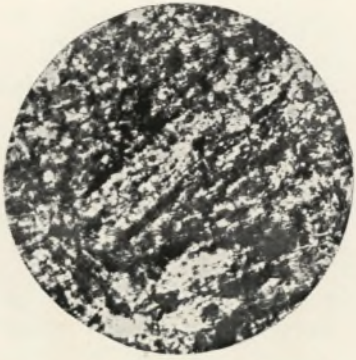
2.



3.



4.



5.

A Bolewski.

Jan Wdowiarz.

Badania geologiczne Karpat w okolicy Błażowej*).

Recherches Géologiques dans les environs de Błażowa (Karpates).

(Z 1 figurą — avec 1 fig.).

Karpatami w okolicy Błażowej dotychczas zajmowano się bardzo pobieżnie. Pierwszym, który zajął się okolicą Błażowej, w ramach zdjęcia geologicznego arkusza Tyczyn—Dynów był J. Grzybowski [2]. Podał on opis petrograficzny szeregu odsłonięć nie zawsze jednak z równoczesnym wydzieleniem stratygraficznym. W publikacjach B. Kropaczka [3, 4] znajdujemy opis utworów geologicznych występujących w samej Błażowej i wzmianki o utworach w Piątkowej (potok Tokarnia) oraz w Michałówce. Przedstawiona mapka, dotycząca obszarów Borka Nowego, Michałówki, Błażowej i Kąkolówki, odtwarza już częściowo ich budowę geologiczną.

Obszar przyległy od południa opracowałem już poprzednio [5]. Na zachód i pn. zachód od Błażowej zdjęcie geologiczne wykonali ostatnio Obtułowicz i Chlebowski [6]. Obszar przyległy od pn. wschodu, skartował St. Wdowiarz [7]. Zatem do szczegółowego skartowania pozostał już tylko obszar okolicy Błażowej, który opracowałem na zlecenie **Oddziału geologicznego Tow. „Pionier“** Spółka Akcyjna dla poszukiwania i wydobywania minerałów bitumicznych.

STRATYGRAFIA.

Kreda.

Formację kredową reprezentują warstwy inoceramowe. Z nielicznych wystąpień kredy, największe obserwujemy w Mokłóczce, Nieborowie, Wolantówce i Bor-

*) Komunikat „Pioniera“ S-ki Akc. dla poszukiwania i wydobywania minerałów bitumicznych.

ku Nowym. Już Grzybowski [2] zwrócił uwagę na warstwy w Wolantówce, „mające charakter warstw inoceramowych, gdzie wśród łupków tkwią wkładki marglowe zawierające fukoidy". Kropaczek [3] zaznacza również, że między Czerwonkami a Michałówką występują warstwy inoceramowe, odkryte przez Grzybowskiego, nie podaje jednak opisu. Moje badania wykazały, że zasięg warstw inoceramowych, jest tu znacznie większych rozmiarów aniżeli poprzedni autorzy przypuszczali. Wskazują na to odsłonięcia w spływających ku NE i SW potokach między Nieborowem a Przylaskiem i między Mokłóczką a Borkiem Nowym. Sam grzbiet wzgórza, zbudowany też z warstw inoceramowych zasłany jest glinami. Wśród typów litologicznych górują tu łupki ilaste i margliste, popielate i niebieskawo-popielate (65—75%). Piaskowce występujące w płytach 10—50 cm grubości, są przeważnie średnioziarniste, niekiedy gruboziarniste i zlepieńcowate, zwięzłe, wapniste, bez żył kalcytu. Ponadto znajdują się jako wkładki, pojedyncze płyty (40 do 50 cm grubości) margli ilastych.

W następnych (S) wystąpieniach kredowych jest brak zupełny margli, a wśród łupków popielatych znajdują się wtrącenia łupków ciemno-popielatych. Nieliczne zaś piaskowce cienkopłytowe, bywają przeważnie drobnoziarniste.

Opisane warstwy należą do górnego piętra warstw inoceramowych.

Eocen.

W porównaniu z utworami innych formacyj, zwłaszcza oligoceńskich, utwory eoceńskie są słabo rozwinięte, lecz można tu wyodrębnić kilka poziomów. W dolnym eocenie iłołupkowym, zaznacza się wyraźnie dwudzielność. W niższym poziomie występują iłołupki czerwone, gdzieniegdzie z wtrąceniami łupków zielonych. Piaskowce należą do rzadkości. Wyższą pozycję stratygraficzną zajmują zielone łupki ilaste z wkładkami łupków popielatych i drobnopłytowych zielonawych piaskowców krzemionkowych (warstwy hieroglifowe). W tym poziomie nawet wtrąceń czerwonych łupków nie posiadamy, wykształciły się one bowiem tylko w najniższym ogniwie. Znaczniejsze występowania iłołupków czerwonych obser-

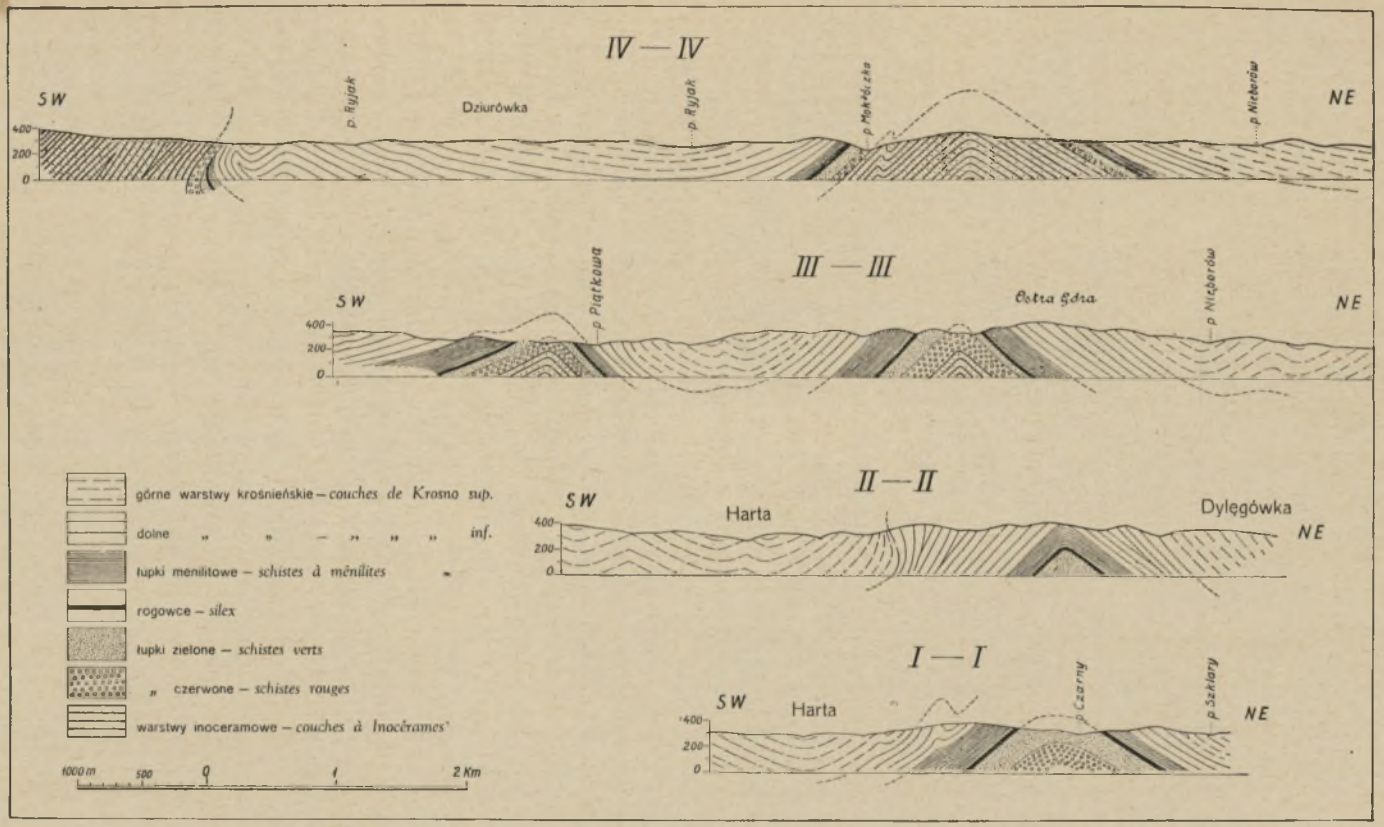

IV — IV
SW
NE
Dziurówka
p. Ryjak
p. Ryjak
p. Nicborów
400
200
0
III — III
SW
NE
Ostra Góra
p. Piątkowa
p. Nicborów
400
200
0
II — II
SW
NE
Harta
Dylęgówka
400
200
0
I — I
SW
NE
Harta
p. Czarny
p. Szklary
400
200
0
górne warstwy krośnieńskie — couches de Krosno sup.
dolne „ „ — „ „ „ inf.
łupki menilitowe — schistes à ménilites
rogowce — silex
łupki zielone — schistes verts
„ czerwone — schistes rouges
warstwy inoceramowe — couches à Inocérames
1000 m
500
0
1
2 Km

Fig. 1.

wujemy koło Mokłóczki, w Futonie i Kąkolówce Dolnej. Na ogół miąższość poziomów iłołupkowych jest skąpa.

Do następnych poziomów eocenu zaliczam r o g o w c e i ł u p k i m e n i l i t o w e. R o g o w c e czarne względnie czarno-brunatne występują w kilku lub kilkunastu drobnych warstewkach, zazwyczaj przedzielanych czarnymi łupkami.

Ł u p k i m e n i l i t o w e nie są jednolicie wykształcone. W Szklarach w skrzydle pn.-wschodnim antykliny, nad rogowcami widzimy piaskowce kwarcytowe wraz z łupkami menilitowymi. W skrzydle pd.-zachodnim piaskowce słabo się uwydatniają; tylko gnieniegdzie wśród łupków menilitowych wtrącone są pojedyncze warstwy. W pasmach Nieborowa i Michałówki, nad rogowcami rozwinięte są margle krzemionkowe, bądź w drobniutkich, bądź w grubszych kilkunastu cm płytkach. Nad tymi dopiero przychodzą cienkie, twarde, czarno-brunatne łupki menilitowe. Piaskowców tu brak. Mamy więc do czynienia tylko z osadami pelitowymi. Menility w opisanych pasmach z reguły kończą się w stropie kilku (2—4) drobniutkimi (1—2 cm) warstewkami rogowców czarno-brunatnych, wietrzejących żółtawo. Byłaby to górna granica łupków menilitowych, bowiem nadległe łupki czarne i piaskowce mają już inny charakter.

Na pn.-wschód od Futony również występują margle krzemionkowe prawie bez łupków. W kamieniołomie nad potokiem Muńki, widzimy margle krzemionkowe w płytach grubości 2—30 i 40 cm, przerastane rogowcami i przedzielane wstęgowanymi, jasno-ciemnymi łupkami ilastymi i marglistymi miąższości kilku cm. Wspomniane rogowce czarno-żółtawe spośród margli krzemionkowych, są to raczej nagromadzenia krzemionki w obrębie warstw margli, tworzące to cieńsze to grubsze nabrzmienia. Niekiedy warstwa marglu krzemionkowego grubości do 20 cm jest przerośnięta 3—4 warstewkami rogowców miąższości zaledwie kilku mm. Ku stropowi płytki margli stają się coraz cieńsze i przechodzą w łupki menilitowe, miąższości kilku lub kilkunastu metrów.

Między Futomą a Piątkową wykształcone są tylko łupki menilitowe, bez margli krzem., które spotykamy znowu w części zachodniej zdjęcia, koło Kąkolówki.

Oligocen.

Do formacji oligoceńskiej należą warstwy krośnieńskie w dwu poziomach: dolnym i górnym.

Warstwy dolno-krośnieńskie, wykształcone są pod postacią jasnych piaskowców, przeplatanych czarnymi łupkami. Warstwy te dawniej były zaliczane do łupków menilitowych. Na odmienną fację tych utworów w okolicy Błażowej, zwrócił uwagę Kropaczek [4]. Zauważył on, że łupki menilitowe w stropie przeradzają się w ściśle z nimi związane gruboławicowe piaskowce. Wydawało mu się jednak — na podstawie odsłonięć w Błażowej — że facje te po części zastępują się, chociaż nigdzie na wschód i zachód nie znalazł gruboławicowych piaskowców spoczywających wprost na utworach iłołupkowych (podrogowcowych). Na pierwszej jego mapce widzimy piaskowce te jeszcze włączone do łupków menilitowych, na drugiej już wyodrębnione jako „gruboławicowe piaskowce nad łupkami menilitowymi", ale obejmujące znowu wskutek przeglądowego zdjęcia warstwy górno-krośnieńskie („skorupowe").

Dokładniejszy opis tych warstw rzuci nam pewne światło na ich przynależność stratygraficzną.

W kamieniołomach w Błażowej (E) i w obokległych parowach widzimy grube na kilka metrów ławice, jasno-szarych, średnio i gruboziarnistych piaskowców. Niezwietrzałe piaskowce te mają barwę szaro-niebieskawą, po zwietrzeniu przyjmują barwę szarą, jasno-szarą, białawą, a nawet niekiedy rdzawo-różową. Pod wpływem intensywniejszego wietrzenia ziarna słabiej spojone rozluźniają się i piaskowce stają się rozsypliwe. Z wspomnianych kamieniołomów wybierają więc piasek. Oprócz grubych ławic piaskowców są też wkładki drobnych płyt (od kilkunastu do kilkudziesięciu cm miąższ.) szarych i jasno-szarych piaskowców ale już znacznie zwięźlejszych. Łupki przedzielające warstwy piaskowców są czarne względnie czarno-brunatne, ilaste i margliste, z wtrąceniami łupków ilasto-piaszczystych. Warstewki łupków są bądź drobne, bądź grubsze, dochodzące do 2—3 cm miąższości. Wśród opisanych warstw, w partiach spągowych zdarzają się wtrącenia cienkich łupków twardych, typu menilitowych. Ku stropowi (N) warstwy pia-

skowców wybitnie cienieją i stają się coraz rzadsze, tak że łupki znacznie przeważają.

Na pd.-zachód od potoku Piątkowej (od Błażowej) omawiane warstwy obserwujemy na dużej przestrzeni. Dominują tu na ogół piaskowce ale łupki często stanowią lokalną przewagę.

Oprócz piaskowców jasno-szarych, grubo i drobno-ławicowych, rozsypliwych i zwięzłych, są też wtrącenia piaskowców ciemno-szarych, niekiedy zaś przetykanych, barwy to jasnej to ciemnej. Charakterystyczne gruboławicowe piaskowce ustępują miejsca piaskowcom drobno-płytowym, lepiej rozwiniętym. Pierwsze tworzą tylko jakby duże soczewy. Większe skupienia gruboławicowych piaskowców, znajdujemy: od ujścia potoku Kąkolowskiego w kierunku pn.-zachodnim i pd.-wschodnim, w pobliżu koty 330 (E) oraz w lewym stoku potoku Ryjaka w Dziurówce w partii stropowej (tuż pod warstwami górno-krośnieńskimi).

W następnych ku pn.-wschodowi pasmach warstw dolno-krośnieńskich stosunek procentowy piaskowców do łupków zmienia się na korzyść ostatnich (60—70%). Gruboławicowe, jasne piaskowce występują rzadko, tworząc tu i ówdzie niewielkie soczewki (np. na zach. od Michałówki). Tak piaskowce jak i łupki, wykształceniem litologicznym odpowiadają powyżej opisanym, wzrasta tylko ilość piaskowców ciemno-szarych i paskowanych. Miąższość cienkich płyt piaskowców waha się między 1—70 cm. Zwietrzała gruba kora piaskowców jest zawsze pozbawiona węglanu wapnia, który natomiast znajduje się w większym lub mniejszym stopniu w świeżej skale. W stropie opisane piaskowce nikną, łupki czarne przechodzą w popielate i zjawiają się drobnopłytowe piaskowce odmiennego typu. Tu kładę granicę między piętrami warstw krośnieńskich. — Jak wynika z powyższego opisu, tak łupki jak i piaskowce obydwu kompleksów, łupków menilitowych i warstw dolno-krośnieńskich, wykazują wyraźne różnice petrograficzne. Jasne, często sypliwe, zarówno grubo jak i drobnoławicowe piaskowce, występują bądź w spągu, bądź w stropie warstw dolno-krośnieńskich, względnie w obrębie całego horyzontu. Brak ich natomiast na naszym obszarze w kompleksie łupków menilitowych.

W rozgraniczeniu łupków menilitowych i warstw dolno-krośnieńskich, jako też i górno-krośnieńskich jesteśmy zupełnie zgodni z Obtułowiczem [6], tak w okolicy Błażowej jak i w okolicy Czudca. Natomiast między naszymi wydzieleniami a Chlebowskiego [6] istnieje pewne odchylenie.

Warstwy górno-krośnieńskie obejmują popielate łupki margliste i ilaste, bądź w cieniutkich bądź w grubszych (5—10 cm) warstwach oraz cienkopłytowe drobno i średnio-ziarniste, twarde piaskowce, zwietrzałe barwy szarej, w stanie świeżym barwy niebieskawej. Piaskowce cechuje duża zawartość węglanu wapnia i obfitość miki; posiadają one drobne nieliczne hieroglify i niekiedy jedną powierzchnię lekko skorupową, stąd dla nich dawna nazwa piaskowców czy warstw skorupowych (Grzybowski [2], Kropaczek [4]. Horyzont ten jest mocno łupkowy (65—80%). Zdarzają się jednak wąskie smugi, gdzie zapiaszczenie sięga 50 a nawet 60%. Spotykamy także, lecz bardzo rzadko, grube ławice szarych (niebieskawych), zwięzłych piaskowców, szybko się wyklinujących.

Dyluwium.

Utwory wymienionych formacyj karpackich, ukazujących się w niezbyt licznych naturalnych odsłonięciach, przykryte są cienkim płaszczem gliny zwietrzelinowej. Głazy narzutowe (granity) spotykamy bardzo rzadko. W Błażowej (Dziurówka) na lewym stoku doliny Ryjaka znajdują się drobne żwiry osadowe (pochodzenia karpackiego), z domieszką żwirów krystalicznych.

TEKTONIKA.

Budowa geologiczna okolic Błażowej jest prosta. Tworzą ją fałdy o dużej rozpiętości. Najlepiej uwydatnia się antyklina Bachórca—Mokłóczki, która w granicach zdjęcia przebiega przestrzeń około 15 km długości. Jej początki znane mi są z okolicy Bachórca nad Sanem (na arkuszach Przemyśla i Dynowa), gdzie jądro tworzą łupki menilitowe. W miarę podnoszenia się antykliny, ukazują się w jądrze głębsze utwory eoceńskie, łupki zielone. W są-

siedztwie potoku Szklary (pd.-wsch. krawędź zdjęcia) antyklina ta przy silniejszym wynurzeniu ulega wstecznemu przechyleniu. Już jednak w odległości 1 km w biegu ku pn.-zachodowi, przybiera ona prawidłową formę antykliny stojącej. Kulminacyjny punkt wypiętrzenia przypada mniej więcej w połowie potoku Czarnego, gdzie wskutek silniejszego wewnętrznego nacisku skrzydło uległo przerwaniu i przesunięciu ponad 100 m. Ułożenie skrzydeł antykliny jest dość płaskie (30—40°).

Pomimo znaczniejszego wynurzenia, nigdzie utwory dolnego eocenu, t. j. iłołupki czerwone nie wychodzą na jaw, co świadczyłoby o bardzo płaskim sklepieniu utworzonym z łupków zielonych. Dalej w przebiegu ku pn.-zachodowi antyklina stopniowo lecz silnie zapada. Znikają zupełnie zielone łupki, rogowce i łupki menilitowe, a jądro antykliny tworzą tylko warstwy dolno-krośnieńskie. Utwory starsze pojawiają się w antyklinie ponownie dopiero po 2½ km, ale ze znacznym przesunięciem ku pd.-zachodowi. Antyklina ta ulega więc nie tylko silnemu obniżeniu, ale również poprzecznej dyslokacji. Przesunięcie warstw względem siebie wynosi ponad 400 m. Dokładne uchwycenie przegubu siodłowego wśród warstw dolno-krośnieńskich natrafia na duże trudności z powodu małej ilości odsłonięć. Antyklina jest tu niezwykle płaska (up. 10—20°) i asymetryczna. Skrzydło południowe przed dyslokacją jest o wiele większe i na krańcach częściowo wstecznie przechylone oraz spiętrzone (up. 65°). Na zachód od dyslokacji również obserwujemy gdzieniegdzie wsteczne odchylenia. Oś antykliny wygina się ku południowi (poziomo) i zarazem wznosi się.

Antyklina Mokłóczki wydźwigając się ujawnia kolejno: łupki menilitowe, rogowce, zielone łupki eoceńskie i co więcej czerwone iłołupki oraz warstwy kredowe. Wypiętrzenie jest więc bardzo silne. W Mokłóczce, gdzie jądro tworzą już warstwy inoceramowe, antyklina osiąga rozpiętość 1½ km i początkowo lekko wstecznie się przechyla. Upady skrzydła południowego wynoszą ponad 45°, północnego 18—30°. W przekroju Michałówki obydwa skrzydła są już równomiernie łagodnie nachylone (up. 35°). W Borku Nowym antyklina ta skręcając ku zachodowi, rozpłaszcza się coraz więcej i jednocześnie powoli obniża się. W obrębie doliny

Ryjaka zanurzają się warstwy inoceramowe, pozostałe zaś utwory eoceńskie znacznie się rozprzestrzeniają. W Przylasku obserwujemy małe odgałęzienie antyklinalne, szybko zanikające.

W przebiegu osi antykliny Mokłóczki na naszym obszarze dostrzegamy duże dwie kulminacje i jedną depresję, przy czym kulminacja zachodnia jest znacznie większa od wschodniej. Na środkowy odcinek antykliny przypada silne obniżenie (depresja) osi, z równoczesnym jej przerwaniem i przesunięciem.

Zewnętrzną, synklinę Hyżnego, zbudowaną z warstw krośnieńskich skartowałem tylko częściowo. Dalszą jej część opracował St. Wdowiarz [7]. Skrzydło południowe utworzone z warstw dolno-krośnieńskich ma normalną budowę. Lokalne, postępowe przechylenie skrzydła obserwujemy na zachód od Nieborowa. Środek synkliny wypełniają warstwy górno-krośnieńskie, nieco wtórnie sfałdowane. Sfałdowanie to uwydatnia się w Moszczankach, gdzie synklina Hyżnego mocno pogłębia się.

Na pn.-zachód od Przylasku zaznacza się — jako odgałęzienie — mała, płaska synklina (up. 20—35°), zbudowana z warstw dolno-krośnieńskich.

Na pd.-zachód od antykliny Mokłóczki znajduje się rozległa synklina Harty—Błażowej, zbudowana na skrzydłach z warstw dolno-krośnieńskich, w pośrodku z warstw górno-krośnieńskich. Jej skrzydło północne w odcinku wschodnim często ulega zaburzeniom, powodującym wsteczne przechylenia. Skrzydło południowe zaś ma budowę prawidłową i spokojną. Jak w synklinie Hyżnego, tak i tutaj warstwy górno-krośnieńskie są drugorzędnie sfałdowane. W części wschodniej między Hartą a Piątkową, rozpiętość synkliny wynosi ponad 3 km; ku zachodowi oś synkliny podnosi się, wskutek czego następuje wydatne spłycenie synkliny i zwężenie do ok. 2 km w pobliżu Błażowej. Od potoku Ryjaka synklina silnie spłaszczając się (up. 10—20—30°), przy równoczesnym rozszerzeniu przyjmuje kształt dużej niecki.

Następnym ku pd.-zachodowi elementem tektonicznym jest antyklina Futomy. Na omawianym obszarze prześledziłem rozwój końcowego (NW) odcinka tej antykli-

ny, którą w okolicy Dynowa już poprzednio skartowałem [5]. Na krawędzi zdjęcia widzimy jeszcze wszystkie człony wchodzące w skład antykliny. Niebawem budujące ją warstwy, od kredowych do łupków menilitowych, kolejno zamykają się. Antyklina silnie spłaszczona, zanurza się stopniowo, z drobnymi zaledwie zaburzeniami tektonicznymi. w prawym stoku potoku Piątkowej znajdujemy już tylko resztki chowających się łupków menilitowych. Dalej ku zachodowi antyklina ta zaznacza się jeszcze niejasno na pewnej przestrzeni w warstwach dolno-krośnieńskich, zresztą przykrytych częściowo aluwiami, następnie gubi się.

Między antykliną Futomy a następną, antyklina Kąkolówki, przebiega obszerna synklina Dziurówki drugorzędnie sfałdowana, wypełniona warstwami dolno-krośnieńskimi. Nachylenia warstw są tu przeważnie bardzo łagodne (up. 5—30°), z wyjątkiem pd.-zachodniego skrzydła, gdzie wśród łagodnych upadów spotykamy nierzadko upady strome (—70°). Synklina ta w profilu Ryjaka zlewa się z synkliną Błażowej i dalej ku zachodowi tworzy niejako jej skrzydło południowe, silnie zaburzone. Zaburzenia te powstają w związku z sąsiednią antykliną Kąkolówki. Na opisywanym obszarze, na pd.-zachodnim krańcu mamy jedynie fragment tej antykliny, która na tym odcinku różni się budową od poprzednich antyklin. Północne skrzydło zachowane w całości w części pd.-wschodniej, wnet ulega zaburzeniom. Antyklina w biegu ku pn.-zachodowi złuskowując się, wytłacza łupki menilitowe z rogowcami oraz łupki zielone, zaś iłołupki czerwone mocno się rozprzestrzeniają. Wskutek wybrzuszenia, warstwy kredowe wyprasowują również iłołupki czerwone tak, że przypierają one wprost do warstw dolno-krośnieńskich.

* * *

Wycieków ropnych na omawianym obszarze nigdzie nie dostrzeżono. W źródła mineralne, siarczane, obfituje okolica Nieborowa. W pierwszym (N) lewobocznym dopływie potoku Nieborowa, w obrębie warstw dolno-krośnieńskich znajduje się źródło siarczane i źródło solanki. W dolinie następnego potoku ku pd.-wschodowi, na przedłużeniu istnieją trzy źródła siarczane. Dzięki tym źródłom powstaje w Nie-

borowie zdrojowisko. Również w prawym stoku trzeciego potoku jest źródło lecz bardzo słabe. Ponadto w górnym odcinku potoku Czarnego znajduje się źródło siarczane wśród łupków menilitowych.

Lwów, 1937 r.

Résumé.

Le levé géologique des environs de Błażowa fut exécuté par l'auteur au cours de l'année 1937 de la part de la section géologique de la S. A. „Pionier“ [1]).

Le crétacé de ces régions est développé sous la forme de couches à Inocérames. Ce sont de schistes gris argileux et marneux, parmi lesquels s'intercalent de couches minces de grès. Dans les environs de Mokłóczka des intercalations sont constitués par les marnes argileux.

Dans le complexe de l'éocène on distingue quatre niveaux:

1. de schistes rouges et schistes verts avec des intercalations de grès,
2. de schistes verts parmi lesquels s'intercalent de schistes gris et de grès siliceux,
3. de bancs de silex et
4. de schistes à ménilites. Ces derniers sont dans leurs développement très différents. A Szklary, dans le flanc NE d'anticlinal au-dessus de bancs de silex se trouvent de grès siliceux et de schistes à ménilites. Dans le flanc SW les grès parmi ceux schistes ne sont que bien rares. Dans les environs de Nieborów et de Michałówka au-dessus de bancs de silex sont développés les argiles siliceux recouverts par les schistes à ménilites, tandis que les grès font complètement défaut. A Futoma dans le flanc septentrionale d'anticlinal, apparaisse uniquement de schistes à ménilites, dans le flanc méridionale s'intercalent encore de marnes siliceuses, connues aussi aux environs de Kąkolówka. Ces marnes d'une couleur brun sont développé en couches de 2—30 cm d'épaisseur et alternent souvent avec de bancs de silex.

L'oligocène est représenté par de couches de Krosno.

[1]) Publié avec l'autorisation de la Direction de la S. A. „Pionier“.

L'étage supérieur développé sous la forme des grès claires alternant avec de schistes noirs, étaient considérées jadis comme appartenant aux schistes à ménilites. C'est K r o p a c z e k [3] qui attira l'attention sur les faciès bien différents de ces couches dans les environs de Błażowa. Les grès y sont en gros bancs, friables, d'une couleur gris ou gris-bleuâtre avec le carbonate de chaux. Ces grès à gros bancs forment de grandes lentilles parmis les schistes noirs, argileux et marneux. Dans la partie SW, de la région étudié, prédominent les grès, dans la partie NE de schistes.

Les couches de Krosno supérieures se composent de schistes marneux gris et grès-gris, durs en bancs peu épaisses. La surface inférieure de ces grès est couverte d'hiéroglyphes et quelquefois des écailles, d'où leurs ancienne dénomination de „grès en écailles" (G r z y b o w s k i J. [2].

La structure de la région étudiée est caracterisé, par les plis d'une grande étendue. C'est l'a n t i c l i n a l d e M o k ł ó c z k a qui est le plus important et dont la tectonique a été suivi sur une distance de 15 km. On y distingue deux grandes élévations, séparé par une dépression. Dans l'élévation l'Est, le noyau de cet anticlinal symétrique et plat forment les schistes verts d'éocène. Les flancs doucement inclinées sont formées par de bancs de silex et de schistes à ménilites. Dans la partie centrale fortement abaissée le noyau forme uniquement les couches de Krosno inférieurs tandis que dans l'élévation l'ouest le noyau est formé par les schistes rouges et des couches à Inocérames.

En outre de l'anticlinal de Mokłóczka les fragments de deux autres plis se trouvent encore dans la région étudiée: à savoir ceux de l'anticlinal de Futoma et anticlinal de Kąkolówka.

L i t e r a t u r a.

1. V. U h l i g: Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jahrbuch 33. B. 1883. — 2. J. G r z y b o w s k i: Atlas geologiczny Galicji. Z. 14. 1903. — 3. B. K r o p a c z e k: Sprawozdanie z wycieczek geolog. w okolicy Rzeszowa. Spraw. K. Fiz. A. U. T. 51. 1917. — 4. B. K r o p a c z e k: Drobne przyczynki. Ibd. T. 51. 1917. — 5. J. W d o w i a r z: Spraw. z badań geolog. wykon. w r. 1933 w okolicy Dynowa.

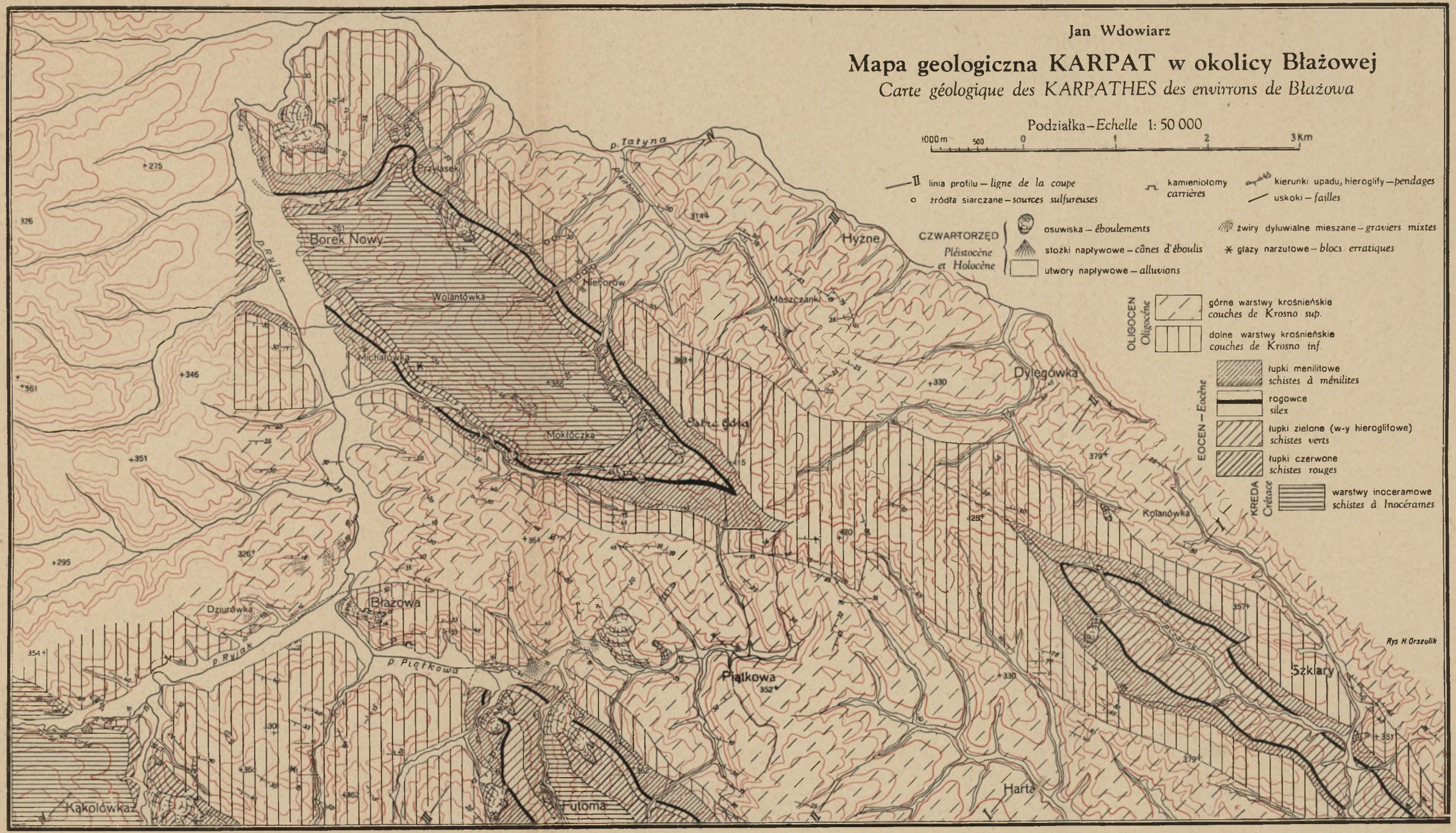

Jan Wdowiarz
Mapa geologiczna KARPAT w okolicy Błażowej
Carte géologique des KARPATHES des envirrons de Błażowa
Podziałka – Echelle 1: 50 000
1000 m 500 0 1 2 3 Km
linia profilu – ligne de la coupe
źródła siarczane – sources sulfureuses
kamieniołomy carrières
kierunki upadu, hieroglify – pendages
uskoki – failles
CZWARTORZĘD Pléistocène et Holocène
osuwiska – éboulements
stożki napływowe – cônes d'éboulis
utwory napływowe – alluvions
żwiry dyluwialne mieszane – graviers mixtes
głazy narzutowe – blocs erratiques
OLIGOCEN Oligocène
górne warstwy krośnieńskie couches de Krosno sup.
dolne warstwy krośnieńskie couches de Krosno inf.
EOCEN – Eocène
łupki menilitowe schistes à ménilites
rogowce silex
łupki zielone (w-y hieroglifowe) schistes verts
łupki czerwone schistes rouges
KREDA Crétace
warstwy inoceramowe schistes à Inocérames
Rys. H. Orszulik
Przylasek
Borek Nowy
Wolantówka
Michałówka
Mokłóczka
Nieborów
Moszczanki
Hyżne
Dylęgówka
Kolanówka
Błażowa
Dziurówka
Piątkowa
Szklary
Harta
Futoma
Kąkolówka
p. Tatyna
p. Ryjak
p. Piątkowa
p. Czarny

Fig. 2.

Posiedz. Nauk. P. I. G. Nr. 39. 1934. — 6. T. Chlebowski, J. Obtułowicz, J. Wdowiarz: Badania geol. zach. Karpat brzeżnych w ok. Rzeszowa, Tyczyna i Ropczyc. Kosmos. Z. IV. 1937. — 7. St. Wdowiarz: Spraw. z badań geol. wykonan. w Karpatach w r. 1936 na SE od Rzeszowa. Pos. Nauk. P. I. G. Nr. 48, 1937. — 8. J. Nowak: Zarys tektoniki Polski. Kraków, 1927.

Wilhelm Friedberg.

Makrofauna z wierceń wykonanych przez „S. A. PIONIER“ na obszarze Podkarpacia w latach 1936—1937.

Makrofauna aus den durch die „Pionier A. G.“ in den Jahren 1936—1937 im Karpatischen Vorlande durchgeführten Bohrungen.

W roku 1936 ogłosiłem [1]) wyniki oznaczeń mięczaków mioceńskich, zebranych przez tow. „Pionier“. Później oznaczałem inne, pochodzące z dalszych wierceń wykonanych przez tę firmę. Podaję listy tych skamielin sądząc, że ten, niejako surowy materiał ma dość ważne znaczenie naukowe dla poznania budowy geologicznej naszego Podkarpacia. Spodziewać się należy, że później zostaną także ogłoszone profile wierceń. Dziękuję Dyrekcji „Pioniera“ za łaskawe zezwolenie na ogłoszenie drukiem wyników mych oznaczeń.

Skamieliny znaleziono w rdzeniach wiertniczych. Dość często są źle zachowane, a wtedy oznaczenie jest przybliżone. Lepiej zachowany materiał otrzymywano z rozgotowanych i przeszlamowanych kawałków rdzeni, chociaż tą drogą otrzymywano przeważnie drobne skorupy. Ślimaki słodkowodne i lądowe oznaczałem tylko rodzajowo, gdyż studium ich wymaga osobnej literatury, a przeważnie nie są dobrze zachowane.

Miejscowości podaję w porządku od zachodu ku wschodowi.

Żdżary I [2]).

Wiercenia Żdżary I, II i III były wykonane przez S. A. „Pionier“ dla Polminu.

---

[1]) Przyczynki do znajomości miocenu Polski, część III. Rocznik Pol. Tow. Geol. tom. XII. Kraków, 1936.

[2]) Miejscowość ta leży obok Czarnej koło Tarnowa.

głębokość 87 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita Eichw.* 1 ok.
nieoznaczalny ułamek ślimaka, może *Cerithium* sp. 1 ok.
„ 142 m zapewne *Ervilia pusilla* Phil. 2 ok.
„ 143 m *Ervilia pusilla* Phil. 15 ok.
„ 178 m *Ervilia* sp. może *E. pusilla* Phil. 2 ok.

Żdżary II.

głębokość 39,3 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
„ 111,5 m *Ervilia* cf. *pusilla* Phil. 4 ok.
„ 123,2 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 4 ok.
„ 128,5 m *Ervilia* sp. może *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
„ 136,5 m *Ervilia* sp. może *E. pusilla* Phil. 2 ok.
„ 147 m *Ervilia* cf. *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

Żdżary III.

głębokość 39 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
„ 55 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
„ 57 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 7 ok.
„ 58 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 2 ok.
„ 61 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 4 ok.
ślimak nieoznaczalny 1 ok.
„ 63 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 3 ok.
Nertina picta Fér. 1 ok.
Tornatina cf. *lajonkajreana* Bast. 1 ok.
„ 64 m Koral nieoznaczalny, zapewne *Orbicella* sp. 1 ok.
„ 82 m *Ervilia* sp. 1 ok.

głębokość 83 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

„ 83 m *Ervilia* sp. zapewne *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

„ 92 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 3 ok.

„ 94 m *Ervilia* sp. zapewne *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
może *Hydrobia* sp. 1 ok.

„ 97 m *Ervilia* sp. zapewne *E. pusilla* Phil 1 ok.

„ 120 m *Ervilia* sp. zapewne *E. pusilla* Phil. 5 ok.

„ 121 m *Ervilia* sp. zapewne *E. trigonula* Sok. 1 ok.
Hydrobia cf. *Frauenfeldi* Hoern. 1 ok.

„ 122 m *Ervilia* sp. cf. *pusilla* Phil 3 ok.

„ 123 m *Ervilia* cf. *pusilla* Phil 4 ok.
„ *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
Potamides pictus Bast. var. *mitralis* Eichw. 1 ok.

„ 126 m *Ervilia* sp. zapewne *E. pusilla* Phil. 1 ok.

„ 127 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 7 ok.
Ervilia pusilla Phil. 1 ok.
Potamides sp. juv. zapewne *P. pictus* Bast. var. *mitralis* Eichw. 2 ok.
Mohrensternia pseudosarmatica Friedb. 1 ok.

„ 128 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 7 ok.

„ 137 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

„ 138 m *Ervilia* sp. juv. zapewne *E. pusilla* Phil. 3 ok.

„ 140 m nieoznaczalne ułamki małżów 6 ok. mszywioły.

„ 150,3 m nieoznaczalne ułamki skorup małżów, jest zapewne także *Ervilia* sp. mszywioły.

Warstwy przebite w wierceniach w Żdżarach ze swą ubogą fauną, w której przeważa *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. należą do g ó r n e g o t o r t o n u.

Popowice I [1]).

głębokość 22 m zapewne *Ervilia* sp. 1 ok.
„ 29,2 m „ *Syndesmya* sp. 4 ok.
„ 45 m małże nieoznaczalne 6 ok.
Lucina sp. (?) 1 ok.
„ 59 m *Mohrensternia sarmatica* Friedb. 4 ok.
„ *pseudosarmatica* Friedb. 3 ok.
Hydrobia Hoernesi Friedb. 4 ok.
„ *punctum* Eichw. 1 ok.
Tornatina lajonkaireana Bast. 2 ok.
„ 60,8 m *Hydrobia Hoernesi* Friedb. 1 ok.
„ *punctum* Eichw. 1 ok.
„ 79,2 m *Ervilia* sp. 6 ok.
„ 89 m zapewne *Syndesmya* sp. 4 ok.

Wiek warstw przebitych jest prawdopodobnie s a r m a c k i.

Pleszowice I.

głęb. 29,1—29,6 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 14 ok.
Ervilia trigonula Sok. 1 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 8 ok.
Limnocardium sp. zapewne *L. plicatum* Eichw. var. *pseudoplicatum* Friedb. 2 ok.
Potamides pictus Bast. var. *mitralis* Eichw. 11 ok.
Dorsanum cf. *duplicatum* Sow. 2 ok.
Neritina picta Fér. 2 ok.
Mohrensternia sp. 1 ok.
Tornatina cf. *lajonkaireana* Bast. zapewne var. *buhlovensis* Friedb. 3 ok.

[1]) Popowice, Pleszowice, Chraplice, Nowosiółki, Chodnowice, Balice, Jordanówka i Balanowice leżą na południ. zachód od Mościsk.

głęb. 168—178 m *Potamides* sp. 1 ok.

Skamieliny z głębokości 29.1—29.6 m wskazują na s a r m a t, albo na g ó r n y t o r t o n.

Chraplice I.

głęb. 4,10 m	nieoznaczalne ułamki skorup małżów
„ 18,9 m	*Limnocardium lithopodolicum* Dub. var. *sublithopodolicum* M. Łomn. 1 ok. *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw 2 ok. *Neritina picta* Fér. 1 ok. *Potamides pictus* Bast. var. *mitralis* Eichw. 8 ok.
„ 44,6—44,7 m	*Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok. *Tapes gregaria* Partsch. var. *modesta* Dub. 1 ok. *Neritina picta* Fér. 2 ok. *Potamides pictus* Bast. var. *mitralis* Eichw. 2 ok. *Tornatina lajonkaireana* Bast. var. *buhlovensis* Friedb. 1 ok.
głęb. 51,9 m	*Ervilia* sp. *Tornatina lajonkaireana* Bast. var. *buhlovensis* Friedb. 1 ok.
„ 52 m	nieoznaczalne ułamki skorup małżów.
„ 59,9 m	*Cardium* sp. *Ervilia* sp. zapewne *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw.
„ 69,1—69,4 m	*Potamides* sp. może *P. Schaueri* Hilb. 1 ok.
„ 79,1—79,3 m	*Limnocardium* cf. *lithopodolicum* Dub. juv. 1 ok. *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 3 ok. *Tapes gregaria* Partsch var. *modesta* Dub. 2 ok. *Cerithium* cf. *rubiginosum* Eichw. 1 ok. *Tornatina lajonkaireana* Bast. 1 ok.

głęb. 89,3—93 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 27 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 8 ok.
Limnocardium sp. może *L. lithopodolicum* Dub. var. 6 ok.
Gibbula picta Eichw. 3 ok.
Hydrobia cf. *Frauenfeldi* Hoern. 3 ok.
„ cf. *Hoernesi* Friedb. 1 ok.
Dorsanum duplicatum Sow. 1 ok.
Cerithium sp. zapewne *C. rubiginosum* Eichw. 1 ok.
Potamides pictus Bast. var. *mitralis* Eichw. 3 ok.
Potamides sp. zbliżona do *P. Schaueri* Hilb., lecz nieidentyczna 3 ok.
Bittium deforme Eichw. 1 ok.
Tornatina lajonkaireana Bast. 17 ok.
głęb. 89,8 m *Mohrensternia sarmatica* Friedb. 1 ok.
Hydrobia cf. *Frauenfeldi* Hoern. 1 ok.
„ *punctum* Eichw. 1 ok.
Spirialis valvatina Reuss. 1 ok.
„ 93 m *Mohrensternia pseudangulata* Hilb. 1 ok.
Hydrobia cf. *Hoernesi* Friedb. 3 ok.

Fauna ta wskazuje na d o l n y s a r m a t, chociaż może w największych głębokościach nawiercono także górny torton, na co wskazywać może rodzaj *Spirialis*, nieznajdywany w sarmacie.

Chraplice II.

Głęb. 16,00 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
Tapes sp.
Potamides pictus Bast. var. *mitralis* Eichw. 2 ok.
Tornatina lajonkajreana Bast. 1 ok.
„ 16,60 m *Limnocardium* sp. może *L. plicatum* Eichw. 1 ok.
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 4 ok.

Neritina picta Fér. 1 ok.
Potamides sp. aff. *Schaueri* Hilb. 2 ok.
„ *pictus* Bast. var. *mitralis* Eichw. 4 ok.
Dorsanum duplicatum Sow. 1 ok.

Głęb. 68,20 m *Ervilia podolica* Eichw. var *dissita* Eichw. 4 ok.

„ 68,80 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 3 ok.
Limnocardium plicatum Eichw. 1 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. (?) 6 ok.
Neritina picta Fér. 2 ok.
Cerithium sp. może *C. rubiginosum* Eichw. 1 ok.
Potamides pictus Bast. var. *mitralis* Eichw. 9 ok.

Głęb. 80,30 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

„ 80,60 m *Tapes gregaria* Partsch var. *modesta* Dub. 1 ok.
Serpula gregalis Eichw. gromadnie

„ 108,80 m *Tapes gregaria* Partsch var. *modesta* Dub. 1 ok.
Syndesmya reflexa Eichw. (?) 2 ok.
Mohrensternia pseudangulata Hilb. 1 ok.
Hydrobia sp.
Serpula gregalis Eichw. 1 ok.

„ 125,50—127,50 m *Limnocardium* sp. aff. *praeplicatum* Hilb. 2 ok.
cf. *lithopodolicum* Dub. 1 ok.
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 11 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 3 ok.
Cerithium sp. ign. 1 ok.
Potamides sp. ign. 1 ok.
„ *pictus* Bast. var. *mitralis* Eichw. 2 ok.
Gibbula affinis Eichw. 4 ok. (?)

Głęb 133,50 m małż nieoznaczalny. *Mactra?* 1 ok.
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 2 ok.
Gibbula lub *Callistoma* sp. 1 ok.
„ 133,20 m *Modiolaria* cf. *sarmatica* Gat. 2 ok.
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 2 ok.
Cardium (Limnocardium) sp. 1 ok.
Serpula cf. *gregalis* Eichw. 1 ok.
Fauna ta wskazuje na d o l n y s a r m a t.

Nowosiółki I.

Głęb. 9 m *Limnaea* sp., *Planorbis* sp. kilka okazów
„ 10 m *Mohrensternia* cf. *sarmatica* Friedb. 1 ok.
Hydrobia cf. *punctum* Eichw. 1 ok.
„ 127,6—128,6 m *Donax* sp. zapewne *D. dentiger* Eichw. lecz kształt mniej trójkątny 1 ok.
„ 130,5 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 4 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 4 ok.
Cardium lub *Cardita* sp. 1 ok.
„ 131 m *Tapes gregaria* Partsch var. *modesta* Dub. 1 ok.
„ 131—131,5 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
Tapes gregaria Partsch. var. *modesta* Dub. 3 ok.
„ 131,5—132 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 2 ok.
małże nieoznaczalne
Mohrensternia sp. 1 ok.
„ 132,2 m *Tapes gregaria* Partsch var. *modesta* Dub. 3 ok.
Serpula sp. 1 ok.
„ 135—135,9 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 4 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 2 ok.
Cardium lub *Cardita* sp. 4 ok.

Głęb. 135,9 m — *Mohrensternia pseudosarmatica* Friedb. 1 ok.
Mohrensternia angulata Eichw. 1 ok.
Hydrobia cf. *punctum* Eichw. 40 ok.
Serpula sp. 1 ok.

Warstwy przebite w głębokości 9 m są a l u w i a l n e, lub d y l u w i a l n e, a może także w głębokości 10 m, o ile te dwa znalezione okazy *(Mohrensternia, Hydrobia)* są na złożu drugorzędnym. Fauna warstw przebijanych od 127.6 do 135 m wskazuje na d o l n y s a r m a t. Gdyby się znalazły morskie formy, może przy dalszych poszukiwaniach, możliwy jest wiek g ó r n e g o t o r t o n u.

Chodnowice I.

Głęb. 11,00 m — *Mohrensternia pseudangulata* Hilb. 1 ok.
Hydrobia punctum Eichw. 3 ok.
„ cf. *Frauenfeldi* Hoern. 1 ok.

Głęb. 11,6—16,1 m — małże nieoznaczalne nawet rodzajowo
„ 16,00 m — *Hydrobia punctum* Eichw. 3 ok.
„ 17,5 m — małże nieoznaczalne, przeważnie *Ervilia* sp.
„ 17,5—19,7 m — zapewne *Ervilia pusilla* Phil. 3 ok.
„ 22,8 m — może *Ervilia pusilla* Phil. 3 ok.
„ 44,5 m — *Ervilia* sp. zapewne *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
„ 50,0 m — *Hydrobia* sp. 1 ok.
„ 52,0 m — *Hydrobia punctum* Eichw. 4 ok.
„ sp. zbliżona do *H. Hoernesi* Friedb.
Mohrensternia sp. może *M. sarmatica* Friedb.
Seila an *Schwartzi* Hoern. 2 ok.
Turbella sp. (?) 2 ok.
„ 55,0 m — *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
„ 69,0 m — małże nieoznaczalne 3 ok.
„ 69,5 m — *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
„ 80,0 m — małż nieoznaczalny, może *Lucina* 1 ok.

Głęb. 83,8 m	*Potamides* — może *P. mitralis* Eichw., okaz b. młody
„ 85,0 m	małż nieoznaczalny, zapewne *Ervilia* sp.
„ 91,0 m	*Hydrobia* sp. cf. *Hoernesi* Friedb. 2 ok.
	„ *punctum* Eichw. 3 ok.
	Seila an *Schwartzi* Hoern. 2 ok.
	małż nieoznaczalny, może *Ervilia* sp.
	varia nieoznaczalne *(Potamides, Hydrobia, Gibbula)*
„ 92,0 m	*Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok. młody
	Loripes dentatus Defr. var. *niveus* Eichw. 1 ok.
	Tornatina lajonkaireana Bast. 1 ok.
	Gibbula cf. *affinis* Eichw. 1 ok.
	Hydrobia cf. *punctum* Eichw. 4 ok.
	Hydrobia sp. 4 ok.
	Mohrensternia pseudosarmatica Friedb. 4 ok.
	Mohrensternia angulata Eichw. 1 ok.
	„ *pseudangulata* Hilb. 1 ok.
	Potamides pictus Bast. var. *mitralis* Eichw. 1 ok.
	Potamides sp. juv. 2 ok. może *P. nympha* Eichw.
	Bittium deforme Eichw. 2 ok.
	Seila an *turritella* Eichw. 1 ok.
	Spirorbis heliciformis Eichw. 10 ok.

Utwory przebite tym wierceniem należą do dolnego sarmatu, albo do górnego tortonu. Ostatnie przyjęcie jest więcej prawdopodobne.

Balice I.

Głęb. 105,50 m	*Ervilia pusilla* Phil. juv. 1 ok.
„ 153,40 m	nieoznaczalne ułamki
„ 170,00 m	*Hydrobia* sp. okaz niezupełny
„ 174,60—175,00 m,	resztki nieoznaczalne
„ 177,80 m	*Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 2 ok.

Gibbula picta Eichw. 1 ok.
Potamides sp. 1 ok.

Głęb. 178 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 3 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 4 ok.
Tornatina lajonkajreana Bast. 1 ok.
Neritina picta Fér. 1 ok.
Potamides sp. 4 ok.

„ 202,20 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw.(?) 1 ok.

„ 202,90 m resztki nieoznaczalne

„ 204,50 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 8 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 5 ok.
Cardium sp. nieoznaczalne 1 ok.
Potamides pictus Bast. var. *mitralis* Eichw. 6 ok.
Potamides sp. 1 ok.
Neritina picta Fér. 1 ok.

„ 205,50 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 10 ok.
Limnocardium sp. może *L. lithopodolicum* Dub. 2 ok.
Tapes gregaria Partsch var. *modesta* Dub. 8 ok.
Potamides sp. zapewne *P. pictus* Bast. var. *mitralis* Eichw. 1 ok.
Potamides biseriatus Friedb. 4 ok.
Neritina picta Fér. 1 ok.
Hydrobia sp. 2 ok.
Mohrensternia sp. 3 ok.
Tornatina lajonkajreana Bast. 6 ok.
„ „ „ var. *buhlovensis* Friedb. 1 ok.
Tornatina truncatula Brug. 2 ok.

Wiek warstw przebitych w tych głębokościach jest albo dolno-sarmacki, albo górno-tortoński. Pewne określenie nie jest możliwe ze względu na dość ubogą faunę. Obec-

ność takich form jak *Potamides biseriatus, Gibbula picta* Fér. przy braku form morskiego tortonu wskazuje jednak raczej na d o l n y s a r m a t.

Balice II.

Głęb. 141 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
„ 141,2 m *Mohrensternia* cf. *sarmatica* Friedb. 1 ok.
nieoznaczalne ułamki małży.

Jest to fauna zbyt szczupła, aby dokładnie określić wiek warstw przebitych. W każdym razie jest to d o l n y s a r m a t, albo g ó r n y t o r t o n.

Balice III.

Głęb. 70 m *Ervilia* cf. *trigonula* Sok. 1 ok. juv.
Hydrobia punctum Eichw. 5 ok.
„ sp. 1 ok.
Głęb. 77,9 m „ *punctum* Eichw. 1 ok.
Spirorbis heliciformis Eichw. 11 ok.
„ 122,2 m skamielin brak.
„ 131,6 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 2 ok.
małż nieoznaczalny *(Corbula?)* 1 ok.
nieoznaczalne ułamki małżów.

Wiek jak w Balicach II.

Jordanówka III.

Głęb. 56 m *Bittium deforme* Eichw. 4 ok.
Manzonia an *zetlandica* Mont. 1 ok.
Rissoa sp. an *Alvania* 3 ok.
Helix sp.
Tinostoma cf. *Woodi* Hoern. 2 ok.
mszywioły.

Ta fauna jest zbyt skąpa, aby na jej podstawie można wiek określić. Ponieważ są tylko morskie ślimaki, a brak form półsłonychh, przeto możnaby jej przypisać wiek d o l n e g o t o r t o n u. Pobliskie wiercenia przebiły jednakowoż g ó r n y t o r t o n, zapewne więc ten wiek będzie ra-

czej istotny, co mogłyby stwierdzić dalsze materiały tego wiercenia.

Bolanowice I.

Głęb.	39 m	*Valvata* sp.
„	42 m	„ „ 6 ok.
„	64 m	„ „ 2 ok.
		Hydrobia sp. 4 ok.
		małże nieoznaczalne
		ślimak młody, nieoznaczalny 1 ok.
„	70 m	*Hydrobia* sp. 1 ok.
„	75 m	*Valvata* sp. 2 ok.
„	87 m	*Hydrobia* sp., zap. *H. Frauenfeldi* Hoern. 1 ok.
„	92,8 m	*Hydrobia* sp. 3 ok.
		Valvata sp. 1 ok.
„	119,5 m	małż nieoznaczalny 1 ok.
„	120 m	*Ervilia* sp., może *E. pusilla* Phil.
„	124,4 m	małż nieoznaczalny
„	130 m	*Hydrobia immutata* Frf. 1 ok.
		ślimaki nieoznaczalne 7 ok.
		małże nieoznaczalne:
		kolec jeżowca (otoczony)
„	132,70 m	małż nieoznaczalny (zgnieciony), może *Ervilia* sp. 1 ok.
„	137 m	*Valvata* sp. 3 ok.
„	150 m	*Hydrobia* sp. (?) 1 ok.
„	173 m	*Cingula* cf. *mioscrobsoides* Sacco 1 ok.

Oznaczenie wieku warstw przebitych jest dlatego trudne, iż najczęstszym ślimakiem jest słodkowodny rodzaj ślimaka *Valvata,* w innych wierceniach niespotykany. Przyjąć jednak należy ze względu na wyniki wierceń pobliskich, że warstwy te są g ó r n o t o r t o ń s k i e g o wieku.

Bolanowice III.

Głęb.	34 m	*Ervilia* sp. zbliżona do *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 3 ok.
		Ervilia cf. *trigonula* Sok. 1 ok.
		Gibbula sp. juv. 1 ok.

Hydrobia cf. *immutata* Frf. 1 ok.
Mohrensternia an *sarmatica* Friedb. 2 ok.

Głęb. 41,5 m *Serpula* sp. 1 ok.
„ 47 m *Ervilia* sp. 4 ułamki
może *Limnocardium* sp. 2 ok.
„ *Potamides* sp. 1 ok.
„ *Mohrensternia* sp. 1 ok.
Turbella cf. *acuticosta* Sacco 1 ok.
Hydrobia punctum Eichw. 1 ok.
Tornus sp. 1 ok.
Cypris sp. 1 ok.
Spirorbis heliciformis Eichw. 2 ok.
„ 51,3 m *Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.

Warstwy przebite są górnym tortonem.

Bolanowice IV.

Głęb. 51,7 m *Serpula* sp. 1 ok.
„ 78 m *Cardium* sp. juv. (?) 1 ok.
„ 82,5 m *Limnocardium lithopodolicum* Dub. var. *sublithopodolicum* M. Łomn. 1 ok.
ułamki drzew
„ 82,55 m nieoznaczalne okruchy skorup małżów
„ 83 m dtto
„ 85 m *Ervilia* sp. 2 ok.
Cardium sp. 1 ok.
„ 85,60 m nieoznaczalne okruchy skorup małżów
„ 89,40 m skamielin brak
„ 90 m małż nieoznaczalny 1 ok.
„ 97,7 m *Tapes gregaria* Partsch var. *modesta* Dub. 1 ok.
Ervilia sp. juv. prawdopodobnie *E. podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw.
„ 99,8 m *Bittium deforme* Eichw. 1 ok.
Odontostomia cf. *plicata* Mont.
Ervilia podolica Eichw. var. *dissita* Eichw. 5 ok.
małż nieoznaczalny, może *Donax* sp. 1 ok.

Syndesmya reflexa Eichw. (?) 1 ok.
nieoznaczalne ułamki skorup małżów.
Warstwy przebite są górnym tortonem.

Równe [1]) Mazur I.

Głęb.	115,8 m	małż nieoznaczalny, może *Ervilia* sp. 1 ok.
„	267,8 m	„ „ „ *Tellina* sp. 1 ok.
„	295 m	„ „ „ *Syndesmya* 2 ok. *Hydrobia* an *Frauenfeldi* Hoern.
„	303 m	*Syndesmya* sp. (?) 1 ok.
„	306 m	*Mohrensternia angulata* Eichw. 1 ok.
„	306,4 m	*Ervilia* sp. 1 ok.
„	306,6 m	nieoznaczalne ułamki skorup małży i ślimaków. *Serpula* sp. 1 ok.
„	318,8 m	*Hydrobia* cf. *Frauenfeldi* Hoern. 2 ok.
„	321,7 m	*Spirorbis spiralis* Eichw. 2 ok.
„	349,7 m	*Ervilia* sp. ? 1 ok.
„	359,5 m	nieoznaczalne małże 2 ok.
„	369,5 m	*Ervilia sp.* (?) 2 ok.
„	405,1 m	*Ervilia* sp. 1 ok.
„	405,5 m	małże nieoznaczalne, jeden okaz *Ervilia* sp.
„	408,6 m	małże nieoznaczalne
„	408—409,3 m	nieoznaczalne ułamki skorup 18 ok. *Ervilia pusilla* Phil. (?) 1 ok.
„	409,4 m	małże nieoznaczalne, 1 ok. *Ervilia* sp. (?)
„	410,5 m	*Ostrea* sp. juv. 1 ok. *Hydrobia* sp.
„	411 m	*Ervilia pusilla* Phil. (?) 1 ok.
„	416 m	ułamki nieoznaczalne skorup, prawdopodobnie *Ervilia* sp.
„	417 m	*Hydrobia Frauenfeldi* Hoern. 1 ok.
„	418 m	*Ervilia podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 3 ok. (?) *Tellina* (?), *Lutetia* (?) 8 ok.
„	418,1 m	*Ervilia* sp. (?) 1 ok.
„	418,4 m	*Ervilia* sp. (?) 1 ok.

[1]) Na północny zachód od Stryja, na dawnych mapach austriackich Königsau.

Głęb. 419 m	*Ervilia* cf. *pusilla* Phil. 5 ok.
	Hydrobia sp. 1 ok.
„ 419,1 m	*Ervilia* cf. *podolica* Eichw. var. *dissi*ta Eichw. 1 ok.
„ 420 m	*Ervilia pusilla* Phil (?) 2 ok.
„ 421,8 m	małże nieoznaczalne
	Ervilia sp. 1 ok.
„ 421,9 m	*Ervilia* sp. (?) 1 ok.
„ 422,1 m	*Ervilia* cf. *pusilla* Phil 2 ok.
„ 426 m	*Ervilia pusilla* Phil. (?) 1 ok.
„ 430,1 m	*Ervilia pusilla* Phil. (?) 4 ok.
	Lucina sp. 1 ok.
„ 430,5 m	*Ervilia pusilla* Phil. 2 ok.
„ 434 m	*Ervilia* sp. (?)
„ 437 m	małże nieoznaczalne 20 ok. jest *Ervilia* sp.
„ 441 m	może *Ervilia* sp. 2 ok.
„ 442 m	„ „ 3 ok.
„ 448 m	*Ervilia* cf. *pusilla* Phil 4 ok.
	„ *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 2 ok.
„ 450 m	*Ervilia pusilla* Phil 3 ok.
	„ *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 1 ok.
	Syndesmya reflexa Eichw. 1 ok.
„ 459,9 m	*Ervilia* sp. 2 ok.
„ 462,6 m	*Ervilia* sp. 1 ok.
„ 462,8 m	*Ervilia* sp. (?) 1 ok.
„ 463,3 m	*Ervilia* cf. *pusilla* Phil 1 ok.
	Ervilia sp. 4 ok.
„ 466,8 m	*Ervilia* sp. 3 ok.
„ 467,4 m	*Ervilia* cf. *pusilla* Phil 1 ok.
„ 476 m	*Lucina* sp. może *L. dentata* Defr. 1 ok.
„ 480,8 m	*Ervilia pusilla* Phil. 3 ok.
	małże nieoznacz. 12 ok.
„ 483,6 m	*Ervilia* cf. *pusilla* Phil. 3 ok.
„ 499,2 m	*Ervilia* sp. (?) 1 ok.
„ 502 m	*Ervilia pusilla* Phil. 1 ok.
„ 506,8 m	*Ervilia* sp. (?) 3 ok.
	Limnocardium cf. *lithopodolicum* Dub. 1 ok.
	Mohrensternia cf. *angulata* Eichw. 3 ok.

Głęb. 506,9 m *Ervilia pusilla* Phil. 4 ok.
„ 516,2 m *Ervilia* cf. *podolica* Eichw. var. *dissita* Eichw. 2 ok.
„ 629,09 m *Sydesmya reflexa* Eichw. (?) 1 ok.

Warstwy, z których pochodzą skamieliny, są górnotortońskiego wieku.

Tarnowica Polna [1]).

Głęb. 43,8 m *Chlamys* sp. juv. może *Ch. galiciana* Favre 1 ok.
„ 48,1 m *Chlamys galiciana* Favre 1 ok.
„ 50,6 m *Chlamys* an *galiciana* Favre 2 ok.
„ 54,2 m „ cf. „ „ 3 ok.
„ 76,6 m „ może *Ch. galiciana Favre 1 ok.*
„ 77 m „ „ „ „ 2 ok.
„ 77,9 m „ „ „ „ 5 ok.
„ 85,8 m „ „ „ „ 1 ok.
„ 96,3 m *Chlamys galiciana* Favre 3 ok.
„ 107,5 m „ „ „ (?) 1 ok.
„ 117,1 m *Heterostegina costata* d'Orb. 1 ok.

Warstwy przebijane od głębokości 43,8 m do 107,5 odznaczają się obecnością gładkiego przegrzebka, który jest najwięcej zbliżony do *Ch. galiciana* Favre, chociaż okazy są mniejsze od normalnych, a starta ich powierzchnia utrudnia oznaczenie. Warstwy te uważać należy za górny tortон.

Chomczyn [2]) I.

Głęb. 13 m *Planorbis* sp. 8 ok.
Cyclostoma cf. *squamosum* Peyr. 1 ok.
„ 36,5 m *Helix* sp. 1 ok.
Pupa (?) 1 ok.
„ 34,3 m *Cyclostoma* cf. *squamosum* Peyr. 1 ok.
„ 35,8 m *Helix* sp. 1 ok.
„ 46 m *Helix* sp. 13 ok.
„ 57 m *Helix* sp. 1 ok.
Pupa, lub *Clausilia* 3 ok.

[1]) Koło Tłumacza.
[2]) Koło Kołomyi.

Głęb.	66,3 m	*Clausilia* sp. (?) 1 ok.
„	68 m	*Helix* sp. 1 ok.
„	106,4 m	*Helix* sp. 1 ok.
		Helix sp. (zgnieciony), lub *Planorbis* sp. 1 ok.
„	112,9 m	*Helix* sp. lub *Planorbis* 1 ok.
„	115 m	*Helix* sp. 1 ok.
		Planorbis sp. 1 ok.
„	132,6 m	*Limnaea* sp. 1 ok.
„	135,4 m	*Limnaea* sp. 2 ok.
„	136,1 m	*Cyclostoma* sp. 1 ok.
„	137,2 m	ślimak nieoznaczalny (ujście niewidoczne) *Acme?, Pupa?* 1 ok.
„	166,7 m	ślimak nieoznaczalny (ujście niewidoczne) *Acme?, Pupa?* 1 ok.

W całej faunie nie ma ani jednej formy morskiej, są tylko lądowe i słodkowodne. Cały ten utwór odpowiada warstwom lądowym i słodkowodnym znanym z Dżurowa i Myszyna, a zawierającym węgiel brunatny.

Wierzbowiec [1]) IV.

Głęb.	50,5 m	*Oxystele orientalis* Cossm. i Peyr. 1 ok.
„	97 m	*Helix* sp. 1 ok.
„	120 m	*Helix* sp. 2 ok.
„	123 m	*Helix* sp. 1 ok.
„	167,5 m	*Tellina ventricosa* de Serres (?) 1 ok.
		Neritina picta Fér. 2 ok.
		Potamides pictus Bast. var. *mitralis* Eichw. 2 ok.
		Potamides Schaueri Hilb. 16 ok.
„	185 m	*Limnocardium plicatum* Eichw. var. *plicatella* M. Łomn. 10 ok.
		Hydrobia Frauenfeldi Hoern. 1 ok.
„	186 m	*Solenocurtus* an *antiquatus* Pult. 1 ok.
„	190 m	*Ostrea* sp. 1 ok.
		Anomia cf. *cristata* Brocc. 1 ok.
		Modiola sp. *nova* an *solitaria* Niedźw. 1 ok.

[1]) Koło Kosowa. Faunę z innego wiercenia (P$_3$) z tej miejscowości podałem poprzednio (Przyczynki do znajomości miocenu Polski, cz. III, str. 71—72).

Miltha incrassata Dub. 2 ok.
Ervilia an *pusilla* Phil. 1 ok.

Głęb. 190,3 m *Limnocardium plicatum* Eichw. var. *plicatella* M. Łomn. 1 ok.

„ 232,5—236,7 m *Helix* sp. 1 ok.

Wierzbowiec V.

Głęb. 42 m *Helix* sp. 1 ok.

„ 42,5 m *Helix* sp. 2 ok.

„ 106,1 m *Helix* sp. 1 ok.

„ 113—113,2 m *Hydrobia* sp. 1 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 12 ok.
varia nieoznacz.

„ 127 m *Tellina* sp. może *T. ventricosa* de Serres 1 ok.
Limnocardium plicatum Eichw. var. *plicatella* M. Łomn.
varia, nieoznaczalne gatunkowo *(Cardium, Congeria?, Ervilia?).*
Neritina picta Fér. 5 ok.

„ 127,4 m *Ostrea* sp., *Cardium* sp., *Potamides* sp.

„ 131 m *Limnocardium plicatum* Eichw. var. *plicatella* M. Łomn. 1 ok.
Ervilia pusilla Phil. 2 ok.
Solenocurtus cf. *antiquatus* Pult. 2 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 2 ok.

„ 131,6 m *Ostrea* sp. 1 ok.
Cardium sp. 1 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 6 ok.

„ 133 m *Alaba costellata* Grat. var. *anomala* Eichw. 3 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 2 ok.
Neritina picta Fér. 14 ok.

„ 136 m *Ervilia* cf. *pusilla* Phil. 2 ok.

„ 137 m prawdop. *Glycimeris* sp. 3 ok.
Neritina picta Fér. 1 ok.

„ 138,5 m *Miltha incrassata* Dub. (?) 1 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 5 ok.

„ 141,9 m *Helix* sp.

Warstwy ze skamielinami morskimi w obu tych wierceniach przebite są d o l n y m t o r t o n e m. Pod nimi i ponad nimi są jednakowoż utwory lądowe, względnie słodkowodne, o ileby skorupy ślimaka z rodzaju *Helix* były przyniesione przez wodę.

Wierzbowiec, Huculszczyzna I.

Głęb.	50 m	*Helix* sp. (?) 1 ok.
„	150—160 m	*Ostrea digitalina* Dub. 3 ok.
„	235 m	*Potamides pictus* Bast. var. *mitralis* Eichw. 1 ok. *Potamides Schaueri* Hilb. 1 ok.
„	250—260 m	*Ostrea digitalina* Dub. 100 ok. *Potamides Schaueri* Hilb. 80 ok. *Nassa* cf. *Dujardini* Desh. 2 ok.
„	252,3 m	*Phacoides borealis* L. var. *affinis* Eichw. 1 ok. *Tellina* sp. (?) 1 ok. *Potamides Schaueri* Hilb 4 ok.
„	253 m	*Ostrea* sp. zapewne *O. digitalina* Dub. 2 ok. *Cardium* sp. 3 ok. *Miltha incrassata* Dub. 2 ok. *Solenocurtus antiquatus* Pult (?) 1 ok. *Potamides Schaueri* Hilb 20 ok. *Neritina picta* Fér. 1 ok.
„	253,4 m	*Ostrea* sp. 2 ok. *Neritina picta* Fér. 20 ok. *Alaba costellata* Grot. var. *anomala* Eichw. (?) 15 ok. *Potamides Schaueri* Hilb. 20 ok.
„	256 m	*Neritina picta* Fér. 1 ok. *Hydrobia* sp. 1 ok.
„	258,8 m	*Potamides* sp. 10 ok.
„	264,5 m	*Ostrea* sp. 2 ułamki
„	320 m	*Helix* sp. 1 ok.
„	320,6 m	*Helix* sp. (?)
„	398,5 m	może *Glycymeris* sp. juv. 1 ok.
„	398,8 m	*Turritella pythagoraica* Hilb. 1 ok.

Głęb. 399,4 m	*Venus cincta* Eichw. (?) 1 ok.
„ 399,7 m	*Turritella erronea* Cossm. 1 ok.
„ 908 m	małż nieoznaczalny, może *Arca* sp. 1 ok.
„ 1112 m	*Potamides* sp. nieoznacz. 1 ok.
„ 1133 m	*Corbula gibba* Olivi (?) 1 ok.
„ 1141 m	*Cardium praeechinatum* Hilb. juv. (?) 1 ok.
„ 1200 m	*Cardium* sp. juv. 1 ok.
„ 1314 m	*Spirialis* cf. *valvatina* Reuss 22 ok.
„ 1315 m	„ „ „ „ 60 ok.
	„ an *Koeneni* Kittl 40 ok.
„ 1316 m	małż nieoznaczalny *(Cardita?, Cardium?)* 1 ok.
„ 1321 m	*Spirialis* cf. *valvatina* Reuss 17 ok.
	aff. *stenogyra* Phil. 3 ok.
„ 1326 m	cf. *valvatina* Reuss 50 ok.
	cf. *Koeneni* Kittl 2 ok.
„ 1326,8 m	cf. *valvatina* Reuss 24 ok.
	sp. ign. 28 ok.
„ 1341 m	*Spirialis* cf. *valvatina* Reuss 40 ok.
„ 1344 m	„ „ „ „ 1 ok.
	cf. *stenogyra* Phil. 1 ok.

Warstwy przebijane do głębokości 399,7 m są d o l n y m morskim t o r t o n e m z wkładkami utworów lądowych, jak w poprzednich wierceniach w Wierzbowcu. Od tej głębokości do 908 m brak skamielin, oznaczenie wieku nie jest więc możliwe, również i warstw głębszych aż do 1314 m, gdyż nieliczne, znalezione okazy są gatunkowo nieoznaczalne. Nader ważne jest jednakowoż gromadne występowanie pteropodów z rodzaju *Spirialis* w głębokościach od 1314 do 1344 m. Dotychczas znamy z miocenu Polski w bardzo nielicznych okazach gatunek *Sp. valvatina* Reuss (ze soli Wieliczki i Bochni), w Hucule jednakowoż występuje ten rodzaj gromadnie. O ile mi wiadomo, jedynie w południowej Rosji pojawia się on obficie w różnych piętrach miocenu od piętra tarchańskiego do konckiego. Wedle A n d r u s o w a jest rodzaj *Spirialis* znamienny dla mórz głębszych i zimnych. W naszym wypadku zapewne zostały zwierzęta te przyniesione od wschodu prądami morskimi. Nie znam do-

kładnie profilu tego wiercenia, którego ogłoszenie byłoby rzeczą nader ważną. Wiem tylko, że pteropody te zostały znalezione nad warstwą gipsu leżącą około 40 m powyżej pokładu soli. Dokładne gatunkowe oznaczenie zebranych pteropodów jest rzeczą ważną, możliwe będzie jednakowoż dopiero po zebraniu potrzebnej literatury, również materiału porównawczego.

Ujście koło Śniatyna.

W poprzedniej pracy (Przyczynki..., cz. III. str. 66—67) podałem skamieliny z wiercenia P1 w Ujściu. Otóż dopiero obecnie otrzymałem materiał przeszlamowany i przebrany z głębokości 52,95—53,3 m, a więc z najniższych warstw górnego tortonu z *Chlamys galiciana* Favre, leżących tuż nad gipsem. W materiale tym znalazłem oprócz zniszczonych i nieoznaczalnych skorup małżów i skorup jeżowców:

Spirialis cf. *valvatina* Reuss. (ponad 100 okazów)

Spirialis sp. ign. (80 okazów).

Co do tych oznaczeń zauważę. Nie wszystkie okazy zaliczone prowizorycznie do gatunku *Sp. valvatina* należą tutaj, gdyż są także skorupy wyższe, a również inne o niższej, prawie płaskiej skrętce. Okazy nazwane *Spirialis* sp. ign. są najwięcej zbliżone do *Sp. nucleatus* Żiżczenko, który ten autor opisał niedawno z czokraku Rosji południowej, lecz nieco mniejsze. Mimo pewnego zbliżenia okazuje jednakowoż fauna spirialisowa Ujścia pewne różnice od znalezionej w Wierzbowcu (Hucuł).

Kobaki [1]) I.

Głębokość	16,4 m	łuska ryby 1 ok.
		Helix sp. 1 ok.
„	44 m	*Helix* sp. 1 ok.
„	45 m	*Helix* sp. 1 ok.
„	91,1—91,9 m	*Solen* sp. 2 ok.
		Tellina ventricosa de Serres (?) 1 ok.
		Limnocardium plicatum Eichw. var. *plicatella* M. Łomn. 5 ok.

[1]) Koło Kut.

głębokość 91,1—91,9 m *Neritina picta* Fér. 1 ok.
Potamides pictus Bast. var. *mitralis* Eichw. 29 ok.
Potamides Schaueri Hilb. 110 ok.
Terebralia bidentata Defr. 1 ok.

Warstwy przebite wierceniem w Kobakach odpowiadają analogicznym utworom w Wierzbowcu. Oprócz warstw lądowych, czy słodkowodnych, zawierających ślimaka *Helix*, są tu nieco wysłodzone warstwy morskie, moim zdaniem d o l n o t o r t o ń s k i e.

Zusammenfassung.

Es werden die Resultate der Bestimmung von Mollusken angegeben, die aus den Tiefbohrungen stammen, welche die Firma „Pionier" an mehreren Orten des Karpatischen Vorlandes vorgenommen hat. Da die Fossilien sehr oft beschädigt und schwer zu präparieren waren, ist die Bestimmung nicht selten approximativ. Es handelt sich dabei nur um die Bohrungen im Torton. Die Ortschaft Żdżary liegt bei Tarnów, die Orte Popowice, Pleszowice, Chraplice, Nowosiółki, Chodnowice, Balice, Jordanówka und Bolanowice südwestlich von Przemyśl, Równe bei der Stadt Stryj, Chomczyn, Wierzbowice und Kobaki zwischen Kołomyja un Kuty.

Bemerkenswert ist das häufige Vorkommen der Pteropodengattung *Spirialis* in der Tiefe von 1321—1341 m in der Bohrung „Hucul". Vorherrschend ist hier die Art *Spirialis valvatina* Reuss, aber es sind wahrscheinlich auch andere Arten, da die genaue paläontologische Bestimmung dieses Materials noch nicht erfolgte. Es wurde auch festgestellt, dass im Schlammrückstande einer Probe aus der Tiefe von 52.95—53.3 m (Obertorton) der Bohrung P_1 in Ujście bei Śniatyn auch massenhaft Pteropoden vorkommen, und zwar *Spirialis* cf. *valvatina* Reuss und eine andere Art, welche der *S. nucleatus* Zhiztchenko aus dem Tschokrak Südrusslands nahe steht. Da die Gattung *Spirialis* im Miozän von Polen sehr selten vorkommt, dürfte es sich dabei um Einschwemmungen durch die Meeresströmungen aus dem Osten handeln.

Julia Teisseyre.

Studium profilów podłużnych rzek wschodnio-karpackich.

Etude des profils longitudinaux des rivières des Karpates Orientales Polonaises.

(Z 6 tablicami w tekście — Avec 6 tables dans le texte).

Praca niniejsza opiera się na analizie profilów podłużnych rzek wschodnio-karpackich. Obejmuje ona następujące rzeki:

1) Strwiąż, 2) Dniestr, 3) Bystrzyca, 4) Tyśmienica, 5) Stryj, 6) Opór, 7) Bereźnica, 8) Sukiel, 9) Świca, 10) Mizunka, 11) Siwka, 12) Łomnica, 13) Łukiew, 14) Czeczwa, 15) Bystrzyca Sołotwińska, 16) Bystrzyca Nadwórniańska, 17) Prut (po granice Państwa), 18) Luczka Jabłonowska, 19) Pistynka, 20) Rybnica, 21) Czeremosz Czarny, 22) Czeremosz Biały. Zasadniczo uwzględniano rzeki, których długość wynosiła ± 40 km.

Analogiczne prace wykonały: dla rzek Podola: A. d'Abancourt-Koczwarowa[1]), dla rzek Wyżyny Małopolskiej: M. Kołodziejska-Waligórska[2]).

Metoda zastosowana w niniejszej pracy nie różni się w zasadzie od metod pracy mych poprzedniczek. Posługiwano się austriackimi mapami specjalnymi 1:25.000 i cyrklem o kroku 4 mm=0.10 km w podziałce mapy. Dla porównania sprofilowano wymienione rzeki również na mapach specjalnych 1:75.000. Przy ogólnej zgodności obu rodzajów profi-

[1]) A. d'Abancourt-Koczwara: Klasyfikacja i rozwój dolin podolskich. Prace Geograficzne. Zeszyt IX. Lwów, 1927.

[2]) M. Kołodziejska-Waligórska: Doliny rzek Wyżyny Małopolskiej. Prace Geograficzne. Zeszyt XIV. Lwów—Warszawa, 1931.

lów stwierdzono, że profile wykonane na mapach 1:25.000 są o wiele bogatsze w charakterystyczne szczegóły, uznano je zatem za podstawę niniejszej pracy.

Przy wykonywaniu profilów brano pod uwagę punkty kotowane, znajdujące się:

1) na rzece, 2) na starorzeczu, 3) na najniższych terasach, zaznaczonych na mapie szkarpą, 4) punkty kotowane, przywiązane do obiektów, bezpośrednio nad wodą leżących jak mosty, młyny itp. Warstwice uwzględniano tylko w górnym biegu rzek, gdyż tylko tam można było ich przebieg z całą dokładnością prześledzić.

Do otrzymanego w ten sposób materiału należało się odnieść krytycznie, gdyż mapa austriacka 1:25.000 jest w dużej mierze mapą szkicową i w szczegółach bardzo niedokładną. W materiale cyfrowym uzyskanym z mapy, wyodrębnić można dwie kategorie błędów:

1) błędy wysokościowe i 2) błędy odległościowe. Błędy wysokościowe wynikają: a) z przybliżonej dokładności kotowania punktów na mapie, b) z mylnego podania na mapie wysokości najniższych teras, na których leżą punkty kotowane, c) z nieścisłej oceny przez profilującego wzniesienia punktu kotowanego nad rzeką w wypadkach, gdy nie była ona podana na mapie (jak pod 4 (str. 1)).

Błędy odległościowe są spowodowane przez:

a) błędny rysunek mapy 1:25.000, b) deformacje podziałki mapy, powstałe w czasie reprodukcji, c) nierównomierną generalizację drobnych krzywizn w czasie pomiaru krokiem o ustalonej rozpiętości.

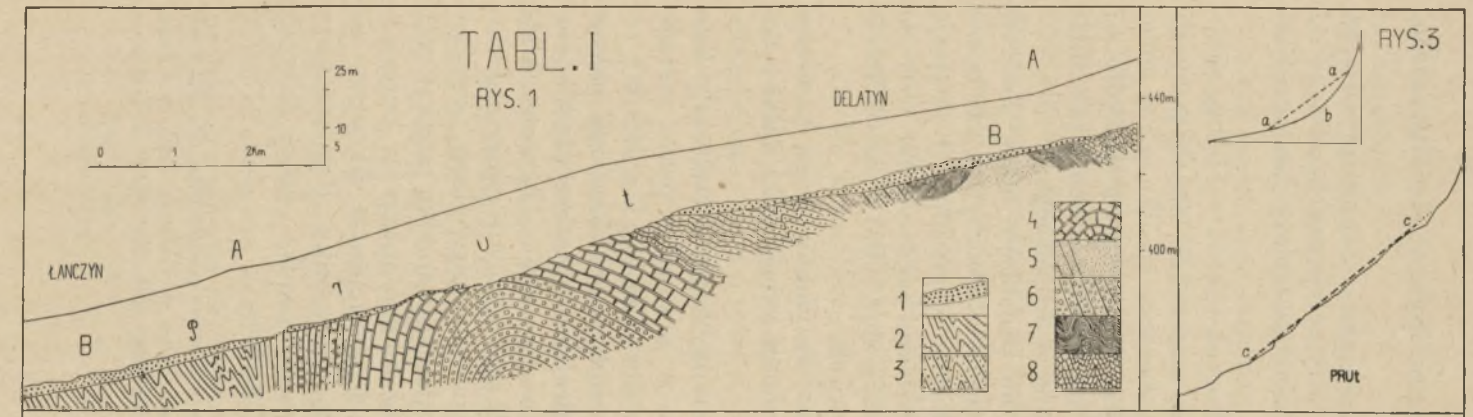
O błędnym rysunku mapy 1:25.000 przekonano się wielokrotnie w terenie, przy posługiwaniu się jednocześnie mapą katastralną. Wymienione pod b) i c) kategorie błędów należą do ogólnie znanych i nieuniknionych.

Obecność błędów o których mowa, a przede wszystkim nader skąpa ilość punktów kotowanych i ich nierównomierne rozmieszczenie musi wpływać na to, iż profil uzyskany na podstawie materiału kartograficznego różni się od profilu rzeczywistego.

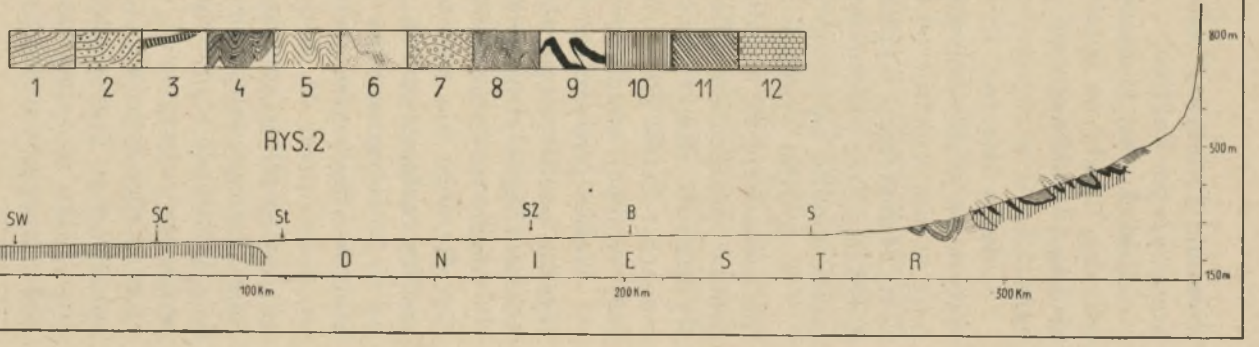
Celem przekonania się choćby w przybliżeniu o dokładności materiału, uzyskanego z mapy 1:25.000 — wykonano 70 pomiarów wzdłuż 15 km odcinka Prutu, między miejsco-

TABL. I

RYS. 1



RYS. 3



RYS. 2

wościami Delatyn i Sadzawka, posługując się altymetrem precyzyjnym Paulina.

Tabl. I., rys. 1. unaocznia, w jakim stopniu profil tego odcinka, oparty na pomiarach altymetrycznych odbiega od profilu, uzyskanego na podstawie materiału kartograficznego.

Uderza znaczna, lecz niekonsekwentna i błędna schematyzacja profilu, opartego na mapie 1:25.000. Nie występuje w nim zupełnie wklęsłe załamanie spadku w osi antykliny słobódzkiej, wypukłość na wewnętrznym skrzydle tej antykliny jest przesunięta w dół rzeki, podobnie jak załamanie spadku na brzegu nasunięcia orowskiego.

W profilu opracowanym na podstawie mapy 1:25.000 nie zaznaczają się zupełnie formy akumulacyjne, zaś liczne drobne załamania spadku widoczne w profilu I. występują wyjątkowo, dzięki przypadkowemu zagęszczeniu cyfr na mapach 1:25.000. Oba profile są zgodne tylko w najogólniejszej tendencji przebiegu krzywych.

Wobec powyższego uznano otrzymane drogą kartometryczną profile za przybliżony obraz tego, jaki dałoby dokładne zdjęcie altimetrem.

Mając na uwadze wspomnianą błędność materiału kartograficznego nie zastosowano w niniejszej pracy metody analizy matematycznej, jak to uczyniła A. Cehakówna[1]), w swym studium zniekształceń profilów rzek pokuckich. Nie użyto również żadnej z metod statystycznych, stosowanych przez M. Kołodziejską[2]). Uważano, że do analizy profilów, otrzymanych na podstawie materiału kartograficznego należy przystępować z największą ostrożnością. Istniejące w przyrodzie załamania spadku mogą w nich wcale nie występować, lub też ulegać znacznym deformacjom. Prócz tego mogą w nich występować fikcyjne, nie istniejące w przyrodzie załamania spadku. Rozpatrywano więc tylko te zaburzenia rozwoju spadku, które dały się podciągnąć pod następujące kryteria:

---

[1]) A. Cehakówna: *Détermination quantitative des déformations des profils longitudinaux dans la région de Pokucie.* Bull. de l'Acad. des Sciences et de Lettres. Cl. d. Sc. Mathém. et Natur. Série. A. Cracovie. 1933.

[2]) M. Kołodziejska, l. c.

a) wyodrębnienie na podstawie więcej niż dwu punktów kotowanych,
b) wyodrębnienie w bezpośrednim sąsiedztwie ujścia znacznych dopływów,
c) występowanie w związku z ogólnym ukształtowaniem i rozwojem sieci rzecznej (nagłe zmiany kierunku, kaptaże),
d) uzasadnienie budową geologiczną podłoża.

Okoliczności określone pod a), b) i c) dadzą się sprawdzić przy pomocy map specjalnych (za wyjątkiem kaptaży). Nawiązanie załamań spadku do budowy geologicznej podłoża przeprowadzono, wrysowując w profil każdej z rzek jej profil geologiczny w tej samej podziałce. Posługiwano się przy tym opublikowanymi mapami geologicznymi. Załamania spadku nie dające się podciągnąć pod żadne z wymienionych kryteriów — uznano za wątpliwe.

Za W. P e n c k i e m [1]) wyróżniono dwa typy załamań spadku: w k l ę s ł e, oddzielające niżejległy odcinek koryta rzeki o słabszym spadku, od wyżejległego, o spadku silniejszym i w y p u k ł e, odgraniczające niżejległy odcinek o spadku silniejszym od wyżejległego o spadku słabszym.

W. P e n c k zalicza oba typy załamań spadku do rzędu lokalnych b a z e r o z y j n y c h; ich występowanie w korycie rzeki uniezależnia bezpośrednio wyżejległy odcinek od wpływu głównej bazy erozyjnej [2]).

Wspomniany autor wiąże występowanie wklęsłych załamań spadku z lokalnym z m n i e j s z e n i e m intensywności erozji, zaś występowanie w y p u k ł y c h załamań spadku z jej lokalnym z w i ę k s z e n i e m. Rozważania W. P e n c k'a odnoszą się do praw erozji i denudacji działających na stokach górskich, jednakże sam autor stwierdza [3]), że prawa, wyprowadzone przez niego dla stoków górskich obowiązują każdy system form, który graniczy bezpośrednio z główną bazą erozyjną.

---

[1]) W. P e n c k: Die morphologische Analyse. S. 123—124.
[2]) Tenże s. 103—104.
[3]) Tenże s. 118.

Odnośnie do powyższych rozważań wspomnieć należy, że ogół morfologów rozpatruje tylko wypukłe załamania spadku jako zakłócenia profilu. Również A. Cehakówna w cytowanej pracy [1]) stosuje metodę ilościowego ujmowania zniekształceń profilu tylko do jego wypukłości, nie uwzględniając zupełnie walnych wklęsłych załamań spadku, których znaczenie jest równorzędne. Wprawdzie większość wklęsłości, rozgraniczających poszczególne wypukłe załamania spadku zostaje wyeliminowana w trakcie wyrównywania krzywej według metody autorki [2]), jednakże w każdym niemal profilu występują walne wklęsłe załamania spadku jako punkty leżące poniżej t. zw. prostej wyrównującej, które są zupełnie niezależne od wypukłych zniekształceń profilu.

Opis profilów.

Ogólną analizę krzywych erozyjnych rzek karpackich przeprowadzono na profilach o podziałce poziomej 1:500.000, pionowej 1:50.000. Profile załączone do niniejszej rozprawy mają z konieczności podziałkę mniejszą. Krótki opis profilów uzasadni wnioski, wysnute w części analitycznej rozprawy.

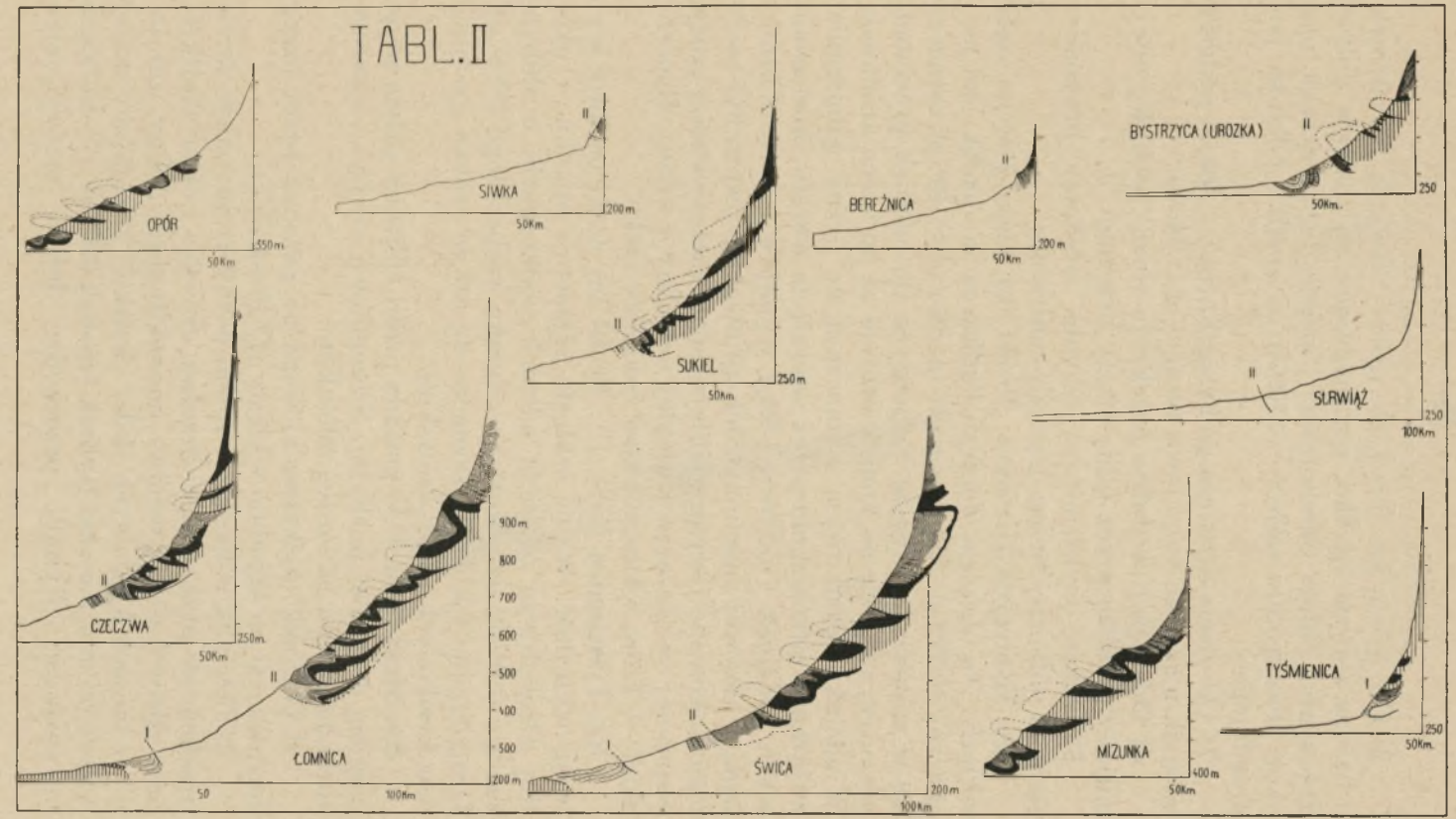
Rz. Strwiąż (tabl. II): posiada profil płaski i dość wyrównany. Spadek jest bardzo nieznaczny na prawie całej przestrzeni biegu dolnego i środkowego (0,65‰, 2,77‰). Odcinek profilu na tej przestrzeni zbliża się do przekroju równi pochyłej. Wklęsłe załamanie spadku odgranicza odcinek środkowy profilu od krótkiego i mało stromego odcinka źródłowego.

Rz. Dniestr (tabl. I): sprofilowano od ujścia Bystrzycy koło Stanisławowa po źródła. W profilu wymienionej partii wyróżnić można następujące odcinki:

1) Od ujścia Bystrzycy koło Stanisławowa po ujście Stryja — odcinek profilu bardzo lekko wypukły, obejmujący stożki wszystkich najważniejszych rzek wschodniokarpackich.

[1]) A. Cehakówna: l. c. str. 229—230.
[2]) Tenże.

TABL. II


OPÓR
50Km
SIWKA
II
200m
50Km
SUKIEL
II
250m
50Km
BEREŹNICA
II
200m
50Km
BYSTRZYCA (UROZKA)
II
250
50Km.
SŁRWIĄŻ
II
250
100Km
CZECZWA
II
250m.
50Km
ŁOMNICA
I
II
900m
800
700
600
500
400
300
200m
50
100Km
ŚWICA
I
II
200m
100Km
MIZUNKA
400m
50Km
TYŚMIENICA
I
250
50Km.

2) Od ujścia rz. Stryj po ujście Strwiąża — odcinek o bardzo słabym spadku, przypadający na rozległą dolinę dyluwialną (błota Samborskie). Spadek tego odcinka jest około dwukrotnie słabszy (0,10‰) od spadku odcinka poprzedniego.

3) Od ujścia Strwiąża po brzeg Karpat — lekko wklęsły odcinek o spadku stopniowo rosnącym (1,54‰).

4) Odcinek o kształcie przekroju równi pochyłej obejmujący przełom przez fałdy strefy brzeżnej.

5) Dobrze wykształcony odcinek źródłowy, przypadający na północny brzeg depresji centralnej.

Rz. Bystrzyca (Uroska): Profil tej rzeki jest na ogół wklęsły. Na obszarze dolnego Podkarpacia spadek jest nieznaczny (0,59‰). Nagły wzrost spadku (do 7,10‰) zaznacza się w miejscu, w którym rozpoczyna się odcinek przełomowy, utrzymuje się on konsekwentnie aż po basen źródłowy. W odcinku środkowym zaznaczają się liczne zaburzenia, związane z przełomami przez nasunięcia warstw inoceramowych. Odcinek źródłowy lekko wypukły i bardzo krótki nadaje krzywej znamiona zdekapitowanej. Jest to być może uwarunkowane jedynie zmniejszeniem intensywności erozji wstecznej w obszarze rozległej synkliny warstw oligoceńskich, w którą wkracza basen źródłowy rzeki.

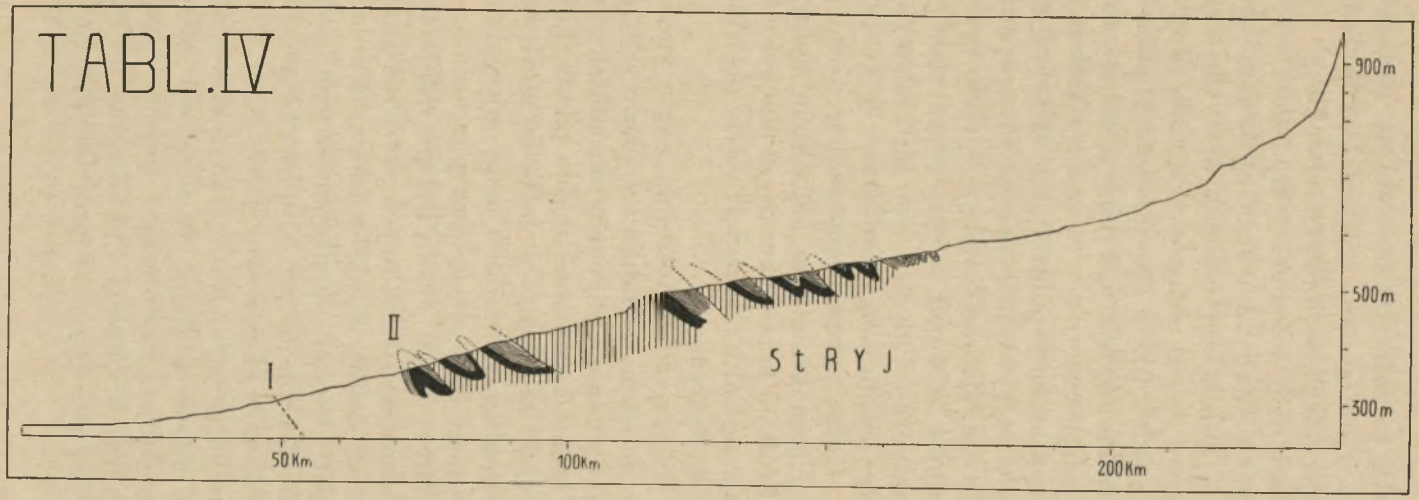
Rz. Tyśmienica (tabl. II): Profil tej rzeki cechuje wybitna wklęsłość. Walne wklęsłe załamanie spadku w okolicy Drohobycza oddziela odcinek podkarpacki o słabym spadku (1,0‰), od stromizny odcinka karpackiego (35.5‰). Drugorzędna wklęsłość zaznacza się tuż za czołem nasunięć mas kredowych skiby orowskiej.

Rz. Stryj (tabl. IV): posiada profil zbliżony całym przebiegiem do równi pochyłej. Szczegółowa analiza wykazuje rozbicie profilu na szereg odcinków:

1) Odcinek podkarpacki sięga po przełom przez brzeg Karpat, jest on łagodnie wklęsły (1,51‰ spadku).

2) Odcinek w kształcie równi pochyłej obejmuje partie przełomowe przez skiby: brzeżną, orowską i część skolskiej oraz odcinek subsekwentny (monoklinalny) doliny, założony w masach kredowych skiby skolskiej i sięgający mniej więcej po miejscowość Rybnik (spadek 2,6‰). W okolicach miejscowości Rybnik przechodzi dolina monoklinalna

TABL. IV



w przełomową, co zaznacza się walnym, wypukłym załamaniem spadku. Zmniejszenie wartości spadku utrzymuje się na przestrzeni całego następnego odcinka.

3) Odcinek ten, również w kształcie równi pochyłej, sięga po ujście potoku Libuchora, na krańcu basenu źródłowego. Jest to najdłuższy odcinek o wyrównanym spadku, jaki spotykamy wśród omawianych rzek, długość jego wynosi 81 km, spadek 1,8‰. Zmniejszenie spadku rzeki w stosunku do spadku odcinka niżejległego na tak znacznej przestrzeni, jak to obserwujemy w tym wypadku, jest prawdopodobnie rezultatem współdziałania kilku czynników. Najsilniejszą rolę odgrywa prawdopodobnie czynnik litologiczny. Górna partia odcinka o słabym spadku przypada na obszar wypełniony w dużej mierze przez warstwy oligoceńskie, mało odporne. Odcinek ten jest zabarykadowany od północy przez nasunięcia, zbudowane ze zwięzłych warstw kredowych. Dolna partia wspomnianej równi pochyłej pokrywa się z monoklinalnym odcinkiem doliny, zakończonym tylko krótkim przełomem przez łańcuchy brzeżne. Erozja w górnym odcinku o kształcie równi pochyłej jest zatem słabsza, niż w dolnym.

Dodać należy, że dwukrotna, nagła zmiana kierunku biegu rzeki: powyżej Rybnika i w okolicy Synowódzka nasuwa przypuszczenie poligenezy na skutek zjawisk kaptażowych. Wspomniana monoklinalna partia doliny rozgranicza dwa odcinki przełomowe, zachodzi możliwość, że są one różnego pochodzenia. Studium mapy specjalnej tej okolicy pozwala wyrazić następujące przypuszczenia:

Górny Stryj aż po Turkę był prawdopodobnie niegdyś jednym z odgałęzień źródłowych pra-Dniestru, z którym się łączył poprzez dolinę potoku Litmirz (dziś lewoboczny dopływ Stryja). Drugim odgałęzieniem źródłowym pra-Dniestru był odcinek Stryja od Kropiwnika po Turkę, którego bieg był wówczas skierowany przeciwnie. Odgałęzienie to zostało schwytane przez lewoboczny, subsekwentny dopływ pra-Oporu, odpowiadający dzisiejszemu odcinkowi monoklinalnemu doliny. Lewoboczny dopływ Oporu o którym mowa, uchodził w okolicy Synowódzka do walnej, przełomowej doliny pra-Oporu, której odcinek podkarpacki po-

krywał się z dzisiejszym odcinkiem dolnego Stryja, od Synowódzka Wyżnego aż po ujście.

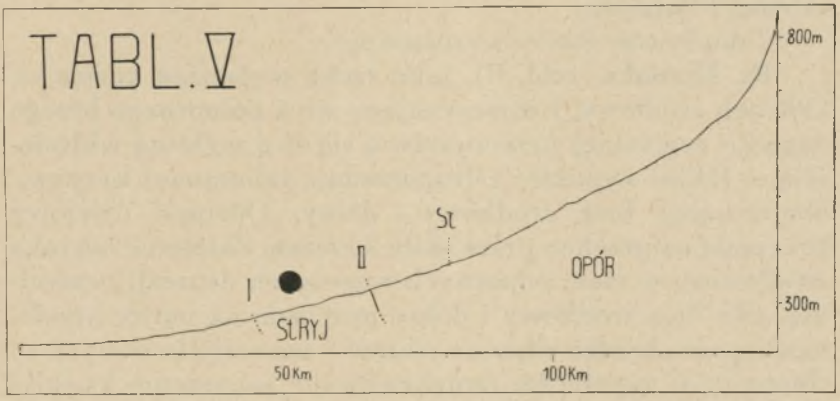
Dzisiejsza dolina Stryja byłaby zatem doliną poligenetyczną, składającą się z następujących odcinków:

a) odgałęzienia źródłowe pra-Dniestru, od źródeł dzisiejszego Stryja po okolice Kropiwnika (górna równia pochyła, partia przełomowa);

b) partia zaburzona w której dokonał się kaptaż, między Kropiwnikiem a Rybnikiem (wypukłe załamanie spadku, odcinek przełomowy);

c) dawny lewoboczny dopływ pra-Oporu, odpowiadający dolnej równi pochyłej (monoklinalna partia doliny);

d) dawny podkarpacki odcinek walnej, przełomowej doliny karpackiej, wyżłobionej przez pra-Opór.



Tabl. V. przedstawia profil, w którym połączono profil dzisiejszego Oporu (tabl. II), z odcinkiem Stryja poniżej ujścia Oporu. Profil ten wykazuje znaczne wyrównanie oraz normalny i konsekwentny rozwój spadku, w przeciwieństwie do obecnego profilu rzeki Stryj (tabl. IV).

Rozważania te, czysto teoretyczne, czekają na poparcie przez badania terenowe, które być może, potwierdzą obecność zjawisk kaptażowych i przyczynią się do wyjaśnienia anomalij rozwoju spadku w profilu rzeki Stryj.

Rz. Opór (Tabl. II). Profil rzeki Opór jest w ogólnym zarysie lekko wklęsły. Silny wzrost spadku zaznacza się dopiero w obszarze źródłowym; w partii profilu odpowiadają-

cej przełomom przez nasunięcia strefy brzeżnej kształt profilu zbliża się do przekroju równi pochyłej. Charakterystyczny jest prawie zupełny brak zakłóceń.

Rz. Bereźnica (tabl. II) posiada profil lekko wklęsły i słabo zakłócony. Jedyne zaburzenie zaznacza się w basenie źródłowym i przypada na przełom przez warstwy kredowe i eoceńskie fałdu Wygody.

Rz. Sukiel (tabl. II). Profil Sukieli cechuje wyraźna wklęsłość. Odcinek podkarpacki ma kształt przekroju równi pochyłej, poza tym spadek wzrasta konsekwentnie aż po obszar źródłowy. Silne wypukłe załamanie spadku zaznacza się w obszarze źródłowym, w przełomie przez skibę Paraszki.

Rz. Świca (tabl. II). Lekką lecz wyraźną wklęsłość obserwujemy w profilu rzeki Świcy. Dwa wypukłe załamania spadku zaznaczają się wyraźnie w przełomach przez skiby skolską i Paraszki.

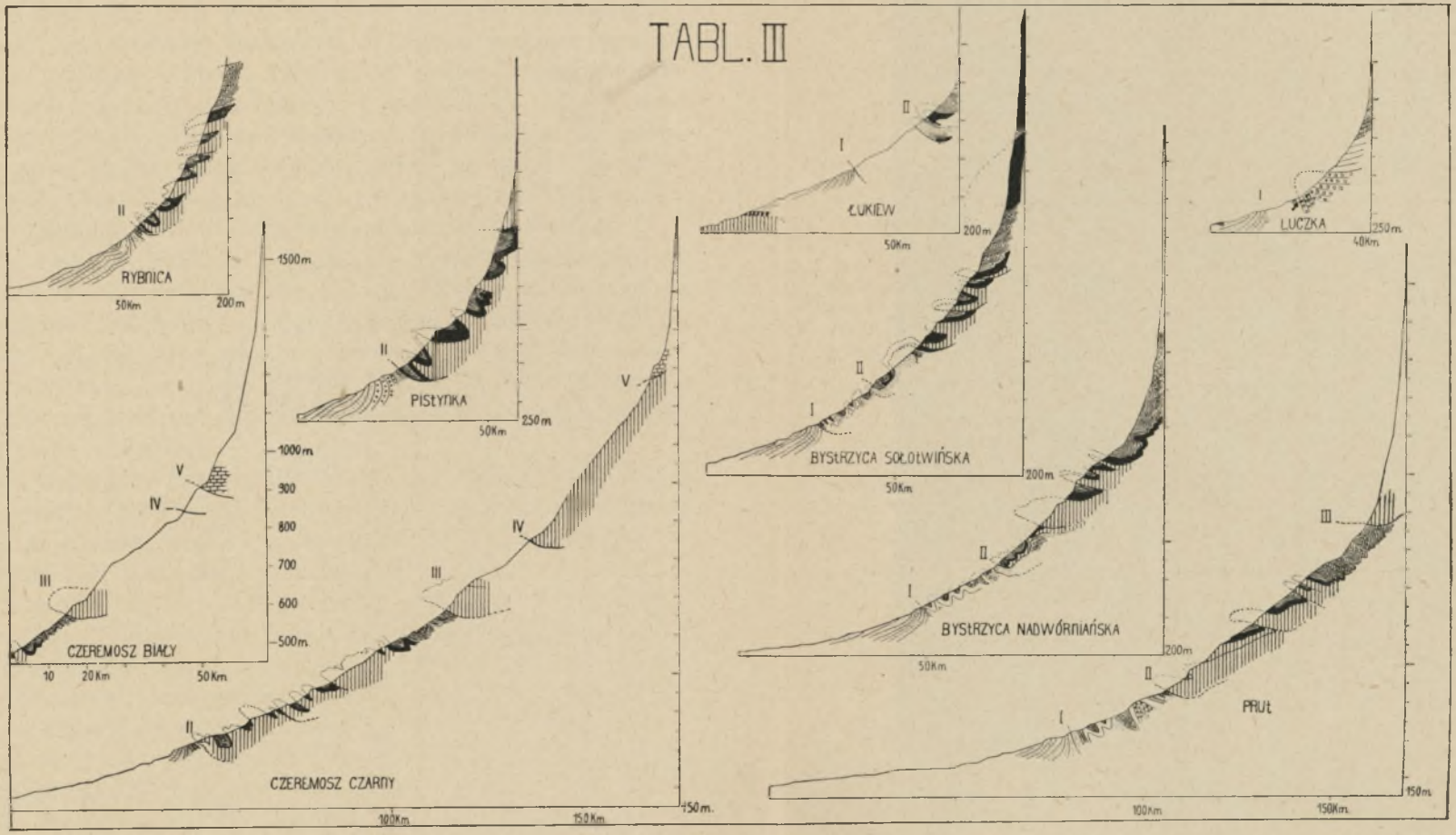
Z dopływów Świcy wyróżnia się:

Rz. Mizunka (tabl. II), jako rzeka wyłącznie karpacka. Odcinek źródłowy, rozpoczynający się u północnego brzegu depresji centralnej przeciwstawia się swą wybitną wklęsłością — lekko wypukłej i drugorzędnie zaburzonej krzywej, obejmującej bieg środkowy i dolny. Odcinek ujściowy przypada na przełom przez skibę brzeżną. Założenie odcinka źródłowego w mało odpornych warstwach depresji centralnej, gdy bieg środkowy i dolny przypada na partie przełomowe przez bardzo odporne warstwy nasunięć brzeżnych — tłumaczy w zupełności zaobserwowane zaburzenie kształtu profilu Mizunki.

Rz. Łomnica (tabl. II). Profil tej rzeki wykazuje silne zaburzenia. Wyróżnić w nim można szereg odcinków o przebiegu prawie prostolinijnym, oddzielonych walnymi, wklęsłymi załamaniami spadku.

1) Odcinek ujściowy sięga po brzeg Podola.
2) Odcinek dolnego Podkarpacia, sięga po stożek rzeki Czeczwy i Duby.
3) Odcinek górnego Podkarpacia — sięga po przełom przez brzeg Karpat.
4) Odcinek karpacki wykazuje stosunkowo nieznaczne zaburzenia w partii, odpowiadającej przełomom przez skiby brzeżne (po skibę Paraszki włącznie). Kształt tego odcinka

TABL. III


RYBNICA
50Km
200m
II
PISŁYNIKA
50Km
250m
II
ŁUKIEW
50Km
200m
I
II
LUCZKA
40Km
250m
I
BYSTRZYCA SOŁOTWIŃSKA
50Km
200m
I
II
CZEREMOSZ BIAŁY
10
20Km
50Km
1500m
1000m
900
800
700
600
500m
III
IV
V
BYSTRZYCA NADWÓRNIAŃSKA
50Km
200m
I
II
CZEREMOSZ CZARNY
100Km
150Km
150m
II
III
IV
V
PRUT
100Km
150Km
150m
I
II
III

jest zbliżony do przekroju równi pochyłej. W przełomach przez fałdy eoceńskie Gorganów: fałd Grofa-Taupiszyrka i fałd Pareńkie — występują silne wypukłe załamania spadku. Obszar źródłowy, położony już w obszarze centralnej depresji karpackiej — cechuje bardzo silny wzrost spadku.

Rz. Czeczwa (tabl. II). Charakterystyczną cechą profilu tej rzeki jest wyraźna wklęsłość. W biegu środkowym występują wybitne wklęsłe załamania spadku w łękach odwodowych nasunięć kredowych i eoceńskich. Mniej wybitne są wypukłe załamania spadku, przypadające na partie przełomowe przez jądra wspomnianych nasunięć. Odcinek źródłowy, przecinający kredowo-eoceńskie jądro fałdu Sychłosów odznacza się bardzo silnym wzrostem spadku.

Rz. Łukiew (tabl. III). Profil tej rzeki rozpada się na dwa odcinki, zbliżone kształtem do przekroju równi pochyłej, i odcinek źródłowy, o nieco silniejszym wzroście spadku. Odcinki prostolinijne graniczą ze sobą w przełomie przez brzeg antyklinorium przedgórza. Górny ze wspomnianych odcinków odgranicza od obszaru źródłowego wybitne wklęsłe załamanie sładku.

Rz. Bystrzyca Sołotwińska (tabl. III). Kształt profilu tej rzeki wskazuje na silny i konsekwentny wzrost spadku od ujścia po obszar źródłowy. Szczegółowa analiza wykazuje występowanie następujących zaburzeń:

Prostolinijny odcinek profilu przypada na przełom przez jądro oligoceńskie fałdu Bitkowa. Wypukłymi załamaniami spadku zaznaczają się przełomy przez skiby: orowską i Paraszki, oraz przez fałdy Hryńkowa i Sychłosów. Jedno z najwybitniejszych wypukłych załamań spadku występuje w obrębie łęku menilitowego, rozdzielającego masy eoceńskie fałdów: Stanimir i Bojaryn.

Rz. Bystrzyca Nadwórniańska (tabl. III). Profil Bystrzycy Nadwórniańskiej cechuje nieznaczna wklęsłość i występowanie licznych zaburzeń spadku. Obecność odcinków prostolinijnych notujemy w obrębie antyklinorium Przedgórza i w przełomie przez fałdy brzeżne aż po skibę skolską. W przełomie przez skibę skolską rozpoczyna się wypukły odcinek profilu, który sięga aż po wklęsłe załamanie spadku w strefie oligoceńskiej centralnej depresji karpackiej. Naj-

silniejsze z notowanych wypukłych załamań spadku występuje w przełomach przez pasma Gorganów właściwych.

Rz. Prut (tabl. III). Profil Prutu wykonano na przestrzeni od ujścia Czeremoszu po źródła. Składa się on z krzywej o nieznacznych zakłóceniach i łagodnie rosnącym spadku, która sięga po przełom przez nasunięcie orowskie, i z odcinka prawie prostolinijnego na przestrzeni przełomów przez nasunięcia strefy brzeżnej (tabl. I., rys. 3). W łęku odwodowym ostatniego nasunięcia, graniczącego z centralną depresją karpacką występuje wybitne wypukłe załamanie spadku. Walne wklęsłe załamanie spadku przypada na subsekwentną partię doliny rzeki, w obrębie depresji centralnej (okolice Worochty). Spadek na tej przestrzeni spada z 8,8‰ na 8,4‰, by wzróść silnie (do 67‰), w obszarze źródłowym.

Drugorzędne rzeki pokuckie: Rybnicę, Pistynkę, Luczkę Jabłonowską — charakteryzują profile wybitnie wklęsłe, przy czym profil Luczki Jabłonowskiej jest dość wyrównany, zaś profile Rybnicy i Pistynki są silnie zakłócone. Wspomniane zakłócenia dają się przeważnie nawiązać do przełomów przez jądra kredowe i eoceńskie fałdów pokuckich, jednakowoż amplituda tych załamań nie zawsze pozostaje w odpowiednim stosunku do wywołujących je zaburzeń i zdaje się być wynikiem błędów mapy.

Spośród zakłóceń, występujących w podkarpackiej partii profilu Rybnicy wspomnieć należy o dwu walnych wklęsłych załamaniach spadku: o 243 m i o 278 m.

Pierwsze pozostaje w związku z przełomem przez grzbiet Karmatury i leży w tej partii doliny, która została złączona z wyżejległą po niedawnym kaptażu Rybnicy przez Prut. Załamanie spadku przy o 278 m znajduje się w okolicy Rożnowa, gdzie dokonało się ogólnie znane zjawisko schwytania Rybnicy — ongiś dopływu Czeremoszu, przez dopływ Prutu. Dawniejsze zjawisko kaptażowe, które predysponowało ostateczne schwytanie Rybnicy przez Prut, skierowując jej bieg w okolicy Starego Kosowa i Smodnej na północ (zamiast, jak uprzednio na wschód) — zaznacza się tylko nieznacznym wklęsłym załamaniem spadku.

Rz. Czarny Czeremosz (tabl. III). Profil tej rzeki wykazuje silne zakłócenia, które rozbijają go na szereg odcinków:

1) Odcinek ujściowy, stosunkowo słabo zaburzony, się-

ga po ₀273 m. W tej okolicy znajdowało się dawne ujście Rybnicy, w okresie bezpośrednio poprzedzającym zmianę biegu na skutek wspomnianego kaptażu przez Prut.

2) Między ₀273 m a ₀303 m zaznacza się partia silnie zaburzona, w okolicy ₀303 m (na S od wsi Kobaki) w poziomie 40-metrowym rozciąga się stożek Rybnicy z okresu poprzedzającego zmianę biegu w okolicy Kosowa, o której była mowa powyżej.

3) Od ₀303 m (na S od wsi Kobaki), po brzeg nasunięcia skolskiego (skiby orowskiej) obserwujemy odcinek w kształcie przekroju równi pochyłej (spadek 4,1‰).

4) Od brzegu nasunięcia skolskiego po brzeg nasunięcia czarnohorskiego rozciąga się odcinek w kształcie przekroju równi pochyłej, o spadku silniejszym (4,6‰) od poprzedzającego.

5) Odcinek następny, rozpoczynający się w przełomie przez brzeg nasunięcia czarnohorskiego, jest wyraźnie wypukły.

6) Na terenie łęku odwodowego nasunięcia czarnohorskiego rozciąga się odcinek prostolinijny profilu (odpowiada on subsekwentnej partii doliny między kotami: 809 m a 855 m).

7) W partii przełomowej przez masy kredy marmaroskiej obserwujemy lekką wypukłość profilu.

8) Odcinek źródłowy o znacznym spadku (66,6‰), zapoczątkowuje wypukłe załamanie spadku na terenie krystalinków marmaroskich.

Mimo wymienionych tu zakłóceń obserwujemy w profilu Czarnego Czeremoszu silny i konsekwentny wzrost spadku, dzięki czemu krzywa erozyjna jest wyraźnie wklęsła.

Rz. Biały Czeremosz (tabl. III): ma profil wklęsły, o licznych zaburzeniach spadku. Najwybitniejsze w y p u k ł e załamanie spadku występuje około 10 km na południe od brzegu nasunięcia czarnohorskiego, drugie, pomniejsze, w przełomie prze płaszczowinę Pietrosu i masyw krystaliczny marmaroski. Brak opublikowanego szczegółowego zdjęcia geologicznego nie pozwala na przeprowadzenie ściślejszej paralelizacji profilu geologicznego z profilem morfologicznym.

Analiza profilów.

Przytoczony opis profilów i rzut oka na rysunki pozwala ustalić następujące cechy, charakterystyczne dla ogółu profilowanych rzek:

1) Krzywe erozyjne rzek wschodnio-karpackich odznaczają się dość wielką jednostajnością form.

2) Wszystkie profile rzek wschodnio-karpackich wykazują dość wielką ilość zaburzeń rozwoju spadku.

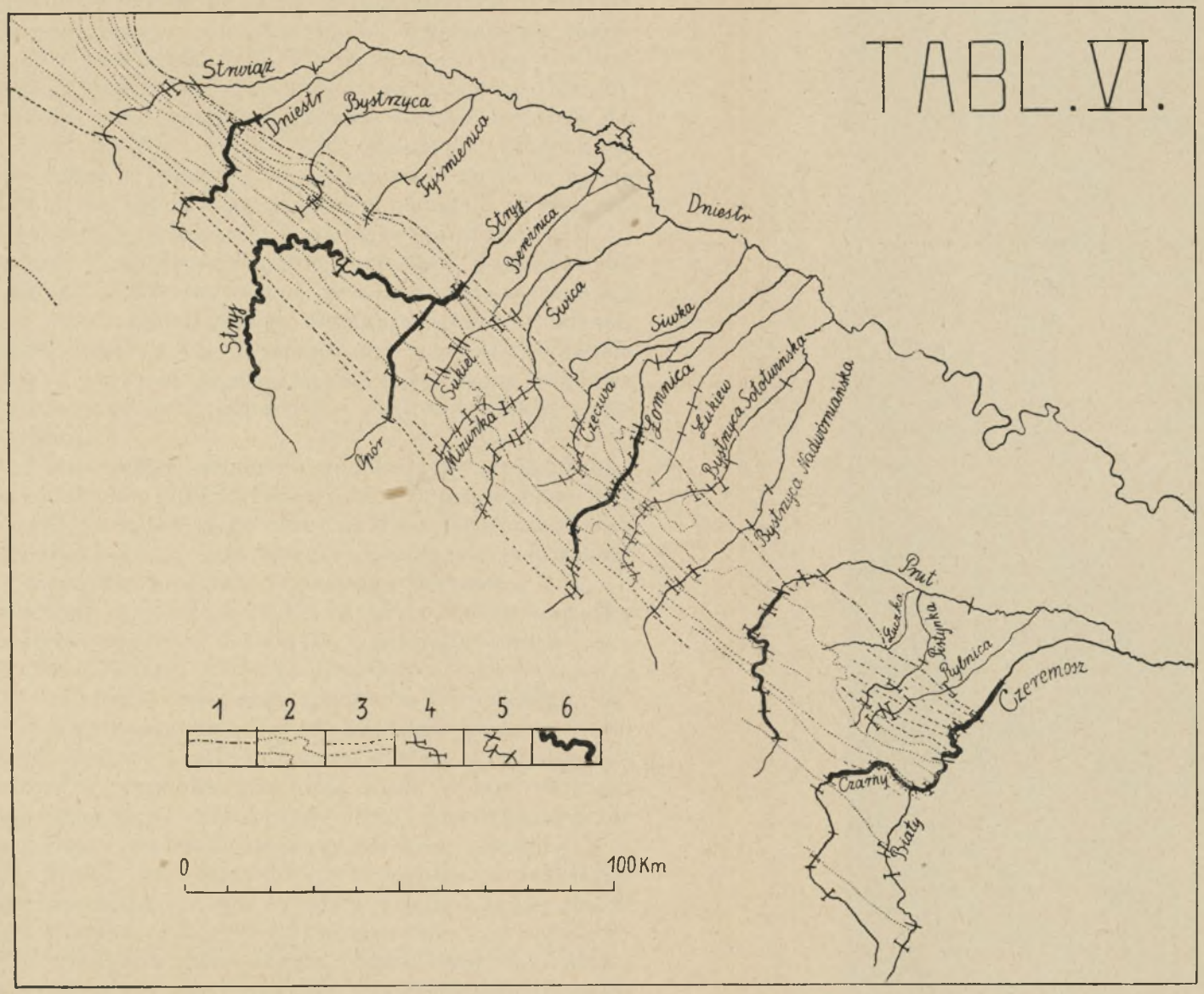
Zaobserwowane zaburzenia rozwoju spadku dadzą się podzielić na dwie kategorie:

a) Zaburzenia l o k a l n e, wyrażające się występowaniem w y p u k ł y c h i w k l ę s ł y c h załamań spadku.

b) Zaburzenia rozwoju spadku na w i e l k i e j p r z e s t r z e n i, polegające na u j e d n o s t a j n i a n i u s i ę s p a d k u wzdłuż odcinków profilu o znacznej długości. Odcinki te po wyeliminowaniu lokalnych zakłóceń przybierają kształt p r z e k r o j u r ó w n i p o c h y ł e j. (Patrz tabl. I, rys. 3).

R o z p r z e s t r z e n i e n i e r e g i o n a l n e obu rodzajów zaburzeń przedstawia tabl. VI. Na mapie tej prócz ważniejszych wypukłych i wklęsłych załamań spadku i odcinków o kształcie równi pochyłej, których długość przekraczała 30 km — naszkicowano przebieg brzegu karpackiego i najważniejszych jednostek geologicznych aż po południową granicę Państwa. Miało to na celu unaocznić fakt, zaobserwowany przy szczegółowej paralelizacji profilu morfologicznego z geologicznym. Stwierdzono mianowicie, że występowanie załamań spadku jest w przeważającej części wypadków związane ze strukturą geologiczną podłoża. Naprzemianległość warstw o różnym stopniu odporności powoduje zarówno deformacje większych odcinków profili, jak i występowanie mniejszych, wypukłych i wklęsłych załamań spadku. Jak widać z mapy — zakłócenia tego typu, które nazwiemy strukturalnymi — grupują się przeważnie w jej wschodniej części. Występują one zarówno na terenie Podkarpacia jak i na całym obszarze Karpat, a to: w brzeżnej strefie sfałdowań, w depresji centralnej i w jednostkach na południe od niej położonych.

Na wzrost ilości i intensywności załamań spadku w mia-


TABL. VI.
Strwiąż
Dniestr
Bystrzyca
Tyśmienica
Stryj
Bereźnica
Dniestr
Świca
Siwka
Stryj
Sukiel
Mizuńka
Opór
Czeczwa
Łomnica
Łukiew
Bystrzyca Sołotwińska
Bystrzyca Nadwórniańska
Prut
Łuczka
Pestynka
Rybnica
Czeremosz
Czarny
Biały
1
2
3
4
5
6
0
100 Km

rę przesuwania się ku wschodniej granicy zbadanego obszaru — wpływa niewątpliwie silniejsze wydźwignięcie, jakiemu uległy wschodnie Karpaty i ich Przedgórze. Poza tym charakterystycznym rozmieszczeniem regionalnym zakłóceń spadku uwidacznia tabl. VI., że ilość ich jest większa w obrębie wewnętrznych łańcuchów, niż na brzegu Karpat.

Przełom przez brzeg tektoniczny Karpat zaznacza się tylko u 25% profilowanych rzek wyraźnym załamaniem spadku; rzeki te grupują się przeważnie na E od ujścia Łomnicy. I ten fakt pozostaje prawdopodobnie w związku z silniejszym wypiętrzeniem wymienionego obszaru.

Podczas szczegółowej analizy materiału, dostarczonego przez mapy 1:25.000, zauważono, że wśród ogółu wyraźnych zakłóceń typu strukturalnego dominują wypukłe załamania spadku (około 70%). Występowanie ich jest dość ściśle związane z partiami przełomowymi przez masy kredowe i eoceńskie (piaskowce jamneńskie wzgl. wygodzkie) nasunięć karpackich.

Wyraźne wklęsłe załamanie spadku typu strukturalnego są w ogóle mniej liczne. Przywiązane są przeważnie (70% wypadków) do łęków oligoceńskich. Występują najczęściej bezpośrednio poniżej nasuwających się na nie mas kredowych i eoceńskich, lub leżą wprost na ich granicy.

Tworzenie się wklęsłych i wypukłych załamań spadku obserwujemy poza tym w związku z ukształtowaniem i rozwojem sieci rzecznej. U 50% profilowanych rzek występują wklęsłe i wypukłe załamania spadku w bezpośrednim sąsiedztwie ujść dopływów. I w tej kategorii zaburzeń przeważają liczebnie wypukłe załamania spadku, występują one przeważnie w wypadku, gdy ilość wody w korycie rzeki głównej przekracza wielokrotnie ilość, dostarczaną przez dopływ, który jest małoznacznym potokiem górskim. Wypukłość profilu u ujścia dopływu wynika z lokalnego zmniejszenia intensywności erozji w miejscu, gdzie stożek dopływu wkracza w koryto rzeki głównej — i ze zwiększenia siły erozyjnej w miarę zaniku stożka w dół rzeki. Mniej często występują u ujść dopływów wklęsłe załamania spadku. Występują one przeważnie w miejscu połączenia się dwóch równorzędnych potoków górskich lub rzek; wklęsłość krzywej erozyjnej poniżej punktu połączenia się tłu-

maczy się silniejszym wyrównaniem dolnej partii profilu przez zwiększone masy wód. (Np. wklęsłe załamanie spadku u ujścia Strwiąża do Dniestru, u ujścia Mizunki do Świcy, w rozwidleniu źródłowym Pistynki, w rozwidleniu obu Czeremoszy).

Wklęsłe załamania spadku u ujść dopływów grupują się przeważnie we wschodniej i zachodniej partii zbadanego obszaru, z pominięciem jego części środkowej, położonej między Świcą a Prutem. Pozostaje to zapewne w związku z silniejszym rozgałęzieniem sieci rzecznej na W i E omawianego terytorium. Zaznaczyć należy, że wypukłe załamania spadku u ujść dopływów nie wykazują żadnego ugrupowania regionalnego, lecz są dość równomiernie rozmieszczone.

Załamania spadku obserwowano również, choć mniej często, w wypadku nagłych zmian kierunku biegu rzeki, których nie można było uzasadnić budową geologiczną podłoża.

Zaburzenia spadku pozostające w związku z ogólnie znanymi kaptażami stwierdzono jedynie w profilach: Czeremoszu i Rybnicy.

W żadnym wypadku nie stwierdzono wyraźnego zawieszenia ujścia doliny nad główną bazą erozyjną.

Sporadycznie notowano występowanie znacznych zaburzeń spadku, dla których nie ustalono żadnej z powyższych relacyj. Zachodzi możliwość, iż zaburzenia te są tylko rzekomymi i wynikają z błędności materiału kartograficznego.

II.

Drugim z kolei zjawiskiem nienormalnego rozwoju spadku, zanotowanym u 30% profilowanych rzek, jest ujednostajnianie się spadku wzdłuż odcinków krzywej erozyjnej o znacznej długości. Na skutek niezmienności spadku na wielkiej przestrzeni i stosunkowo słabych zaburzeń lokalnych — przybierają omawiane partie profilu kształt przekroju równi pochyłej. Odcinki te zostały wrysowane w mapę (tabl. VI), o ile długość ich przekraczała 30 km. Równie pochyłe występują przeważnie w środkowym i dolnym bie-

gu karpackim oraz na Podkarpaciu, zdarza się jednak, że sięgają po odcinki źródłowe. (Stryj, Prut).

W Karpatach dostrzegamy równie pochyłe w biegu następujących rzek:

1) **Dniestr:** między kotą 307 m a 440 m (ujście potoku Mszaniec) spadek 3,3‰.

2) **Stryj:** dwie potężnie rozwinięte równie pochyłe: pierwsza między brzegiem Karpat o 345 m, a okolicą Rybnika o 440 m, spadek 2,6‰, druga między okolicą Kropiwnika a ujściem potoku Libuchora (o 477—624 m). Spadek wyższej równi pochyłej wynosi 1,8‰. Jest to najdłuższy odcinek o kształcie równi pochyłej w profilach rzek karpackich, długości 81 km.

3) **Łomnica:** między brzegiem Karpat (kota 473 m, a kotą 788 m (ujście potoku Bystra, obszar źródłowy, spadek 59,2‰).

4) **Prut:** między przełomem przez nasunięcie orowskie (kota 465 m) a brzegiem depresji centralnej w okolicy Worochty (kota 730 m, spadek 8,8‰).

5) **Czeremosz:** odcinek wspólny, między dawnym stożkiem Rybnicy (kota 303 m, okolica wsi Kobaki) a widłami Czarnego i Białego Czeremoszu (kota 470 m, spadek 4,1‰).

6) **Czeremosz Czarny:** od przełomu przez brzeg nasunięcia skolskiego (o 470 m) po przełom przez brzeg nasunięcia czarnohorskiego (kota 620 m), odcinek o kształcie przekroju równi pochyłej, o spadku 4,1‰.

Za szczególnie zastanawiające uznać należy występowanie odcinków o kształcie przekroju równi pochyłej w Karpatach, gdzie rzeka ma stosunkowo znaczny spadek i powinna dysponować dość wielką ilością wód.

Fakt ten zdaje się wskazywać na to, że ustalanie się spadku ma miejsce niezależnie od ogólnego spadku rzeki. Zjawisko to wykazuje również pewne ugrupowanie regionalne, a mianowicie występuje szczególnie często w obszarze między Stryjem a Bystrzycą Sołotwińską. Równie pochyłe odcinka karpackiego ograniczają się tylko do rzek o znacznej długości.

Omawiany zespół faktów utrudnia wielce genetyczną interpretację tego zjawiska, zachodzącego na wielką skalę. Można przypuścić, że występowanie równi pochyłych jest

rezultatem współdziałania wielu różnorodnych czynników i że niezależnie od regionu jedne z nich mogą brać górę nad drugimi.

W. P e n c k [1]) uważa, że tworzenie się form tego rodzaju jest teoretycznie możliwe, jako wynik szczególnego stanu równowag sił, warunkujących powstawanie rzeźby. Dzieje się to mianowicie wtedy, gdy drążącemu działaniu erozji wgłębnej przeciwdziała dokładnie ruch dźwigający. Czy postulat ten był spełniony w obszarze, o którym mowa, niepodobna rozstrzygnąć na podstawie mojego materiału.

Najogólniej rzecz biorąc, w każdym wypadku wytworzenia się równi pochyłej w środkowym biegu rzeki — należy przyjąć wpływ czynnika, paraliżującego działanie erozji wgłębnej. Być może, obok czynnika tektonicznego odegrał w opracowanym terenie wielką rolę czynnik litologiczny. Mam na myśli naprzemianległość warstw odpornych i podatnych (serie łupkowe i piaskowcowe — p. jamneński, wygodzki, w. inoceramowe — w. polanickie, łupki menilitowe i eoceńskie).

Fakt ten powoduje występowanie w profilu rzeki szeregu lokalnych załamań spadku. Załamania te rozbijają krzywą erozyjną na schodowo ułożone odcinki, kształtujące się w dużej mierze samodzielnie. W rezultacie wytwarza się szereg lokalnych baz erozyjnych, które hamują proces rozwojowy krzywej erozyjnej ze względu na jej główną bazę, co może sprzyjać powstawaniu form od tej bazy niezależnych, jak np. równie pochyłe.

Ze względu na przybliżoną dokładność i małą szczegółowość mapy 1:25.000, w profilach uwidacznia się tylko mały procent schodowych załamań spadku, znanych z autopsji. Przypuszczam, że odpowiednie zdjęcie profilów rzek (jak np. wykonane precyzyjnym altimetrem dla odcinka Prutu między Sadzawką a Delatynem) dostarczyłoby szczegółowego materiału do dyskusji problemu równi pochyłych.

Być może, że do powstawania form omawianych przyczynia się również niedobór wód w średnim biegu rzek karpackich. Istnienie tego niedoboru było wielokrotnie podnoszone w nieopublikowanych dyskusjach nad problemami karpackimi, i rozmaicie interpretowane.

[1]) W. P e n c k, op. cit. str. 13.

Podział profili.

Wspomniałam powyżej o uderzającej jednostajności form krzywych erozyjnych rzek karpackich. Jednakowoż analiza ogólnego kształtu, długości, wysokości wypływu i stopnia zaburzenia profilów pozwala wyodrębnić dwa typy krzywych, rozprzestrzenione na całym zbadanym obszarze.

Typ I: cechuje nieznaczna wklęsłość krzywych. Silny wzrost spadku ogranicza się u rzek tego typu do obszarów źródłowych. W biegu środkowym i dolnym występują długie odcinki o kształcie przekroju równi pochyłej, a więc o ujednostajnionym spadku.

Krzywe tego typu posiadają przeważnie rzeki długie: 100—253 km, a więc: Strwiąż, Dniestr, Prut, Czeremosz Czarny i Czeremosz Biały.

Do opisanego typu profilów należą również profile drugorzędnych rzek karpackich, których ujścia do dolin pierwszorzędnych leżą w obrębie łańcuchów brzeżnych (Opór, Mizunka). Profile ich różnią się od profilów rzek poprzednio wymienionych nieco większym stopniem zaburzenia i brakiem podkarpackich odcinków ujściowych.

Do typu I. zaliczyć również należy profile Bystrzycy (Uroskiej) między Borysławiem a Samborem, Bereźnicy, Siwki i Łukwi. Rzeki te, w istocie podkarpackie, wypływają z brzeżnych łańcuchów Karpat, w biegu środkowym i dolnym posiadają dobrze rozwinięte odcinki w kształcie równi pochyłej. Od rzek karpackich typu I., które powyżej wymieniono różnią się długością (50—75 km) i wysokością wypływu, natomiast ogólnym kształtem są do nich bardzo zbliżone.

Typ II: charakteryzuje wybitna wklęsłość krzywych pozostająca w związku z dość równomiernym i konsekwentnym wzrostem spadku od ujścia ku obszarom źródłowym. Dłuższe odcinki o ustalonym spadku występują niekiedy tylko w najdolniejszej części biegu. W biegu środkowym grupują się nieraz wyraźne wklęsłe załamania spadku. Obszar źródłowy cechuje stosunkowo bardzo silny wzrost spadku.

Krzywe erozyjne typu II. posiadają przede wszystkim rzeki krótkie (40—70 km), wypływające z brzeżnych łańcu-

chów Karpat: Tyśmienica, Sukiel, Czeczwa, Rybnica, Pistynka, Luczka Jabłonowska. Wybitna wklęsłość wspomnianych krzywych jest wynikiem znacznego wyniesienia obszaru źródłowego nad główną bazę erozyjną (500—900 m) przy nieznacznej stosunkowo długości rzek (40—70 km).

Jest rzeczą zrozumiałą, że zupełnie ścisłe rozgraniczenie obu wyżej opisanych typów rzek jest niemożliwe. Świadczą o tym profile rzek takich, jak np. Bystrzyce: Sołotwińska i Nadwórniańska, Świca — które ze względu na ich długość wahającą od 90—110 km należałoby zaliczyć do typu I. Dość silny i konsekwentny wzrost spadku — wpływa na wyraźnie zaznaczoną wklęsłość krzywych erozyjnych tych rzek — zastosowanie kryterium kształtu każe je zaliczyć raczej w poczet rzek typu II.

Wprowadzenie podziału miało za cel przeprowadzenie pewnego ugrupowania, a nie wtłaczanie zebranego materiału w sztywne schematy.

Próba regionalizacji.

Zestawienie rysunków uwidacznia regionalną zmienność krzywych rzek karpackich, polegającą w pierwszym rzędzie na tym, że w kierunku od zachodu ku wschodowi wzrasta stopniowo średnia wysokość źródeł (od 800 do 1700 m). Wzrost wysokości wypływu ku wschodowi odzwierciedla skośne ustawienie osi Karpat Wschodnich, która jest najwyżej wypiętrzona w ich SE części. Stąd najbardziej zaburzone profile rzeczne grupują się na południowym wschodzie. W miarę posuwania się ku północnemu wschodowi stają się profile rzeczne coraz bardziej płaskie i wyrównane. Dorzecza Stryja i Świcy rozgraniczają te dwa obszary w różnym stopniu zaburzone.

Zmienność regionalna zaznacza się wyraźnie wśród rzek typu I. Rzeki typu II. nie uwidaczniają w tym stopniu zróżnicowania w zależności od ogólnego spiętrzenia Karpat.

Przeprowadzając podział zestawiono następujące właściwości charakteryzujące krzywe erozyjne rzek typu I.:

1) wartości spadku w Karpatach,
2) wartości spadku na Podkarpaciu,
3) obecność zaburzenia na brzegu Karpat,

4) obecność znaczniejszych zaburzeń spadku,
5) wysokość wypływu rzeki.

Wyniki ugrupowania regionalnego, przeprowadzonego na tej zasadzie, każą przeciwstawić typ rzeki bieszczadzkiej typowi rzek, odwadniających Gorgany i obszar czarnohorsko-marmaroski, z tym zastrzeżeniem, że różnice między wymienionymi typami są zasadniczo natury ilościowej.

Jako typowe rzeki bieszczadzkie wymienić można: Strwiąż, Dniestr i Stryj.

Rzeki te cechuje:

1) małe wartości spadku odcinka podkarpackiego (0,9‰, 1,5‰, 1,4‰);
2) małe wartości spadku odcinka karpackiego za wyłączeniem obszaru źródłowego (6,14‰, 9,6/‰, 3,9‰).
3) brak znacznego wzrostu spadku w pobliżu brzegu karpackiego (patrz rys.);
4) mała ilość i nieznaczny stopień zaburzeń spadku, za czym idzie stosunkowo dość wielkie wyrównanie krzywych;
5) nieznaczna wysokość wypływu (700 m, 800 m, 1000 m).

Przedstawiciele rzek, wypływających w Gorganach to: Łomnica, Bystrzyca Nadwórniańska, Świca, Mizunka.

Rzeki te cechuje:

1) wysoka wartość spadku w obrębie całego odcinka karpackiego (18,6‰, 30,9‰, 25,1‰) i w obszarze źródłowym;
2) znaczny spadek w obrębie odcinka podkarpackiego 3,6‰, 2,6‰, 3,12‰);
3) wyraźny wzrost spadku w pobliżu brzegu karpackiego, co powoduje wklęsłe załamanie ogólnego spadku krzywej;
4) znaczna ilość zakłóceń spadku, zwłaszcza w górnej części odcinka karpackiego;
5) znaczna wysokość wypływu: 1500 m, 1418 m, 1600 m.

Jako grupę rzek czarnohorsko-marmaroską wymienić należy:

Prut, Czeremosz Czarny i Czeremosz Biały.

Rzeki te odróżnia od grupy gorgańskiej:

1) nieco mniejsze wartości spadku tak w obrębie Karpat: 18,2‰, 10,9‰, 15,6‰ jak i na Podkarpaciu: 2,2‰, 3,0‰,
2) mniejszy stopień wyrównania profilów.

Natomiast ogólny kształt krzywych erozyjnych rzek w obu regionach jest dość podobny, za ich wspólną cechę uznać można występowanie zakłóceń w pobliżu brzegu Karpat.

Grupa bieszczadzka przeciwstawia się zatem obu pozostałym znacznie ostrzej, niż grupa gorgańska grupie czarnohorsko-marmaroskiej.

Zmienność regionalna ogólnego kształtu krzywych erozyjnych rzek karpackich odzwierciedla zatem najbardziej charakterystyczny rys hipsometrii tego regionu i jest skutkiem jego nierównomiernego wypiętrzenia.

Odmienne ukształtowanie poszczególnych odcinków profili pozostaje natomiast w związku ze szczegółami budowy karpackiej. I w tej dziedzinie przeciwstawiają się sobie dwa obszary, na wschód i na zachód od dorzeczy Stryja. Np. Łomnica i Bystrzyca Sołotwińska odznaczają się bardzo silnym spadkiem powyżej brzegu karpackiego (9,2‰ i 10,9‰). Łukiew i Łomnica posiadają znaczny spadek w najgórniejszej części Podkarpacia (4,2‰ i 6,9‰). Być może pozostaje to w związku z młodem podnoszeniem się tych dorzeczy (wpływ elewacji Łomnicy).

Uderzający jest słaby spadek podkarpackich odcinków rzek, odwadniających Bieszczady na zachód od dorzecza Świcy. Pozostaje to również w związku ze zmniejszaniem się ogólnego spadku Podkarpacia we wspomnianym kierunku, na skutek słabszego wydźwignięcia. Również spadek ujściowych odcinków rzek podkarpackich zmniejsza się nagle kilkakrotnie na zachód od dorzecza Świcy. Krzywe erozyjne rzek bieszczadzkich świadczą o dalej posuniętym stopniu rozwoju, niż krzywe rzek, wypływających na wschód od dorzeczy Świcy.

Reasumując stwierdzamy: Zmienność regionalna rzek wschodnio-karpackich, istniejąca niewątpliwie mimo pozorów jednostajności, jest w głównej mierze wynikiem nierównomiernego wypiętrzenia badanego obszaru, silniejszego na południowym wschodzie, słabszego na północnym zachodzie.

Zakończenie.

Na podstawie niniejszej pracy ustalono następujący zespół cech, charakteryzujących profile rzek wschodnio-karpackich:

I. Dostosowanie ujść rzecznych do głównej podstawy erozyjnej.

II. Występowanie na obszarze badanym szeregu form, których elementy skrajne reprezentują dwa wyraźnie różne typy, a mianowicie:

a) Profile o stosunkowo nieznacznej krzywiźnie, charakterystyczne dla rzek, które przełamują się przez cały region skibowy.

b) Profile o silnie zaznaczonej krzywiźnie, charakterystyczne przede wszystkim dla rzek, wypływających z zewnętrznych łańcuchów tego obszaru.

III. Powszechne występowanie wypukłych i wklęsłych załamań spadku różnego rzędu.

IV. Przewaga zaburzeń spadku, które można wiązać z czynnikami strukturalnymi, nad wywołanymi przez historię i rozwój sieci rzecznej.

V. Występowanie u 30% profilowanych rzek długich odcinków o ustalonym spadku (w kształcie przekroju równi pochyłej).

VI. Pewne zróżnicowanie regionalne rzek, pozostające przede wszystkim w związku z nierównomiernym wypiętrzeniem Karpat Wschodnich, i być może — z młodymi ruchami wielkopromieniowymi.

Zespół wymienionych cech świadczy o tym, że omawiane rzeki nie zdołały jeszcze przezwyciężyć przeszkód natury litologicznej i tektonicznej, a zatem są dalekie od stanu równowagi.

Obszar występowania w ten sposób zaburzonych profilów rzecznych przeciwstawia się jako region młodych gór fałdowych innym dziedzinom Polski, których sieć rzeczną badano podobnymi metodami morfometrycznymi.

Mam na myśli wypiętrzony w pleistocenie obszar płyty paleozoicznej podolskiej [1]) o silnie wypukłych, zaburzonych

[1]) A. d'Abancourt-Koczwarowa: op. cit.

i zawieszonych nad główną bazą erozyjną profilach rzecznych, oraz Wyżynę Małopolską [1]), której starzejący się krajobraz cechują profile rzek przeważnie wklęsłe, wyrównane i przystosowane do podstawy erozyjnej, o licznych lecz drobnych załamaniach spadku.

Résumé.

Le territoire faisant l'objet de la présente étude est limité au NW par la principale ligne de partage des eaux entre les bassins de la Vistule et du Dniestr, au NE par le tronçon de la vallée du Dniestr entre ses confluents: Strwiąż et Czeremosz, au SE par la vallée du Czeremosz et du Czeremosz Biały, au SW par la principale ligne de partage des eaux des Karpates.

On a exécuté les profils longitudinaux des vallées dont la longueur dépassait ± 40 km.

Les cartes hypsométriques à échelle 1:25000 ont servi de base pour la construction des profils. L'étude détaillée des profils a été poursuivi sur les dessins à échelle longitudinale 1:500.000, à échelle verticale 1:50.000. L'échelle des profils ci-joints est diminuée.

Chaque profil de rivière a été paraléllisé avec le profil géologique de la vallée à l'aide des cartes géologiques de la région.

La précision des cartes spéciales 1:25000 est insuffisante pour une étude détaillée. N'ayant pas pu compléter l'analyse de tous les profils par l'observation directe, nous avons tenu compte seulement des ruptures de pente qu'on a pu relier soit à la structure géologique de la région, soit aux processus de l'évolution du réseau fluvial. Pour établir le degré de déformation des profils fluviaux, qui résulte de l'inexactitude des cartes 1:25000, on a exécuté un profil modèle, à l'aide d'un altimètre de précision (système de Paulin, précision de 2 m) en levant un tronçon de la vallée de Prut, de 15 km de longueur (entre Sadzawka et Delatyn, Table I., fig. 1 et 3). En le comparant avec le profil exécuté à l'aide de la carte hypsométrique, nous avons pu constater les faits suivants:

[1]) M. Kołodziejska-Waligórska: op. cit.

Dans le profil hypsométrique certains détails très caractéristiques du parcours font entièrement défaut, les ruptures de pente principales y sont déformées et déplacées. En tenant compte de ces faits, nous ne nous proposons pas d'entrer dans les ménus détails analytiques, nous considérons aussi, que la méthode d'une analyse mathématique ne peut pas être appliqué à un matériel chargé d'erreurs tellement graves. Notre avis diffère sous ce point de celui de Mlle A. Cehakówna [1]), dont l'étude est basée sur une analyse mathématique des formes des profils fluviaux de Pokucie, dressés à l'aide de cartes spéciales de 1:25000.

L'étude de la forme des profils des vallées karpatiques a permi néanmoins d'établir une classification suivante:

Type I: Profils, dont la pente n'accroit fortement que dans le secteur supérieur de la vallée. Ils présentent donc, dans leur plus grande ligne, un plan incliné. Cette forme de profil est caractéristique surtout pour les principales rivières karpatiques (100—250 km de longueur), qui traversent dans leur cours moyen la zone bordière de plissements.

Type II: Profils fortement concaves, dont la pente diminue conséquemment dès la source jusqu'à l'embouchure. Ces profils sont caractéristiques surtout pour les cours d'eaux secondaires (40—100 km de longueur) dont les sources sont situées près du bord externe des Karpates.

L'évolution de la pente de rivières karpatiques présente des abnormités remarquables. On y peut distinguer des ruptures de pente d'un caratère local, tant convexes que concaves (d'après la nomenclature de W. Penck) [2]. En outre, il advient assez fréquemment, (30% de cas), que la valeur de la pente ne change pas dans les grandes lignes du profil (de plus de 30 km de longueur). Il en résulte, que les parties du profil en question au lieu d'être courbes, présentent un plan incliné. La plupart des ruptures de pente de caractère local qui ont été analysé à l'aide de cartes géologiques — se relient à la structure géologique de la région. Les ruptures de pente causées par des confluents ou bien par

[1]) A. Cehakówna: Détermination quantitative de déformations des profils longitudinaux dans la région de Pokucie. Bull. de l'Acad. de Sciences et de Lettres. Cl. de Sc. Mathém. et Natur. Série A. Cracovie 1933

[2]) W. Penck: Die morphologische Analyse. S. 123—124.

des captures sont beaucoup moins nombreuses. Par contre, il est très difficile à expliquer, comment se forment les grands tronçons en forme de plan incliné (table I., fig. 3).

Le phénomène en question résulterait d'un jeu complexe de forces diverses, on peut supposer seulement le rôle important des facteurs litologiques et tectoniques (voir W. P e n c k [1]).

Il est à souligner, que les rivières principales de la-dite région présentent un profil faiblement entaillé, et que les rivières dont les profils sont fortement concaves sont une minorité des rivières karpatiques.

Parmi les profils des cours d'eau de premier ordre, le profil de S t r y j (table IV) est des plus remarquables. On y remarque deux tronçons en forme de plan incliné, le tronçon supérieur (80 km de longueur) a une pente plus faible (1.8‰) que le tronçon inférieur (pente 2.6‰). Ce fait ne peut pas être expliqué à l'aide de seuls facteurs structuraux. On peut supposer, que le tronçon supérieur était tributaire d'un autre fleuve, qu'il confluait notemment avec le Dniestr supérieur. Le secteur en question fut capturé par un affluent d'un ancien fleuve karpatique, dont la vallée transversale était constituée de la vallée actuelle de l'Opór et de la partie subkarpatique de la vallée actuelle du Stryj, à partir du confluent de ces deux fleuves (voir la carte, table VI). La capture a eu lieu certainement aux environs de la rupture de pente capitale, que sépare les deux secteurs mentionnés et qui cause une brisure fort accusée du profil longitudinal du Stryj. La forme bizarre de ce profil résulte donc de la polygenèse du fleuve, qui est composé de trois tronçons d'origine différent. Par contre, le profil de l'ancien fleuve karpatique, qui, grâce à sa grande force érosive a du provoquer la capture en question — démontre un entaillement assez grand et une certaine regularité de son parcours. Le profil ci-mentionné (table V) a été construit en joignant le profil de l'Opór avec le secteur subkarpatique du Stryj, en aval du confluent de ces deux fleuves. Les deux secteurs concordaient à merveille.

La carte fig. VI. démontre l'emplacement de principales

---

[1]) W. P e n c k: loc. cit. S. 13.

ruptures de pente de rivières et de tronçons de profil en plan incliné, par rapport aux limites externes des grands plissements karpatiques. Il est à noter, que le nombre de perturbations en question augmente dans la zone médiale, ce qui est évident — mais aussi en allant vers l'Est, ce qui résulte du fait, que la partie la plus orientale des Karpates a été beaucoup plus fortement élevée, que la partie à l'Ouest de Łomnica.

En concluant, nous pouvons formuler la suivante caractéristique des rivières de la-dite région.

1) Les secteurs inférieurs de rivières karpatiques concordent toujours avec leur base.

2) Dans toute la région étudiée on rencontre deux types des profils fluviaux: a) profils faiblement entaillés, b) profils fortement entaillés.

3) L'évolution de la pente des rivières karpatiques présente des abnormités suivantes:

a) Nombreuses ruptures de pente, tant convexes que concaves.

b) Stabilité étonnante de la valeur de pente, dans les grandes lignes du profil qui, par conséquent, présentent un plan incliné.

4) La plupart de ruptures de pente, analysées à l'aide de cartes géologiques de la-dite région, se relie à sa structure géologique. Les ruptures de pente causées par des alluvions des confluents ou bien par des captures — sont beaucoup plus rares.

Les rivières principales de la-dite région démontrent un certain groupement régional, qui résulte de l'architectonique des Karpates Orientales (plongement de l'axe logitudinal de Karpates du SE vers le NW) et, peut-être, des mouvements tectoniques tout à fait récents.

Les cours d'eaux, dont les profils démontrent des abnormités ci-décrites, n'ont pas encore pu surmonter les obstacles tectoniques et litologiques, qu'elles ont à traverser dans leur parcours. Ceci atteste, que le profil d'équilibre n'est pas atteint qu'à l'embouchure des fleuves et dans la partie la plus basse de la vallée.

D'autres régions, dont le réseau fluvial a été l'objet

des études analogues, sont caractérisées par des profils tout à fait différents:

Les profils des cours d'eaux de la Podolie [1]) sont convexes, fortement fracturés et suspendus au-dessus du niveau de base.

Le Plateau de la Petite Pologne [2]) est drainé par des rivières mûres, dont les profils se raccordent toujours avec leur niveau de base et qui, pour la plupart, sont peu désagrégés et à pente faible.

Les rivières des Karpates Orientales forment donc un type à part, en stricte relation avec la structure géologique de leur sous-sol.

Objaśnienia (Légende).

Tabl. I. rys. 1: Profil podłużny doliny Prutu między Łanczynem a Delatynem.

A—A′ = profil wykreślony na podstawie mapy 1:25.000.

B—B′ = Profil levé dans le terrain à l'aide de l'altimètre de Paulin).

(Tabl. I. fig. 1. Profil longitudinal de la vallée du Prut entre Łanczyn et Delatyn).

A—A′ = Profil dressé à l'aide de la carte spéciale 1:25.000.

B—B′ = Profil levé dans le terrain à l'aide de l'altimètre de Paulin).

1) = napływy rzeczne (alluvions).
2) = pstre margle i łupki (marnes et schistes bigarrés).
3) = w. dobrotowskie, facja ilasta (couches de Dobrotów, faciès argileux).
4) = w. dobrotowskie, facja piaskowcowa (couches de Dobrotów, faciès gréseux).
5) = formacja solna (formation salifère).
6) = zlepieńce słobódzkie (conglomérats de Słoboda Rungurska).
7) = łupki menilitowe (schistes à ménilithes).
8) = w. inoceramowe (couches à Inocérames).

Tabl. I. rys. 2. oraz tablice: II, III, IV i V.

(Tabl. I. fig. 2. et tables: II, III, IV et V).

---

[1]) A. d'Abancourt-Koczwara: Classification and development of the Podolian valleys. Travaux Géographiques. Lwów, L.IX.1927.

[2]) M. Kołodziejska-Waligórska: Les vallées du Plateau de la Petite Pologne. Travaux Géographiques. Lwów, L. XIV. 1931.

1) = iły i piaski tortońskie = argiles et sables tortoniens.
2) = żwiry i zlepieńce pistyńskie (torton) = graviers et conglomérats de Pistyń (Tortonien).
3) = gipsy przypodolskie (torton) = gypses péripodoliques (Tortonien).
4) = pstre margle = marnes bigarrés . . . . .
5) = w. dobrotowskie = couches de Dobrotów . . .
6) = formacja solna = formation salifère . . . .
7) = zlepieńce słobódzkie = conglomérats de Słoboda Rungurska
8) = oligocen = Oligocène
9) = eocen = Eocène
10) = kreda = Crétacé
11) = jura = Jura
12) = krystalinikum marmaroskie = formation cristalline de Maramures.

Tabl. I. rys. 2. oraz tablice: II, III, IV i V.
(Table I. fig. 2. et tables: II, III, IV et V).

I. = czoło strefy słobódzkiej (antyklinorium podkarpackiego) = bord externe de la zone de Słoboda Rungurska (anticlinorium périkarpatique).
II. = czoło nasunięć fliszowych = bord de zones charriées du Flysch.
III. = czoło płaszczowiny czarnohorskiej = bord externe du charriage de Czarnohora.
IV. = czoło płaszczowiny Pietrosu = bord externe du charriage de Pietros.
V. = nasunięcia krystalinikum marmaroskiego — charriages dans la zone des formations cristallines de Maramures.

Tabl. I. rys. 3.: a—b—a = profil wyrównany (profil d'équilibre).
a—a = odcinek profilu o ustalonym spadku (w kształcie przekroju równi pochyłej).
a—a = sécteur du profil à pente stable (en forme de plan incliné).
c—c = odcinek doliny Prutu o ustalonym spadku, zbliżony kształtem do przekroju równi poch.
c—c = sécteur de la vallée du Prut en forme de plan incliné.

Tabl. VI.

1) = zewnętrzny brzeg Karpat (bord externe des Karpates).
2) = północno-wschodnie brzegi nasunięć (bords NE de charriages).
3) = ważniejsze siodła (anticlinaux importants).
4) = w y p u k ł e załamania spadku (ruptures de pente c o n v e x e s).
5) = w k l ę s ł e załamania spadku (ruptures de pente c o n c a v e s).
6) = odcinki o wyrównanym spadku na przestrzeni ponad 30 km (sécteurs de profil à pente stable, dont la longueur surpasse 30 km).

By. = ujście Bystrzycy = embouchure de Bystrzyca, Sw. = ujście Siwki = embouchure de Siwka, Sc. = ujście Świcy = embouchure de Świca, St. = ujście Stryja = embouchure du Stryj, Sz. = ujście Szczerka — embouchure de Szczerek, B. = ujście Bystrzycy Uroskiej = embouchure de Bystrzyca Uroska, S. = ujście Strwiąża = embouchure de Strwiąż.

Henryk Teisseyre.

Niektóre zagadnienia z paleogeografii południowego Roztocza.

Quelques observations sur la paléogéographie de Roztocze aux environs de Lwów.

(Z 8 rys. — Avec 8 fig.)

Wstęp.

Obszar, na którym śledziłem zjawiska i zagadnienia poruszane w pracy niniejszej, obejmuje okolice Lwowa, położone wzdłuż Roztocza między Zawadowem i Rokitnem na północnym zachodzie a Bóbrką na południowym wschodzie. Powierzchnia tego obszaru liczy ponad 400 km². W podłożu występują tu margle senońskie, których miąższość przekracza 500 m, jak to wykazało wiercenie na „placu powystawowym“ we Lwowie [9]. Nad tym osadem transgredują utwory morza tortońskiego do 120 m grube. Utworom tortońskim poświęciłem szereg obserwacji, a niektóre dotychczasowe wyniki zamieszczam w niniejszej rozprawie. Wyniki powyższe opierają się na zdjęciach przeglądowych. Zdecydowałem się je opublikować, ponieważ zawierają wiele obserwacji zupełnie nowych, a szczegółowe prace, do których obecnie przystępuję nie prędko będą ukończone.

a) Szkic stratygraficzny tortonu.

A. M. Łomnicki wykazał, że torton okolic Lwowa podzielić można na dwa piętra (ogniwa), a mianowicie: piętro poderwiliowe i piętro naderwiliowe [9]. Piętra te rozgranicza cienka warstewka złożona niemal wyłącznie ze skorupek *Ervilia pusilla* Phil. Drugą bardzo charakterystyczną skamieliną tej warstewki jest masowo pojawiająca się *Modiola Hoernesi* Reuss. Dlatego to J. Czarnocki w pracy swej o stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu mówi

o warstewce modiolowo-erwiliowej [1]. Na obszarze zbadanym znajdujemy w warstewce erwiliowej częstokroć większą lub mniejszą przymieszkę innych małży i ślimaków. Są one wprawdzie mniej liczne od wymienionych wyżej dwu form zasadniczych, jednakże bywają bardzo charakterystyczne dla warunków bionomicznych ówczesnego napół wysłodzonego morza. W okolicy Lwowa obserwowałem niekiedy masowo pojawiające się hydrobie, przede wszystkim gatunek *Hydrobia punctum* Eich. występujący czasem w towarzystwie ślimaka z rodzaju *Paludina?* (Łomnicki podaje gatunek *Paludina stagnalis* Bast.). W kilku punktach znalazłem liczne drobniutkie skorupki *Erycina nitida* Turt.? rzadziej *Skenea simplex.* Reuss. oraz inne nieoznaczone jeszcze formy.

Z pośród przegrzebków napotkałem w warstwie erwiliowej dwa gatunki *Chlamys scissa* Favre *var. Wulkae* Hilb., oraz *Chlamys Wolfii* Hilb.

Na północ od Lwowa występują w poziomie erwiliowym często ośrodki *Limnocardium cf. plicatum* Dub. Eichw. i *Limnocardium cf. praeobsoletum* M. Łomn.

Po Łomnickim W. Friedberg dzieli torton podolski na górny i dolny, kończąc piętro dolne formacją gipsową, którą uważa za produkt regresji morskiej [2, 3]. Podział ten dla okolic Lwowa jest niezgodny z podziałem Łomnickiego, bowiem gipsy lwowskie, względnie wapienie pogipsowe leżą ponad warstewką erwiliową.

J. Czarnocki rozszerza stratygrafię przyjętą przez A. M. Łomnickiego na cały torton polski. Wedle podziału zaproponowanego przez tego badacza wyróżnić można w okolicy Lwowa torton dolny (czyli ogniwo poderwiliowe) i poziom podolski prasarmatu, który odpowiada ogniwu naderwiliowemu Łomnickiego, łącznie z podstawową warstewką erwiliową. W tekście będę używał terminów torton dolny i torton górny jako synonimów piętra poderwiliowego i naderwiliowego.

W tortonie dolnym okolic Lwowa wyróżnić można następujące utwory:

1) **Piaski i piaskowce pod dolną ławicą litotamniową** (piaski tortońskie podstawowe=poziom piaszczysty pierwszy, miąższość od 0 do kilkudziesięciu centymetrów).

2) **Dolna ławica litotamniowa** (0—5 m miąższa, często ze smugami i soczewkami białych piasków nierównoziarnistych).

3) **Piaski i piaskowce między dolną a średnią ławicą litotamniową** (drugi poziom piaszczysty, piaski ze Zniesienia. Miąższość od kilkudziesięciu centymetrów do 40 metrów, rzadko do 90 m).

4) **Średnia ławica litotamniowa** (od 10 cm do 6 m miąższa, rzadziej większe miąższości).

5) **Piaski i piaskowce między średnią ławicą litotamniową a warstewką erwiliową** (trzeci poziom piaszczysty od 12 do 150 cm miąższy).

Poziomy piaszczyste dolnego tortonu są na ogół drobno i równo-ziarniste, częstokroć zawierają jednakże smugi i soczewki piasków grubo i nierówno-ziarnistych, z przymieszką otoczaków krzemieni do kilku cm średnicy. Krzemienie są przeważnie czarne, zabarwienia brunatne, popielate, niebieskawe i żółtawe nie należą jednakże do rzadkości. Drobniutki pył czarnych krzemieni tworzy dość pospolitą przymieszkę wśród piasków omawianego piętra. Glaukonit występuje w ziarnach drobnych często groniastych, przeważnie świeżych, ciemno-szmaragdowych. Wkładki i gniazda spojone węglanem wapnia, oraz przekątne warstwowanie, należą do zjawisk pospolitych.

W piaskach i piaskowcach dolnego tortonu, a także wśród wapieni litotamniowych, napotykamy często szczątki zwierząt morskich, które już nieraz były opisywane. Najcenniejszych zestawień dostarczyły prace A. M. Ł o m n i c k i e g o [6, 7, 8, 9, 10].

W zespołach faunistycznych okolic Lwowa obserwowałem najczęściej następujące gatunki [1]):

Cardium baranowense Hilb. (ośródki, masowo). *Cardium praeechinatum* Hilb. (ośródki, rzadko szczątki skorupek, niekiedy masowo). *Isocardia cor. L.* (ośródki, rzadko szczątki skorup. masowo). *Phacoides borealis* L. (ośródki, masowo). *Nucula nucleus* L. (ośródki, masowo). *Leda fragilis.* Chemn. (ośródki, rzadko skorupki, czasem masowo). *Pectunculus pi-*

[1]) Na tem miejscu składam serdeczne podziękowanie Prof. W. F r i e d b e r g o w i za skontrolowanie i skorygowanie niektórych moich oznaczeń.

losus L. (ośródki, niekiedy masowo). *Thracia ventricosa* Phil. (ośródki, masowo). *Solen* sp. (ośródki, czasem masowo). *Glycymeris Menardi* Desh. (ośródki b. częste). *Ostrea leopolitana* Niedźw. (skorupki, niekiedy masowo). *Ostrea cochlear* Poli. (skorupki niekiedy w dużej ilości, zwłaszcza w średniej ławicy litotamniowej). *Venus cincta* Eichw. (ośródki). *Lima inflata* Chemn. (skorupki, ośródki). *Chlamys scissa* Favre (skorupki b. częste w górnej części dolnego tortonu — warstwy baranowskie. Forma ta tworzy muszlowce w okolicach Szołomyji powyżej ławicy litotamniowej. Występuje ona często wraz ze swymi odmianami; *var. Wulkae* Hilb., *var. Wulkaeformis* Hilb. i *Chlamys resurrecta* Hilb, którą W. Friedberg jest też skłonny uważać za odmianę gatunku *Chlamys scissa* Favre). *Chlamys seniensis* Lam. (skorupki w średniej ławicy litotamniowej. Tu i ówdzie występują też odmiany tego gatunku znane z literatury). *Amussium cristatum* Bronn. (skorupki dość częste w piaskowcach marglistych pod średnią ławicą litotamniową na N od Bóbrki). *Oxystele orientalis* Cossm. i Peyr. (ośródki sporadycznie). *Serpula sp.* (skorupki, masowo. Wedle oznaczeń Łomnickiego *Serpula gregalis*)[1]).

Zespół powyżej przedstawiony ma charakter płytkomorski względnie litoralny. Z form wymienionych najważniejszą dla celów stratygraficznych jest *Chlamys scissa* Favre na co zwrócił już uwagę J. Czarnocki [1]. Występuje ona bardzo często w górnej części tortonu dolnego, nie pojawia się natomiast wcale w części podstawowej tortonu, oraz w tortonie górnym. Obok wymienionego przegrzebka wspomnieć należy gatunek *Amussium cristatum* Bronn., jako skamieniałość charakterystyczną u nas dla tortonu dolnego, a występującą często na północ od Bóbrki. Forma ta wiąże się z osadami nieco głębszymi niż piaski poderwiliowe oko-

[1]) Zestawienie niniejsze jest oczywiście niekompletne, opiera się bowiem na zbiorach poczynionych w kłkunastu odsłonkach. Może zatem nie zawierać pewnych form często występujących i musi być traktowane jako prowizoryczne (porównaj pracę Łomnickiego [9]. Dokładną listę wszystkich form występujących w tortonie dolnym okolic Lwowa będę mógł podać w przyszłości, po przeprowadzeniu badań szczegółowych. Uwzględnię wówczas częstość ich występowania, zależnie od poziomu i facji, oraz rozprzestrzenienie poziome.

lic Lwowa. Występuje ona wśród iłów lub piaskowców marglistych, osadzonych w zagłębieniach powierzchni kredowej lub na zboczach pagórków kredowych, a zawierających liczne globigeryny, względnie inne otwornice.

W Podmonasterzu towarzyszą jej skorupki *Lima inflata* Chemn. (*Var. nova?* mniejsza od normalnej), *Timoclea* cf. *Sobieskii* Hilb.? *Chlamys* cf. *Koheni* Fuchs., *Chlamys* sp. i *Ostrea* sp.

Zwiedzając okolice Lwowa nietrudno zauważyć, że szczątki faun dolno-tortońskich są rozmieszczone bardzo nierównomiernie. Wkładki bogate w skamieniałości występują naprzemian z warstwami ubogimi lub zupełnie płonymi. Muszlowce oraz warstwy piaskowców przeładowane ośródkami małży są zazwyczaj cienkie, nieprzekraczając na ogół 30 do 100 cm miąższości. Piaski i piaskowce gruboławicowe są najczęściej pozbawione szczątków zwierząt morskich. Rozmieszczenie muszlowców wykazuje przy tym pewne ogólniejsze prawidło. Utwory te stowarzyszają się najczęściej z dolną i średnią ławicą litotamniową, występując w ich stropie. W okolicy Lwowa zalega ponad średnią ławicą litotamniową pokład piasków i piaskowców glaukonitowych od kilkunastu do stu kilkudziesięciu cm gruby (trzeci poziom piaszczysty dolnego tortonu). Zawiera on liczne szczątki zwierząt morskich przechodząc często w muszlowiec złożony z ośródek i skorupek mięczaków. Obserwowałem tu przede wszystkim następujące formy:

Isocardia cor. L., *Cardium baranowense* Hilb., *Cardium praeechinatum* Hilb., *Thracia ventricosa* Phil., *Phacoides borealis* L., *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis.* Chemn., *Glycymeris Menardi* Desh., *Ervilia pusilla* Phil., *Venus cincta* Eichw., *Corbula gibba* Olivi, *Solen* sp., *Ostrea leopolitana* Niedźw., *Chlamys scissa* Favre.

Prócz tego częste są okruchy skorup i kolce jeżowców, serpule, pojedyncze wyrwane z raf gałki litotamniowe, okruchy mszywiołów i sieczka wapienna z rozkruszonych skorup zwierząt morskich. Czasem trafiają się też pojedyncze korale, gąbki, okruchy raków i t. p. Omawiany muszlowiec powstał niewątpliwie przy współdziałaniu prądów morskich, które gromadziły obumarłe organizmy i mieszały je z pia-

skiem na pewnych przestrzeniach dna morskiego, tworząc zespoły o charakterze allochtonicznym.

Strop muszlowca opisanego tworzy pokład erwiliowy najczęściej tylko kilka do kilkunastu centymetrów miąższy. Muszlowiec erwiliowy jest zawsze ostro odgraniczony od niżejległego muszlowca scissusowego, nawet w tych odsłonkach, gdzie oba te muszlowce występują w jednej warstwie piaskowcowej. Pokład erwiliowy różni się od swego spągu drobniejszym ziarnem piasku, większą ilością glaukonitu i znacznie większą zawartością węglanu wapnia w spoiwie, dzięki czemu pokład ten ma najczęściej charakter margli, względnie wapieni, czasem piaszczystych. Fauna erwiliowa, którą już powyżej pokrótce opisywałem, nosi znamiona środowiska półsłonego i jest znacznie uboższą od niżejległego zespołu scissuwego. Z jednej strony fauna ta świadczy o nagłej zmianie warunków bionomicznych na obszarze morza tortońskiego, z drugiej strony przemawiałaby za autochtonicznym charakterem zespołu erwiliowego. Obserwacje szczegółowe przekonywują, że istotnie w wielu okolicach skorupki erwilii nie były przemieszczane przez prądy morskie po śmierci organizmów. Tak np. pokład erwiliowy na górze Chom na północ od Bóbrki osadził się niewątpliwie w wodzie spokojnej. Pokład wspomniany jest tu do kilkudziesięciu centymetrów miąższy i składa się prawie tylko ze skorupek gatunku *Erwilia pusilla*. Przymieszka innych gatunków jest znikoma. Przestrzenie między pojedynczymi skorupkami i wewnątrz skorupek pozostały wolne lub uległy zaklejeniu przez węglan wapnia, a nieliczne pojedyncze ziarna piasku i glaukonitu pochodzą prawdopodobnie z osadów wyżejległych. Pomijając górną powierzchnię pokładu, skorupki erwilii są dobrze zachowane, a nierzadko prawa i lewa pozostały razem złączone. W innych okolicach np. na północ od Lwowa, można przyjąć pewne przemieszczenie skorupek erwiliowych po śmierci zwierząt przez niezbyt silne prądy morskie. Warstwa erwiliowa jest tu znacznie cieńsza, i mniej lub więcej piaszczysta, formy akcesoryczne są częstsze, a skorupki prawa i lewa razem złączone występują znacznie rzadziej.

W poziomie erwiliowym, względnie bezpośrednio wyżej, leżą utwory słodkowodne opisane przez Ł o m n i c-

kiego z Zubrzy [7, 8, 9], oraz iły z fauną półsłoną na południowych zboczach Kortumowej Góry [9, 10]. Razem z warstewką erwiliową zamykają one pewien krótkotrwały, ale niezmiernie charakterystyczny okres w rozwoju osadów tortońskich, który zgodnie z poglądami J. Czarnockiego można uważać za przełomowy [1].

W tortonie górnym zapoczątkowanym pojawieniem się warstewki erwiliowej, morze ulegało dość silnym wahaniom poziomu, wykazując w okresie poerwiliowym wyraźne znamiona regresji, o czym świadczy między innymi wspomniana już fauna słodkowodna z Zubrzy.

W związku ze znacznym spłyceniem morza, część dolna tortonu młodszego wykazuje dużą zmienność facjalną osadów, znacznie większą niż ogniwo poderwiliowe, co podkreśla w swej pracy Łomnicki [9]. Duże zmiany dokonują się niejednokrotnie na niewielkiej przestrzeni, od odkrywki do odkrywki.

Na obszarze zbadanym występują w ogniwie naderwiliowym następujące utwory: piaski i piaskowce glaukonitowe, żółte, zielonawe, lub prawie białe; iły piaszczyste lub margliste; margle ilaste, piaszczyste, glaukonitowe; wapienie porowate zbite lub piaszczyste przechodzące w piaskowiec (wapienie ratyńskie A. M. Łomnickiego); wkładki i soczewki bentonitów (montmorillonitów) żółtych, rdzawych, biało-plamistych i zielonawych; pokrywy i soczewki wapieni litotamniowych, często piaszczystych i ilastych. A. M. Łomnicki opisał i zaznaczył na swej mapie gniazda gipsów w południowo-zachodniej części kotliny lwowskiej i na północno-wschodniej krawędzi Roztocza, koło Zniesienia [6, 9].

Z gniazdami gipsów łączą się na Roztoczu wapienie porowate (ratyńskie), nie zawierające skamienielin. Są to prawdopodobnie wapienie pogipsowe, przynajmniej w znacznej części. Świadczyłaby o tym parageneza z siarką rodzimą oraz liczne źródła siarczane obserwowane przez A. M. Łomnickiego na Roztoczu Lwowsko-Rawskim. (Atlas Geol. Galicyi. Z. 10, część II).

Wapienie pogipsowe występują w nieregularnych okruchach i bloczkach tkwiących luźnie w piasku, lub zmieszanych z gruzem i pyłem wapiennym, zawierającym przy-

mieszkę piasku, iłu i bentonitu, w zmiennej ilości. Kiedy indziej tworzą one gniazda, soczewki i pokłady, nieregularne, bez wyraźnego uławicenia. Bardzo często dostrzegamy smugi, soczewki oraz owalne lub kuliste skupienia białego pyłu wapiennego. Wapienie pogipsowe zawierają bardzo często zmienne ilości piasku glaukonitowego, przechodząc w wapniste piaskowce. Pod mikroskopem widać ściśle do siebie przylegające kryształki kalcytu, duże wtórne kryształy tego minerału osadzone w porach skalnych i szczelinach, oraz pojedyncze ziarna kwarcu i glaukonitu ułożone niekiedy w warstewki. Pył wapienny składa się natomiast z mikroskopowych dobrze wykształconych kryształków kalcytu bez dużej przymieszki piasku i glaukonitu. Poszczególne kryształki leżą tu luźno obok siebie. Być może pył ten powstał przez strącenie węglanu wapnia z wody morskiej przed osadzeniem się gipsów.

Z występowaniem wapieni pogipsowych, łączą się bardzo silne zaburzenia warstw, które zanikają wyraźnie w miarę oddalania od gniazd i złóż tych wapieni. Nieregularne sfalowania, strzaskania poszczególnych warstw na drobne okruchy i wytłoczenia towarzyszą pospolicie nawet drobnym stosunkowo gniazdom wapienia pogipsowego. Częstokroć okruchy i strzępy wapieni, piasków, piaskowców i bentonitów zmieszane z sobą bezładnie, tworzą istną brekcję. Przykładem zaburzeń opisanych jest rysunek Nr. 1, wykonany na podstawie szczegółowego szkicu w terenie. Uderza na nim spokojne zaleganie utworów dolnotortońskich i zupełny chaos w tortonie górnym.

Przyczyny zaburzeń w górnym tortonie okolic Lwowa nie są oczywiście natury tektonicznej. Nie powstały one również na skutek osuwisk podmorskich, ani późniejszych, są bowiem niezależne od konfiguracji niżejległej powierzchni poziomu erwiliowego oraz od rzeźby współczesnej. Występują one zarówno na dnie zaklęsłości, w dolinach, na zboczach i na rozległych wierzchowinach tam, gdzie tylko zjawiają się wapienie pogipsowe. Zaburzenia omawiane sięgają przy tym tylko po warstwę erwiliową, której w znanych mi odsłonkach nigdy nie przekraczają. Można by zatem łączyć je z ługowaniem pokładów wapiennych i zapadaniem się powstających próżni. Okruchy i nieregularne bloki zbitego

lub porowatego wapienia rozsiane tak często w dolnej partii piasków młodo-tortońskich, mogą być resztkami gniazd i pokładów wapiennych, które uległy niemal doszczętnemu rozpuszczeniu. Pozostały przede wszystkim resztki mas większych, lub bardziej odpornych na rozpuszczanie.

Fałdowanie, rozsadzanie i pokruszenie skał mogłoby nastąpić również przez zmianę pierwotnie osadzonego anhydrytu na selenit, o ile omawiane wapienie są rzeczywiście w głównej masie wapieniem pogipsowym. Pewne zmiany objętościowe, zaznaczyłyby się w tym wypadku też przy kolejnej przemianie selenitu na wapień porowaty, z wydzieleniem siarkowodoru i rodzimej siarki.

Wśród okruchów i brył wapieni rozprószonych w piaskach górnego tortonu obserwujemy niekiedy skorupki małży, z reguły jednakże utwory te pozbawione są szczątków organicznych.

Ponad piaskami i wapieniami ratyńskimi, rozwinęła się w niektórych okolicach górna ławica litotamniowa. W północno-zachodniej części zbadanego obszaru tworzy ona stropową część tortonu górnego, występując na kulminacjach, których wzniesienie waha się od 330 do 383 m. Miąższość tej ławicy bywa stosunkowo znaczna, mimo że jej część najgórniejsza uległa już denudacji. W niektórych kamieniołomach górna ławica litotamniowa osiąga prawie 10 m grubości.

Litotamnia są drobno- lub grubo-gałkowe, do wielkości pięści. Warstwowanie jest wyraźne. Obok warstw litych z małą przymieszką piasku występują pokłady mniej lub więcej zapiaszczone, a często także ze zmienną przymieszką substancji ilastej. *Ostrea cochlear* Poli i *Ostrea leopolitana* Niedźw. pojawiają się w omawianym poziomie niekiedy w dużych ilościach.

Poza pewnymi wyjątkami torton górny okolic Lwowa jest uboższy w faunę niż torton dolny. Największe nagromadzenie osobników występuje w warstewce erwiliowej, którą opisałem powyżej. Duże skupienia ośrodek i okruchów skorupek dostrzegamy czasem wśród piasków.

Przeglądowe obserwacje dotychczas przeprowadzone przeze mnie wykazały najczęściej formy następujące:

Cardium baranowense Hilb. (ośródki. czasem masowo).

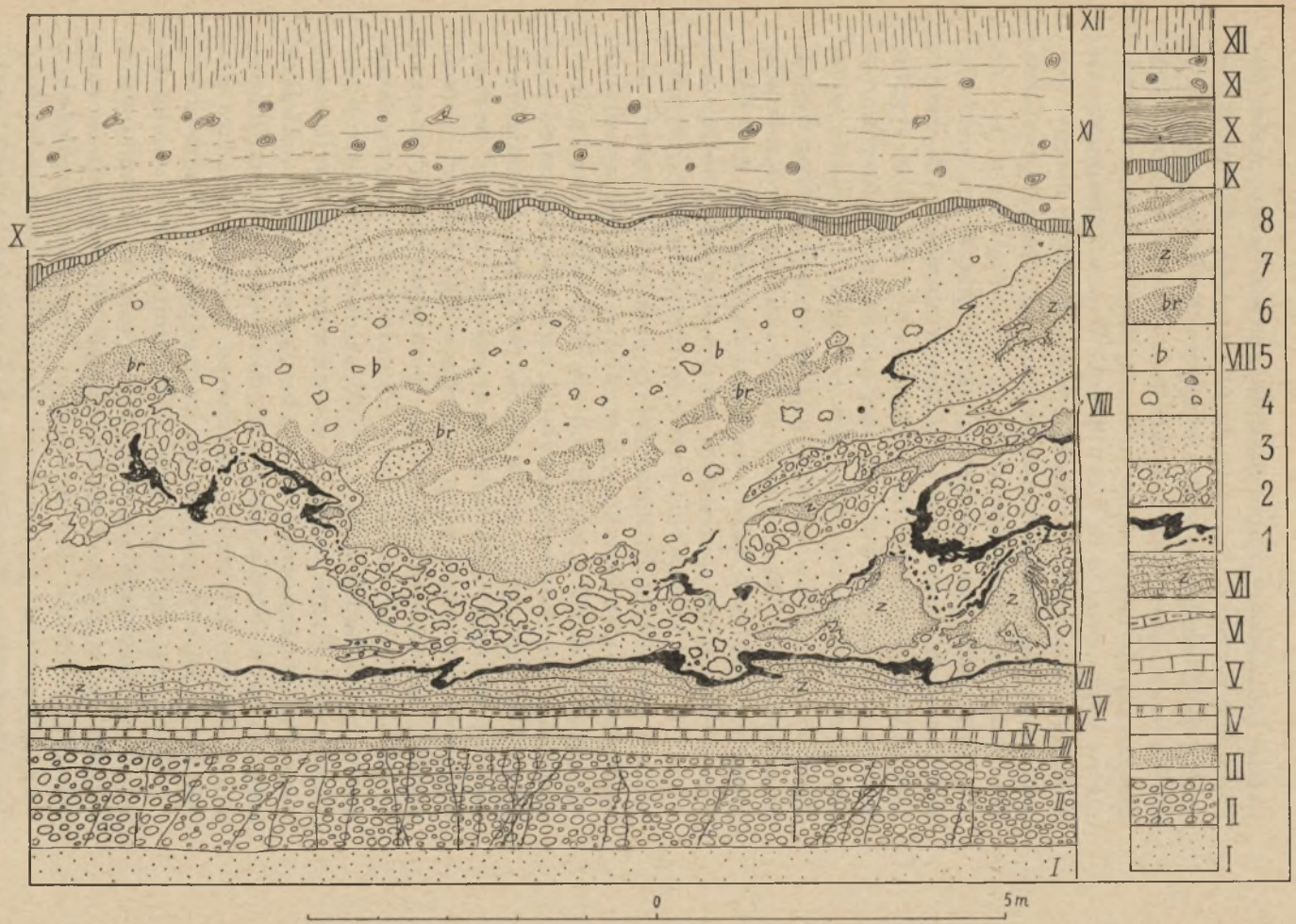
Cardium praeechinatum Hilb. (ośródki, czasem masowo). *Isocardia Cor.* L. (ośródki). *Phacoides borealis* L. (ośródki, masowo). *Nucula nucleus* L. (ośródki). *Penctuculus pilosus* L. (ośrodki, skorupki), *Venus cincta* Eichw. (ośródki). *Corbula gibba* Olivi (ośródki). *Chlamys Neumayri* (skorupki, ośródki, odciski, częste). *Chlamys galiciana* Favre (skorupki). *Thracia ventricosa* Phil. (ośródki, niekiedy b. częste). *Glycymeris Menardi* Desh. (ośródki). *Ostrea cochlear* Poli (skorupki czasem masowo). *Ostrea leopolitana* Niedźw. (skorupki czasem masowo). *Serpula Sp. Oxystele orientalis* Cossm. (ośródki).

W warstwie erwiliowej *Ervilia pusilla* Phil. (skorupki, ośródki, masowo). *Modiola Hoernesi* Reuss. (skorupki ośródki, masowo). *Erycina nitida* Turt.? (skorupki, ośródki, czasem masowo). *Hydrobia punctum* Eichw. (skorupki, niekiedy masowo). *Vivipara (Paludina) stagnalis* (wedle oznaczeń Łomnickiego, skorupki, czasem częste). *Skenea simplex* Reuss. (występuje czasem, skorupki). *Limnocardium* cf. *praeobsoletum* Łomn. (ośródki, czasem częste). *Limnocardium* cf. *plicatum* Eichw, (ośródki, czasem częste). *Chlamys scissa Favre, var. Wulkae* Hilb. (czasem częste). *Chlamys Wolfi* Hilb. (skorupki, częste).

Zespół powyższy świadczy, że warunki bionomiczne w morzu górnotortońskim były podobne do warunków bionomicznych tortonu dolnego, wyjąwszy oczywiście warstewkę erwiliową, utwory słodkowodne i okres osadzania się gipsów. Do form szczególnie charakterystycznych dla tortonu górnego należą przegrzebki *Chlamys Neumayri* i *Chlamys galiciana*, co podkreślali już moi poprzednicy.

b) Uwagi o znaczeniu raf litotamniowych dla niektórych zagadnień paleogeograficznych.

Szkicując stratygrafię tortonu okolic Lwowa, poruszyłem kilka problemów paleogeograficznych, zasadniczych dla tego obszaru i krain przyległych. Problemy te po części omawiano w dotychczasowej literaturze, najczęściej w związku ze stratygrafią. Nie wyjaśniono jednakże wszystkich w sposób zadawalniający. Dalszą dyskusję będzie można podjąć w przyszłości na szerszej podstawie badań szczegółowych. Na razie zwrócę uwagę na dwa zagadnienia paleogeogra-



Ryc. 1.

ficzne, którymi dotychczas zajmowano się bardzo mało. Zagadnienie pierwsze to poziome i pionowe rozprzestrzenienie poszczególnych pokryw litotamniowych. Zagadnienie drugie dotyczy sedymentacji mechanicznej na dnie morza tortońskiego, jej zmienności w przestrzeni i w czasie, oraz czynników sedymentacją tą kierujących. W pracy niniejszej zagadnieniom powyższym poświęcam oddzielne ustępy, poprzestając zasadniczo na obserwacjach, które poczyniłem dotychczas w okolicy Lwowa.

W tortonie wspomnianych okolic uderza na pierwszy rzut oka naprzemianległość pokryw litotamniowych i nasypów piaszczystych. Jak to zaznaczyłem w części stratygraficznej, można tu wydzielić trzy poziomy w których rozprzestrzenienie litotamniów jest szczególnie wielkie. Są to poziomy, w których występują trzy, wiekowo różne ławice litotamniowe: dolna, średnia i górna. Dzielą je dwa pokłady piasków, z których każdy dochodzi na Roztoczu do kilkudziesięciu metrów miąższości. Ławica litotamniowa średnia zdaje się mieć szczególnie duże rozprzestrzenienie, przynajmniej na obszarach Roztocza i płyty podolskiej. Niestety dotychczasowy stan badań nie pozwala na wykreślenie granic jej zasięgu z dostateczną pewnością. W każdym razie należy podkreślić, że opanowanie całych regionów dna morskiego przez algi wapienne w pewnym okresie czasu musiało mieć jakieś przyczyny ogólniejsze. Pewnym jest przede wszystkim, że w tym okresie dno morskie wolne było od silnych prądów sedymentujących. Mogło to nastąpić na skutek zmiany poziomu morza na Roztoczu i Podolu. Sprawę tę wyjaśnią niewątpliwie badania szczegółowe na dużym obszarze przeprowadzone. Przed osadzeniem się średniej ławicy litotamniowej morze tortońskie okolic Lwowa zasypywały wielkie masy piasków. Strefa zasięgu prądów sedymentujących sięgała wówczas daleko ku południowi, o czym świadczą potężne nasypy sięgające aż po krainę gipsową Podniestrza.

Pomijając regionalne pokrywy litotamniowe, mniejsze rafy tych alg mogły się tworzyć zależnie od warunków lokalnych, w różnych okresach zalewu tortońskiego, w rozmaitych okolicach dna morskiego, i na różnych głębokościach, oczywiście w granicach rozpiętości batymetrycznej danych gatunków. Rozpiętość ta zdaje się przekraczać znacz-

nie 100 m, jeśli chodzi o rafy litotamniowe tortońskie w okolicy na SE od Lwowa.

Nadmienić przy tym można, że w morzach dzisiejszych obserwowano niekiedy litotamnia, w głębokości ponad 280 m (J. W a l t h e r, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.).

Wiadomo, że algi wapienne nie mogą żyć na obszarach żwawej sedymentacji mechanicznej, chroniąc się na miejsca dla niej niedostępne. Prądy przybrzeżne, które przesuwają wielkie masy piasków ulegają jednakże pewnym wahaniom w małych odstępach czasu, oraz większym przesunięciom zależnie od ogólnych zmian klimatycznych, oscylacji poziomu morza, ruchów dna morskiego, powstających mas akumulacyjnych i t. p. Zmiany biegu prądów sedymentujących mają z kolei wpływ na zasięg i położenie raf litotamniowych, powodując ich zanik w jednych miejscach, a pojawianie się w drugich. Drobne oscylacje prądów litoralnych niosących piasek i żwir mogą powodować lokalnie przerwy w rozwoju pokryw litotamniowych.

Walkę tych prądów z rafami alg wapiennych można śledzić dobrze od odkrywki do odkrywki. Pojedyncze wyrwane z raf gałki litotamniowe dostrzegamy często wśród białych gruboziarnistych piasków zmieszanych z drobnym żwirem krzemiennym. Tu i ówdzie występują soczewki i cienkie warstewki piasku zmieszanego z okruchami gałązek pokruszonych alg. Miał wapienny powstały ze zniszczonych litotamniów ułożył się niekiedy wzdłuż górnej granicy ławic tych roślin morskich.

W wielu odsłonkach obserwujemy w jednej i tej samej ławicy litotamniowej wkładki piasków, mniej lub więcej liczne (zwyczajnie w obniżeniach). Gdzieindziej znów torton dolny budują trzy lub cztery pokłady wapienia litotamniowego, przedzielone warstwami piasku, przy czym miąższość poszczególnych horyzontów waha od 1 do 4 m. W odsłonkach sąsiednich pokłady litotamniowe mogą zupełnie zanikać, względnie ograniczają się do jednej ławicy, która znamionuje stropową część tortonu dolnego (średnia ławica litotamniowa).

Badania szczegółowe powinny uwzględnić wszystkie te i tym podobne zjawiska. Ich rzeczą będzie prześledzenie po-

ziomego i pionowego rozwoju poszczególnych soczewek i pokryw litotamniowych, mierzenie wielkości osobników w poszczególnych zespołach alg, badanie ich zawartości faunistycznej i stosunku do sedymentów w stropie i w spągu.

Badania te przyczynią się niewątpliwie do rozwiązania wielu lokalnych i regionalnych zagadnień paleogeograficznych.

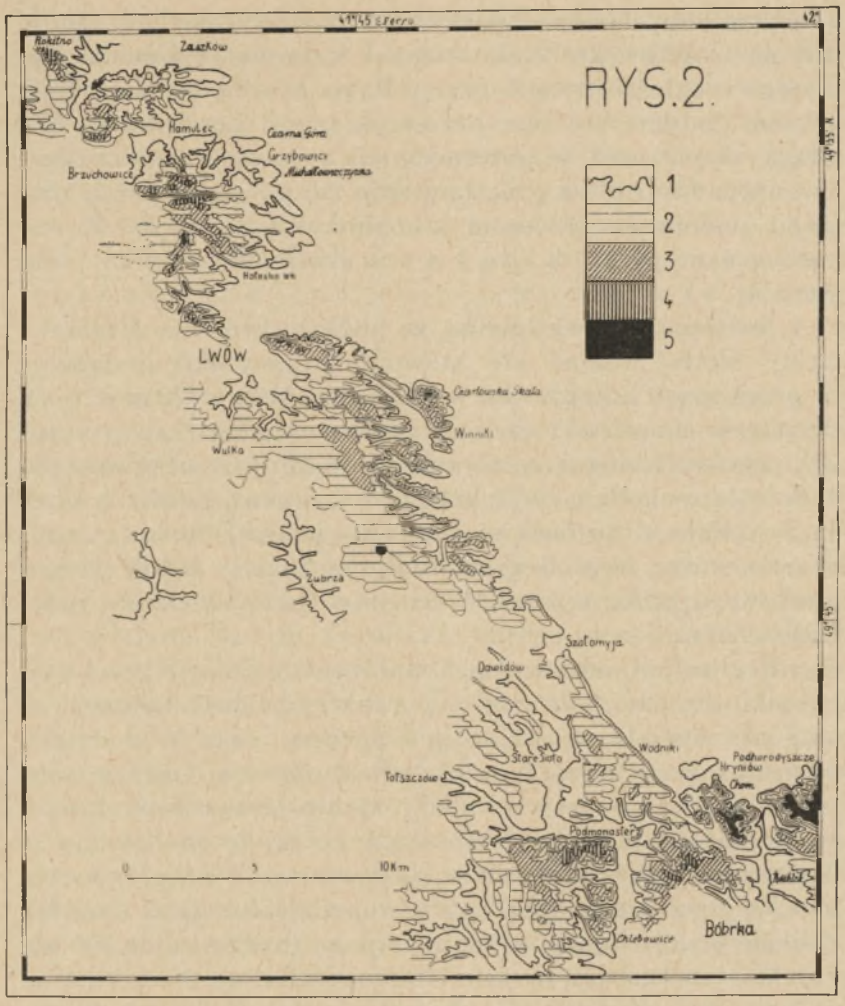
c) Regionalne i lokalne zmiany miąższości tortonu.

Śledząc osady tortońskie okolic Lwowa od odkrywki do odkrywki, nietrudno zauważyć, że miąższosc tych osadów ulega znacznym wahaniom. Na zjawiska te zwrócił uwagę już A. M. Łomnicki, opisując szczegóły topogeologiczne [9]. Chcąc rozpatrzeć dokładniej zmienność grubości pokrywy tortońskiej na obszarze zbadanym, wykreśliłem mapę na której miąższości tej formacji przedstawiłem metodą warstwicową. Mapa powyższa opiera się na kilkudziesięciu pomiarach wykonanych w terenie (rys. 2).

Rzut oka na rysunek 1 stwierdza, że strefa największych miąższości tortonu przebiega wzdłuż Roztocza. Ku południowemu zachodowi od tego grzbietu grubość pokrywy tortońskiej zmniejsza się bardzo znacznie, częstokroć niezależnie od ukształtowania powierzchni kredowej.

W obrębie Roztocza wydzielić można trzy odrębne regiony. Są to: region północno-zachodni, region środkowy i region południowo-wschodni.

W regionie północno-zachodnim maksymalne miąższości tortonu występują w osi Roztocza w okolicy Rokitna, Borek Dominikańskich i Brzuchowic, układając się w strefę o przebiegu NW-SE towarzyszącą podłużnemu obniżeniu powierzchni kredowej (obacz [14]). Grubość osadów tortońskich dochodzi tu do 80 m. Stosunkowo cienką pokrywę tworzy ta formacja na krawędzi Roztocza na wschód od Brzuchowic. Jego grubość spada poniżej dziesięciu metrów na kulminacjach wzgórz Michałowszczyzna i Czarna Góra. Zjawisko przykrócenia tortonu (termin A. M. Łomnickiego) w okolicy Grzybowic pozostaje w związku z wysokim położeniem kredy, która w obrębie wspomnianych wyżej wzgórz dochodzi do 340 m n. p. m. [14].



Rys. 2.

W regionie środkowym pokaźne miąższości tortonu dostrzegamy nie tylko wzdłuż osi Roztocza, ale i na północnowschodniej krawędzi tego grzbietu. Na Kortumowej Górze, Wysokim Zamku, Kaiserwaldzie, w Majerówce, Pasiekach, Pirogówce, Sichowie, Kopiatynie i w Gańczarach, miąższość tortonu dochodzi do 50 m lub 70 m. Maksimum miąższości przypada jednakże na Czartowską Skałę (414 m), najwyższy

punkt okolicy. Grubość pokrywy tortońskiej dochodzi tu do 100 m. Czartowska Skała stanowi kulminację pasma, zdobytego w całości przez dopływy Bugu, a łączącego się z Roztoczem jedynie wąskim przesmykiem w Lesienicach. Nie ulega wątpliwości, że przesmyk ten zostanie z czasem przerwany, a Czartowska Skała stanie się górą wyspową, ulegając podobnym procesom jak półwyspy krawędzi Roztocza, opisane przez A. J a h n a z okolic Winniczek i Gańczar [4].

Jest rzeczą uwagi godną, że podłoże kredowe Czartowskiej Skały wznosi się stosunkowo wysoko, osiągając w przekopach kolejowych w Mariówce 318 do 322 m n. p. m. Najniższe miąższości tortonu regionu środkowego przypadają na strefę biegnącą równolegle do osi Roztocza przez południowo-zachodnią część kotliny Lwowskiej i Zubrzę. Grubość pokrywy tortońskiej spada tu poniżej 30 m, a miejscami poniżej 10 m. Region środkowy kończy się w okolicy Szołomyji, gdzie miąższość utworów tortońskich nie przekracza 20 m.

Region południowo-wschodni wyróżnia się silnym rozczłonkowaniem pokrywy tortońskiej. Obserwujemy tu wzgórza o wielkiej miąższości tortonu, oraz wododziały, gdzie formacja ta jest stosunkowo cienka. Największe masy omawianych utworów osadziły się w obniżeniach kredowych względnie na zboczach wzgórz z kredy zbudowanych. Maksimum miąższości (120 m) osiąga torton na północnym zboczu guza kredowego, który w podziemiu góry Kruhlek (440 m) wznosi się ponad 380 m n. p. m. (być może do 400 m).

Masy tortońskie prawie 100 m miąższe, obserwujemy na południowo - wschodnich zboczach wyniosłości kredowej, która stanowi podbudowę góry Chom (440 m) w Hryniowie. Wyniosłość wspomniana dochodzi do 396 m n. p. m. i jest na Roztoczu najwyższym szczytem rzeźby paleogeńskiej, ukrytej pod płaszczem osadów morza tortońskiego.

Duże lecz nie tak znaczne miąższości osiąga torton w depresji powierzchni kredowej w Podmonasterzu (do 70 m) oraz w obniżeniu kredowym, które w okolicy Chlebowic i na północ od tej wsi towarzyszy dolinie potoka Dawidówki.

W obrazie powyższym rzeczą najbardziej uderzającą, jest występowanie największych miąższości tortonu w po-

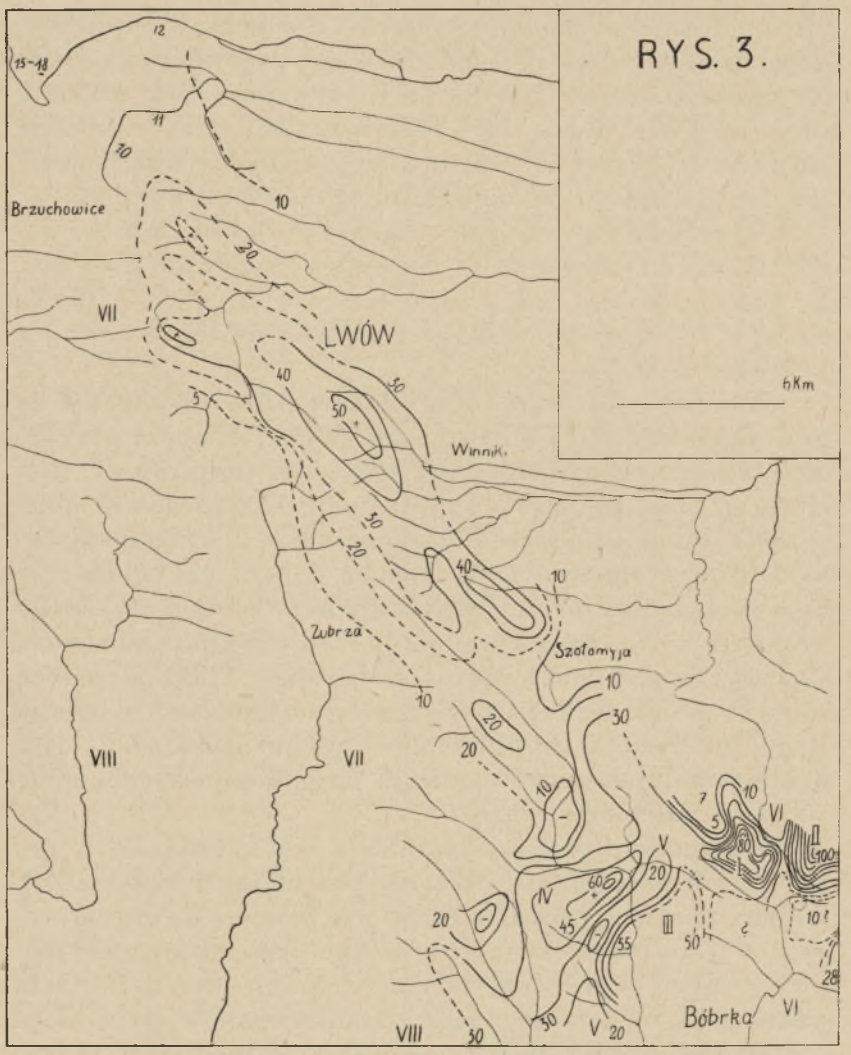
bliżu północno-wschodniej krawędzi Roztocza, w miejscach, gdzie działalność erozji i denudacji jest najintensywniejsza. Najniższe miąższości tej formacji występują, jak widzieliśmy na SW od Roztocza w dorzeczu Dniestru, w którym czynniki gradujące są nieporównanie słabsze, dzięki położeniu den dolinnych o 40 do 60 m wyżej niż na krawędzi.

Nie ulega zatem wątpliwości, że ogólne zróżnicowanie miąższości pokrywy tortońskiej okolic Lwowa, nie pozostaje w związku z dzisiejszą erozją i denudacją.

Pokreślić przy tym należy fakt bardzo znamienny, że najwyższe wzniesienia dzisiejszej rzeźby Roztocza przypadają właśnie na miejsca gdzie torton jest najgrubszy. Zjawisko to może nasuwać przypuszczenie, że największe miąższości tortonu towarzyszą strefom skał najbardziej odpornych. Można tłumaczyć je również dobrze, zakładając, że największe masy tortonu zachowały się wzdłuż pierwotnego wododziału. Na tym pierwotnie bardzo płaskim wododziale, gradacja działała początkowo bardzo słabo, atakując przede wszystkim oba jego skłony. Później nastąpił atak dorzecza Bugu, zdobycie i rozcięcie pierwotnego wododziału, oraz przerzucenie nowego wododziału na południowo-zachodnie zbocza działu pierwotnego.

Przytoczone próby wyjaśnienia wahań miąższości pokrywy tortońskiej nie dają zadawalniającej odpowiedzi. Zmiany miąższości tortonu mogą być bowiem uwarunkowane nie tylko przez czynniki erozyjne, lecz także przez różnice w intensywności sedymentacji na dnie morza. Należało zatem poznać tę sedymentację nieco szczegółowiej.

Śledzenie sedymentacji tortońskiej rozpocząłem od piętra poderwiliowego. Piętro to zachowało się w okolicy Lwowa w całości, a jego miąższość nie jest zależna od gradacji potortońskiej. Przy tym stosunki sedymentacyjne są tu stosunkowo proste nie wykazując nigdzie trudnych do wytłumaczenia powikłań. Osady piętra naderwiliowego uległy zupełnemu zniszczeniu w części najgórniejszej, uniemożliwiając odtworzenie całości procesów sedymentacyjnych tego okresu. Mimo to obserwacje nad sedymentacją w młodszym tortonie są ważne dla zrozumienia zagadnień poruszo-



Rys. 4.

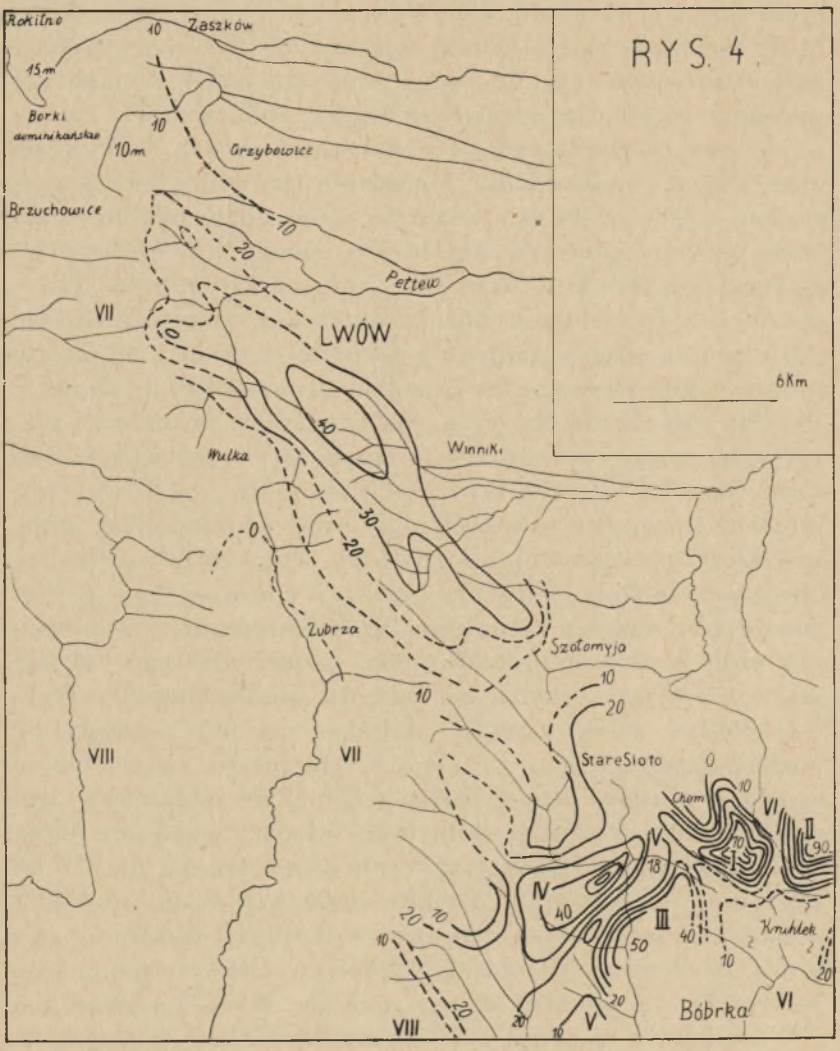
nych przy omawianiu rys. Nr. 2. Niebawem zobaczymy, że obserwacje te wykazują utrzymywanie się w okolicy Lwowa pewnych tendencji sedymentacyjnych, zaznaczonych wyraźnie już w piętrze poderwiliowym.

Chcąc się przekonać, czy już w starszym tortonie nie istniały pewne regiony uprzywilejowane przez sedymentację, sporządziłem mapę miąższości piętra poderwiliowego,

opierając się na pomiarach wykonanych tam, gdzie dolna część tortonu występuje pod ochronnym płaszczem warstw naderwiliowych (rys. 3). Porównanie tej mapy z mapą poprzednią wykazuje odrazu, że piętro poderwiliowe osiąga najwyższe miąższości na ogół w tych okolicach, w których obserwujemy maksymalne miąższości całego tortonu z warstwami naderwiliowymi włącznie. Tam gdzie ogólna miąższość tortonu zmniejsza się, piętro poderwiliowe ulega zazwyczaj też redukcji. Wyjątek znaczniejszy stanowi jedynie okolica Brzuchowic, Borek Dominikańskich i Zaszkowa, gdzie ogólna miąższość tortonu dochodzi do 80 m, a miąższość piętra poderwiliowego nie przekracza na ogół 10 do 18 m.

Nie jest rzeczą obojętną, jakim osadom zawdzięcza piętro poderwiliowe wahania swej miąższości w pierwszym rzędzie; piaskom czy też ławicom litotamniowym. Chcąc pytanie to rozwiązać w sposób ilościowy, sporządziłem mapę miąższości piasków dolnotortońskich, która daje wprawdzie obraz przybliżony, jednakże bardzo wymowny (rys. 4). Porównując tę mapę z rysunkiem Nr. 3 dostrzegamy na pierwszy rzut oka, że miąższość piętra poderwiliowego zależna jest w pierwszym rzędzie od rozwoju osadów piaszczystych. Największe masy piasków dolnego tortonu osadziły się wzdłuż Roztocza, a w związku z tym piętro poderwiliowe osiąga w obrębie tego grzbietu największe miąższości. Jest rzeczą bardzo ważną, że w tortonie młodszym sedymentacja na Roztoczu była również znacznie silniejsza niż na SW od Roztocza. Wielkie masy piasków naderwiliowych, niekiedy ponad 50 m miąższe dostrzegamy w okolicach Rokitna, Zaszkowa, Brzuchowic i Hołoska Wielkiego. Osady wspomniane rozwinęły się również dobrze między Wysokim Zamkiem a Winnikami i osiągają na Czartowskiej Skale ponad 60 m miąższości, nie licząc mas zniszczonych tu przez dotychczasową denudację. Młodotortońskie piaski do 40 m grube obserwujemy na wzgórzu Chom położonym koło Hryniowa również na samej krawędzi Roztocza. Górna część tych piasków nieznanej miąższości uległa i tutaj zmyciu. Ku SW od grzbietu Roztocza zanikają osady piaszczyste w tortonie górnym, ustępując miejsca iłom, których sedymentacja przebiega znacznie wolniej.

Z faktów przedstawionych w ustę-



Rys. 4.

pie niniejszym wynika zupełnie jasno, że dziś obserwowane regionalne, po części i lokalne wahania miąższości pokrywy tortońskiej, są w okolicy Lwowa zjawiskiem oddziedziczonym po okresie sedymentacji. W większości wypadków zaznaczyły się one już na

dnie morza dolnotortońskiego, a następnie zostały spotęgowane w tortonie górnym. Różnice w intensywności sedymentacji były główną przyczyną, że pierwotna powierzchnia Roztocza, wynurzającego się z zalewu tortońskiego, była nierówna. Najwyższe wzniesienia powierzchni pierwotnej towarzyszyły oczywiście strefie najsilniejszej sedymentacji. Wzniesienia te utworzyć musiały pierwotny wododział, którego resztki zachowały się jeszcze w rzeźbie dzisiejszej.

W ten sposób hipoteza morfologiczna, wysunięta przy interpretacji rysunku Nr. 2 została potwierdzona przez dane geologiczne. Zastrzec się przy tym należy, że o wzniesieniu najwyższych wzgórz i ich charakterze morfologicznym, decydowały również czynniki lokalne, jak np. odporność warstw, gęstość rozdebrzenia, wzniesienie bazy erozyjnej. Czynniki te mają w danym wypadku znaczenie drugorzędne i decydują o szczegółach, którym ramy zakreśliła sedymentacja tortońska.

d) O czynnikach paleogeograficznych, które wywarły decydujący wpływ na sedymentację w morzu tortońskim.

Fakty i wnioski podane w ustępie poprzednim wyjaśniają występowanie największych miąższości tortonu i najwyższych wyniosłości dzisiejszej rzeźby wzdłuż osi Roztocza względnie jego północno-wschodniej krawędzi. Z geologicznego i geograficznego punktu widzenia wyjaśnienie to uważam za wystarczające. Pozostają natomiast do rozpatrzenia zagadnienia paleogeograficzne, związane z warunkami, które zadecydowały o takich wahaniach intensywności sedymentacji w tortonie dolnym jakie wynikają z rysunku Nr. 4. Będę próbował wytłumaczyć również dlaczego największe masy piasków górnotortońskich osadziły się na Roztoczu wzdłuż strefy Rokitno—Czartowska Skała—Chom.

Dyskusję czynników paleogeograficznych decydujących o sedymentacji na dnie morza tortońskiego, rozpocz-

niemy od dokładniejszego zaznajomienia się z materiałem zawartym w mapie Nr. 4. W północno-zachodniej części tej mapy dostrzegamy wał piasków ciągnący się od Brzuchowic przez Lwów po Szołomyję (dolno-tortońska mierzeja lwowska). Na wale tym miąższości piasków dolno-tortońskich dochodzą miejscami do 40 m (na E od cmentarza Łyczakowskiego). Powyższa forma akumulacyjna została usypana w depresji kredowej, która przebiega przez Rokitno, Brzuchowice, Lwów i Czyszki koło Winnik [obacz 14]. Głębokość tej depresji jest jednakże z reguły znacznie mniejsza od miąższości piasków dolno-tortońskich, (osadzonych między dolną a średnią ławicą litotamniową) wypełniających ją ponad brzegi (głębokość depresji kredowej Rokitno—Czyszki waha od 5 do 20 m, miąższość wału piaszczystego dochodzi do 40 m). W okolicy między Hołoskiem Wielkim a Grzybowicami miąższości piasków dolnotortońskich zmniejszają się wybitnie ku wschodowi, tak iż osady te na Michołowszczyźnie i Czarnej górze nie przekraczają nigdzie kilku metrów. Wyraźnie zaznacza się również południowo-zachodni skłon dolnotortońskiej mierzeji lwowskiej. W strefie przechodzącej przez Wulkę, Zubrzę i Stare Sioło grubość piasków poderwiliowych nie przekracza tu 5 do 20 m, schodząc miejscami do zera.

W okolicy Szołomyji nasyp omawiany zanika ku SE. W tej części mapy dostrzegamy silne rozczłonkowanie warstwic, spowodowane wytwarzaniem się czterech odrębnych centrów sedymentacji wzmożonej. Te maksima sedymentacji pokrywają się z centrami najwyższych miąższości tortonu (porównaj mapę 2 i 4). Potężny nasyp piasków dolnotortońskich osadził się na skłonie guza kredowego na SE od góry Chom (rys. 4, I). Jeszcze większe masy piasków piętra poderwiliowego zalegają północne zbocza wzgórza kredowego, które wznosi się w podziemiu góry Kruhlek (440 m) (rys. 4, II) [1]). Pokaźne choć nie tak znaczne miąższości osiągają piaski dolnotortońskie w depresji kredowej, która występuje po obu brzegach doliny Dawidówki w okolicy Chlebowiec i na północ od tej wsi (rys. 4, III). Czwarty

[1]) Miąższość piasków piętra poderwiliowego mierzono w tej okolicy po dolną ławicę erwiliową, wyżejległe piaski i górną ławicę erwiliową wraz z najwyższymi litotamniami zaliczono już do tortonu górnego.

wreszcie lokalny basen sedymentacyjny występuje w Podmonasterzu też w obniżeniu kredowym. Miąższości piasków starszego tortonu dochodzą tu do 60 m (rys. 4, IV).

Wyraźne przykrócenie piętra poderwiliowego zaznacza się na szczytach wzgórz i grzbietów rzeźby paleogeńskiej. Na wzgórzu Chom a prawdopodobnie i na górze Kruhlek, pod ławicą erwiliową zalegają jedynie wapienie litotomniowe dwa do czterech metrów miąższe. W paśmie wzgórz, które rozgraniczają basen sedymentacyjny Podmonasterza od basenu Chlebowic obserwujemy również redukcję piętra poderwiliowego jednakże nie tak znaczną (rys. 4, V—V). Stosunkowo słaby rozwój utworów dolno-tortońskich, w pierwszym rzędzie piasków cechuje garb kredowy znany pod nazwą grzbietu Bóbrka—Mikołajów [15]. Piętro wspomniane reprezentuje tu niemal wyłącznie dobrze rozwinięta średnia ławica litotomniowa. Potężne masy piasków dolno-tortońskich osadziły się natomiast na południowy-zachód od tego grzbietu, na co wskazuje zdjęcie W. T e i s s e y r e'a [15], a potwierdzają ostatnie badania Z. P a z d r y [13].

Na szczególną uwagę zasługuje nakoniec rozległa południkowa dolina, która przebiegając przez Bóbrkę, uchodzi do kotliny Górnego Bugu na północ od Mostyszcz (Dolina Bóbrka—Mostyszcze rys. 4, VI—VI). Stanowi ona naturalną granicę między południowym Roztoczem a Gołogórami. Jest to dolina paleogeńska, której kredowe dno obniża się bardzo znacznie w porównaniu z obszarami od wschodu i zachodu przyległymi. Na dnie tej doliny w Mostyszczach obserwujemy (przy drodze z Mostyszcz do Podhorodyszcza) wrosłe piaski dolno-tortońskie jeszcze w poziomie 285 m. Wyżej następuje ławica litotamniowa, przykryta warstwą muszlowca erwiliowego prawie metrowej miąższości. Jest rzeczą uderzającą, że pokrywa tortonu, a w szczególności piętro poderwiliowe, rozwinęły się w osi omawianej doliny bardzo słabo. Miąższość dolnego tortonu spada tu poniżej 20 m podczas gdy z obu stron doliny na zboczach wyniosłości kredowych utwory wspomniane wykształciły się nieporównanie lepiej. Jest to jednakże zjawisko wyjątkowe. Naogół rzecz biorąc zagłębienia powierzchni kredowej sprzyjają tworzeniu się większych nasypów piaszczystych w dolnym tortonie. Na odwrót na najwyższych wzgórzach i grzbietach

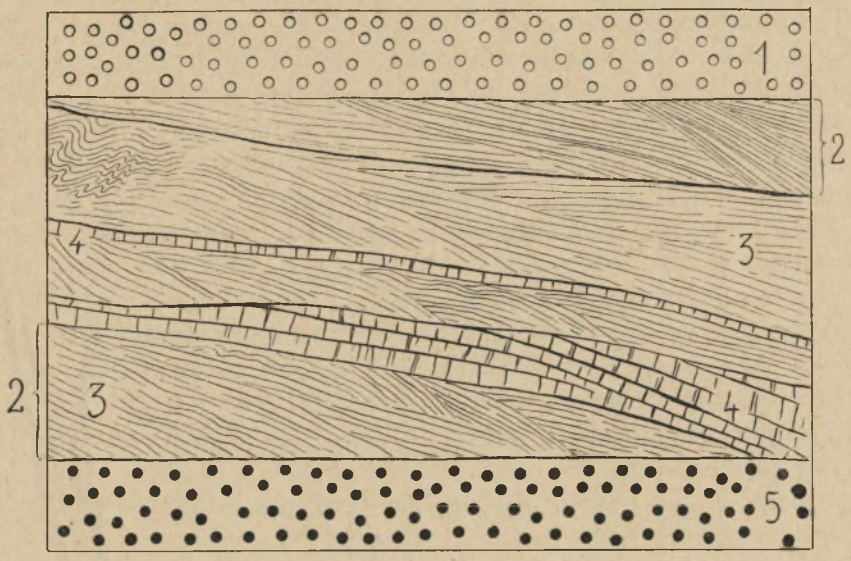
rzeźby paleogeńskiej osady piaszczyste poderwiliowe są zupełnie zredukowane, lub słabo rozwinięte, natomiast rafy litotamniowe mogą wykazywać miąższości zwiększone. Zjawiska tego rodzaju obserwowano już poprzednio, a ostatnio Z. P a z d r o badając obszar Opola Małego, zwrócił na nie baczniejszą uwagę [13].

Rozmieszczenie mas piaszczystych badanej okolicy zależy jednakże nie tylko od rzeźby powierzchni kredowej, ale i od innych czynników paleogeograficznych. Wniosek ten nasuwa się od razu jeśli porównujemy szczegółowo miąższości piasków dolnotortońskich z rzeźbą powierzchni kredowej okolic Lwowa. Zestawiając pomiary wykonane w poszczególnych punktach dostrzegamy częstokroć brak korrelacji między wzniesieniem powierzchni kredy a miąższością piasków wspomnianego poziomu. Przykładem może być chociażby opisana wyżej dolina Bóbrka—Mostyszcze i jej najbliższa okolisa. Świadczy o tym również następujące zestawienie:

Miejscowość	Poziom kredy	Miąższość piasków dolnotortońskich
Brzuchowice	+ 290 m	10 do 14 m.
Zniesienie	304 m	36 m
Miodowa Grota	312 m	35 do 40 m.
Czartowska Skała	322 m	25 do 30 m.
Wulka na SE od Lwowa	308 m	do 5 m.
Wzgórza na SE od Chomu	333 m	do 70 m.
Kota 369 na N od Chomu	362 m	0 m.
N zbocza koty 369 m.	310—320 m	0 m.

Z powyższego zestawienia wynika, że prócz powierzchni kredowej na przebieg sedymentacji tortońskiej wpływa również jakiś inny czynnik mający zasadnicze znaczenie. Wynika to zresztą także ze stosunków zaobserwowanych w okolicy Bóbrki i Mostyszcz. Jakiż może być zatem ten drugi tak doniosły czynnik paleogeograficzny? Nie ulega wątpliwości, że czynnikiem tym są sedymentujące, litoralne prądy morskie, których wpływ na formowanie się osadów płytkiego morza jest wielki i dobrze znany. Na obszarze zbadanym widzę wpływ przybrzeżnego prądu sedymentują-

cego w wale piaszczystym usypanym wzdłuż południowego Roztocza, między Brzuchowicami a Szołomyją. Prąd, który usypał ten wał, był przeładowany piaskami uniesionymi z czoła delt rzecznych. Są pewne dane, że prąd ten mógł

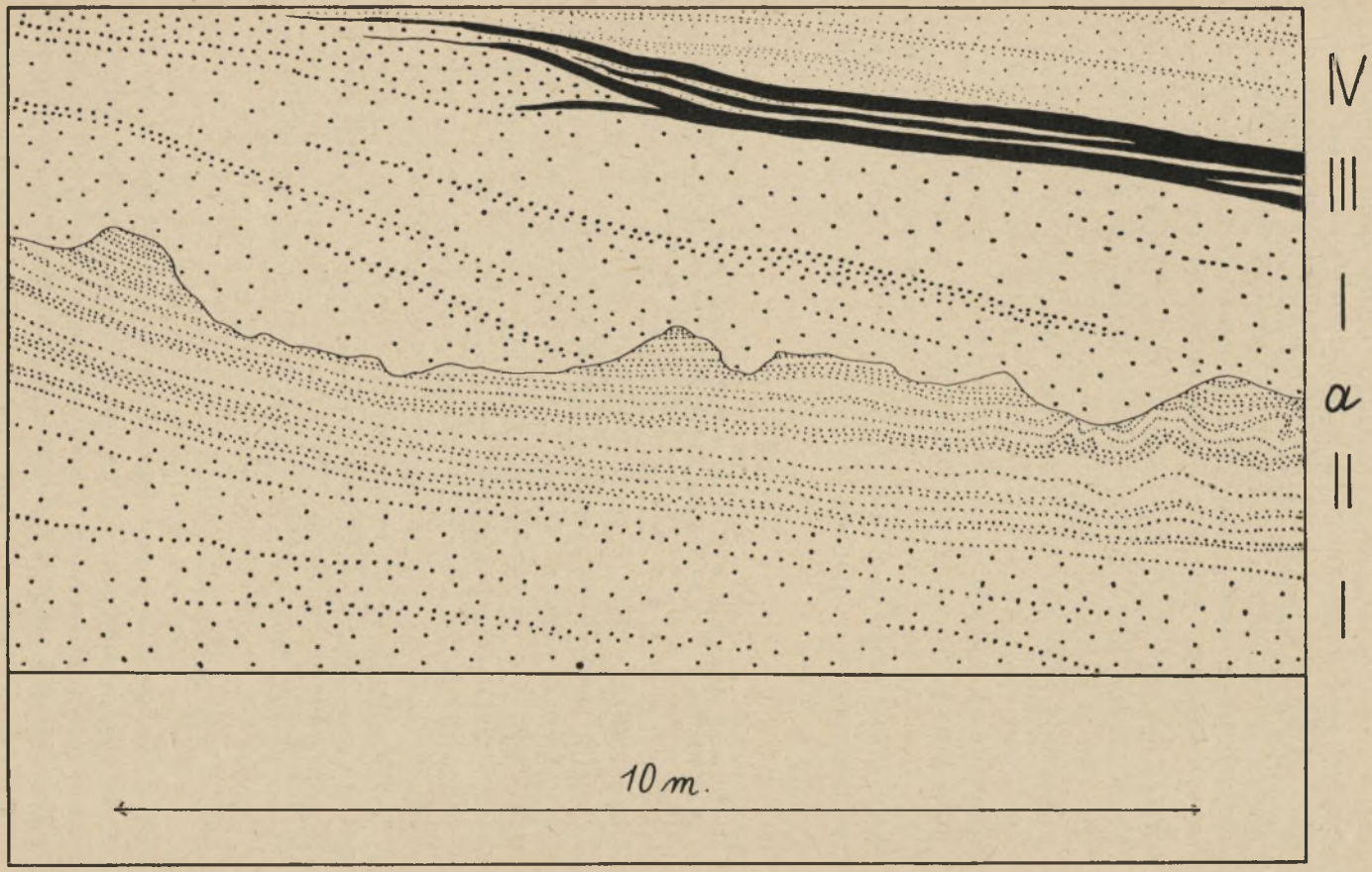


Rys. 5.

przesuwać piaski z północnego zachodu na południowy wschód. Mam tu na myśli obserwacje nad przekątnym warstwowaniem piasków [1]).

Wedle moich dotychczasowych obserwacji warstwowanie to wykazuje w okolicy Lwowa uławicenie dwojakiego rzędu, pierwszorzędne i drugorzędne. Uławicenie pierwszorzędne da się śledzić na przestrzeni co najmniej kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, rozbijając akumulację na warstwy od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów miąższe. Poszczególne warstwy mogą się różnić zabarwieniem

[1]) W okolicy Lwowa nie obserwowałem mas piaszczystych, które możnaby łączyć bezpośrednio z sedymentacją deltową u ujść rzek płynących od strony lądu północno-wschodniego. Przemawia za tym przede wszystkim brak jakichkolwiek bądź śladów faun lądowych i półsłonych. W piaskach poderwiliowych występuje natomiast obfita fauna typowo morska, która przemawia za tym, że piaski te roznosiły i osadzały wyłącznie tylko prądy morskie.



Rys. 6.

i wielkością ziarna, składem przymieszek mineralnych i nachyleniem drugorzędnego przekątnego warstwowania. Są one ułożone skośnie lub równolegle względem dolnej i średniej ławicy litotamniowej i nakładają się na siebie dachówkowato, wykliniając się w obie strony. Uławicenie pierwszorzędne zaznacza poszczególne stadia rozwoju akumulacji piaszczystej odgraniczone od siebie mniej lub więcej wyraźnymi lukami sedymentacyjnymi (obacz rys. 5). Na granicy ławic występują czasem smugi piasków silniej żelazistych, albo też cienkie warstewki piaskowca wapnistego. Niekiedy scementowaniu uległy całe ławice piasków i wówczas obserwujemy grubsze warstwy piaskowców, w których spoiwo wapienne na ogół nierównomiernie rozmieszczone jest pochodzenia organicznego. Niekiedy ławice piaszczyste transgredują na powierzchniach erozyjnych niżejległych pokładów piaszczystych. Powierzchnie te zaznaczają się wyraźnie na niewielkiej przestrzeni, po czym zanikają dość nagle. Są to albo ślady erozji prądów podwodnych, albo też ścięcia dokonane na skutek krótszego lub dłuższego wynurzenia się danej mielizny nad poziom morza (obacz rys. 6).

Opisane ławice warstwowania pierwszorzędnego posiadają niemal zawsze przekątne warstwowanie drugorzędne mniej lub bardziej wyraźne. Są to cieniutkie warstewki piasków, naprzemian silniej i słabiej żelaziste, lub ze zmienną zawartością glaukonitu, względnie czarnych krzemieni. Rozpiętość tych warstewek nie przekracza na ogół kilku metrów. Układ ich jest prawie równoległy lub skośny do uławicenia pierwszorzędnego, przy czym kierunek zapadu obu tych kategorii warstw jest najczęściej w przybliżeniu zgodny. W warstwowaniu drugorzędnym zaznaczają się częste wahania kąta nachylenia oraz drobniutkie sfałdowania.

Warstwowanie drugorzędne poucza jak narastała sedymentacja poszczególnych ławic stadialnych (pierwszorzędnych), w najkrótszych okresach czasu, wywołujących periodyczne zmiany w składzie lub wielkości ziarna.

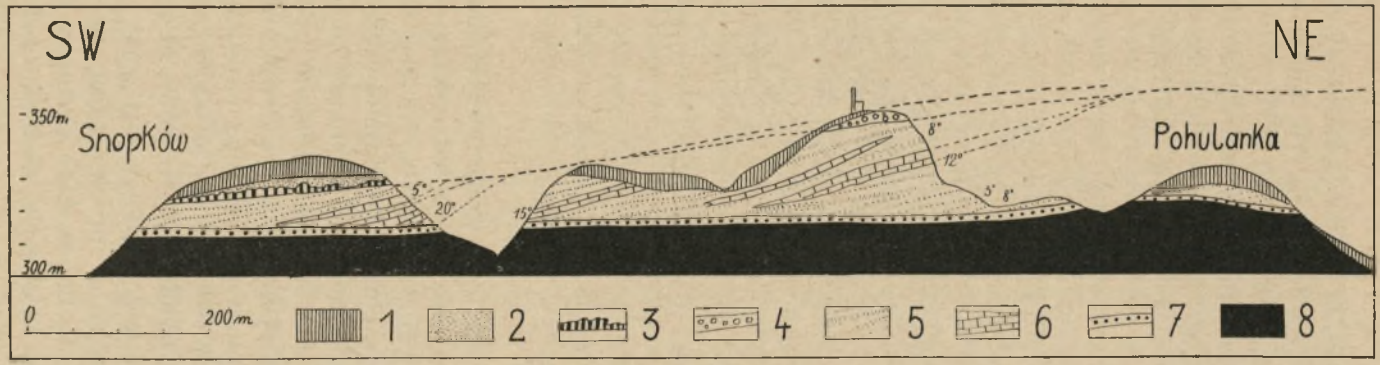
Warstwowanie przekątne piasków poderwiliowych okolicy Lwowa nie zawsze da się rozbić na dwie opisane wyżej kategorie. W terenie łatwo również zauważyć, że ilość i grubość ławic pierwszego rzędu zmienia się częstokroć od odkrywki do odkrywki, a nawet w jednej i tej samej odsłonce.

W jednym miejscu prąd sedymentował nieprzerwanie przez czas dłuższy, w innym natężenie prądu wahało w dużych granicach, lub powstawały okresy ciszy i przerwy w sedymentacji. Poszczególne w odsłonkach obserwowane stadia sedymentacji, ciągłość lub przerwy w osadzaniu się piasków mają z reguły znaczenie tylko lokalne.

Prawidłowości regionalne występują natomiast w ogólnych kierunkach nachylenia ławic przekątnego warstwowania, zwłaszcza pierwszorzędnych. Pierwszorzędne uławicenie piasków poderwiliowych leży w okolicy Lwowa albo niemal poziomo, albo też wykazuje wyraźne zapady, wahające w granicach od 3° do 30°. W odsłonkach położonych na wierzchowinach nie trudno się przekonać, że zapady te nie zależą od zboczowych osunięć. Nie zależą one również od ułożenia warstw stropu i spągu. Przykładem może być profil przeprowadzony przez Pohulankę i Snopków poprzecznie do Roztocza (rys. 7). Dolna ławica litotamniowa zalega w tym profilu niemal poziomo, zaś strop piętra poderwiliowego obniża się bardzo łagodnie od północnego-wschodu ku południowemu zachodowi. W tortonie dolnym tego profilu występują liczne przeławicenia piaskowców, które wykazują nachylenia od 3° do 25° zwrócone stale ku SW. Płaszczyzny warstw są ułożone skośnie względem spągu i stropu piętra poderwiliowego, oraz względem obu ławic litotamniowych tego piętra.

Regionalny charakter kierunków zapadu przekątnego warstwowania piasków starszego tortonu występuje jeszcze lepiej, jeśli obserwacje rozszerzymy na większą ilość profili. Kilkadziesiąt pomiarów, które wykonałem na Roztoczu w okolicy Lwowa, wykazały że w piaskach wspomnianych dominują zapady zwrócone ku SE, SW lub S.

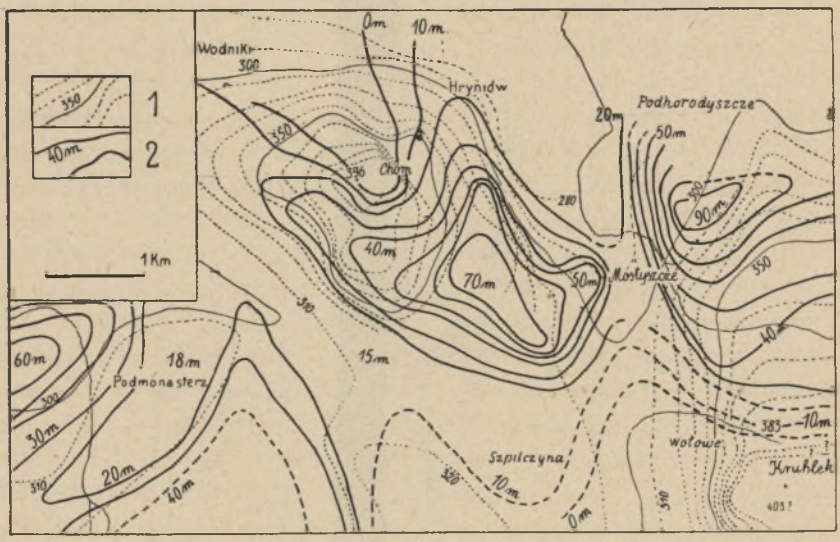
Powyższą rozbieżność kierunków zapadu przekątnego warstwowania łatwo można wytłumaczyć. Wody prądu sedymentującego, przesuwające materiał od NW ku SE, wykazywały rozmaite zboczenia od kierunku ogólnego, zależnie od zmiennych czynników lokalnych. Od kierunku ogólnego zbaczały przede wszystkim masy wód płynące po obu brzegach nurtu, zwracając się ku obu skłonom rosnącego wału piaszczystego. Północno-wschodnia część wspomnianego wału uległa już rozmyciu przez dopływy Bugu, pozo-


SW
NE
350m
300m
Snopków
Pohulanka
5°
20°
15°
8°
12°
5° 8°
0
200m
1
2
3
4
5
6
7
8

Rys. 7.

stały natomiast jego oś i skłon południowo-zachodni, odwodniony przez dopływy Dniestru. Tu muszą oczywiście dominować kierunki zapadów SE, S i SW.

Poruszony problem sedymentujących prądów morza tortońskiego wymaga oczywiście jeszcze dalszych szczegółowych badań. Nie wyczerpując na razie dyskusji na ten



Rys. 8.

temat, zwrócę uwagę na znaczenie systematycznych obserwacji nad składem sedymentu, warunkami sedymentacji, rafami litotamniowymi, sposobem występowania szczątków organicznych i t. p. Duże znaczenie mogą mieć również spostrzeżenia nad sedymentacją tortońską na obszarach, gdzie podłoże kredowe jest bardzo nierówne i powoduje tworzenie się potężnych akumulacji w „cieniu“ prądów morskich.

Przykładem może być okolica wspomnianej już kilkakrotnie góry Chom (440 m). Jest to najwyższy szczyt Roztocza wznoszący się ponad wsią Hryniów na północ od Bóbrki. Przypomnę, że cokół kredowy tej góry sięga do 396 m n. p. m., przewyższając powierzchnię kredy najbliższego otoczenia o 60 m do 120 m. Guz kredowy Chomu, dominujący wzniesieniem nad całą okolicą, był wyspą, albo też miejscem bardzo płytkim w okresie osadzania się piasków

dolno-tortońskich. Świadczy o tym zupełny brak wspomnianych osadów na jego szczycie. Północno-zachodnie zbocza tego guza były oczywiście wystawione na działanie prądu sedymentującego, poruszającego się wzdłuż Roztocza. W związku z tym nie obserwujemy na nich piasków zupełnie albo tylko w niewielkiej stosunkowo ilości. Osady dolnotortońskie składają się tu przeważnie ze średniej ławicy litotamniowej, ponad którą obserwujemy strzępy pokładu erwiliowego (kota 369 i jej zbocza). Potężne masy piasków starszego tortonu osadziły się na wschodnich i południowowchodnich zboczach kredowego guza Chomu, na co zwracałem już uwagę przy opisie mapy na rys. 4. Piaski te układają się w podkowę, której ramiona wspierają się na wspomnianym guzie, wyznaczając obszar zacieniony przed prądem północno-zachodnim (rys. 8).

Potężny nasyp piasków ułożony w cieniu wzgórza Chom, ogranicza od wschodu paleogeńska dolina Bóbrka—Mostyszcze, odznaczająca się silnym przykróceniem piętra poderwiliowego i słabym stosunkowo rozwojem piętra naderwiliowego. Brak większych mas piaszczystych na dnie tej doliny możnaby wytłumaczyć wielką chyżością prądu morskiego, który płynąc od północy, przeciskał się między guzami kredowymi Chomu i góry Kruhlek [1]). Byłaby to odnoga prądu północno-zachodniego, skręcającego w tej okolicy ku południowi.

Prąd sedymentujący, równoległy do Roztocza istniał wedle wszelkiego prawdopodobieństwa także i w tortonie górnym. Przemawiają za tym wielkie masy piasków naderwiliowych, które osadziły się wzdłuż strefy Rokitno—Brzuchowice—Czartowska Skała—Chom. Ku SW od tej strefy piaski naderwiliowe zanikają, ustępując stopniowo miejsca iłom otwornicowym, o czym wspominałem już raz w niniejszej pracy [2]).

Piaski strefy Rokitno—Chom zawierają często szczątki faun morskich. Form lądowych i słodkowodnych nie zauwa-

[1]) Tłumaczenie takie podał Prof. J. N o w a k w ustnej dyskusji na posiedzeniu oddziału krakowskiego P. T. G. w Krakowie 25. III. 1938.

[2]) Być może iły te stanowią ekwiwalent iłów krakowieckich; świadczyłyby one o pogłębieniu się morza na obszarze Opola pod koniec zalewu młodomioceńskiego.

żyłem nigdzie; nie wspomina o nich również A. M. Ł o m n i c k i [9].

Ważnym jest również, że strefa wspomniana leży nieco ku NE od dolno-tortońskiego wału Brzuchowice—Szołomyja, a sedymentacja maksymalna górnotortońska unikała miejsc, na których poprzednio powstały największe nasypy piaszczyste.

Z a k o ń c z e n i e.

Problemy paleogeograficzne, poruszone w pracy niniejszej wymagają dalszych studiów w terenie na obszarze możliwie jak największym. Zaznaczyłem to kilkakrotnie w tekście. Poszukiwania terenowe winny być szczegółowe, prowadzone systematycznie od odkrywki do odkrywki, bez pomijania żadnych nawet drobnych zjawisk. Prace w ten sposób rozszerzone wyjaśnią ostatecznie paleogeografię tortonu zarówno regionalną jak i lokalną. Wzbogacą przy tym wielokrotnie wiadomości geologiczne o naszym tortonie, a dla morfologii stanowić będą podbudowę faktów niezbędnych dla zrozumienia wielu zjawisk.

Te systematyczne studia będą przy tym posiadały duże znaczenie praktyczne, ujawniając większe złoża bentonitów (montmorillonitów), poziomy źródlane, pokłady kamienia budowlanego i t. p.

R é s u m é.

Le terrain dans lequel j'ai eu à étudier les phénomènes et les problèmes ci-mentionnés est situé aux environs de Lwów. Il longe la faîte de Roztocze entre les localités Rokitno et Zaszków au NW et Bóbrka au SE. Sa surface est de 400 km² environ. Le sous-sol est formé de marnes sénoniens, sur les versants des vallées on observe la formation tortonienne, dont j'ai eu à m'occuper dans la présente étude.

J'ai classifié la formation tortonienne d'après la division de A. M. Ł o m n i c k i [9]. L'auteur en question y distingue l'étage inférieur et l'étage supérieur. Une couche constituée principalement d'une brèche de coquilles, où prévalent les

formes: *Ervilia pusilla* Phil. et *Modiola Hoernesi* Reuss. les sépare.

Le Tortonien inférieur est composé aux environs de Lwów des couches suivantes:

1) *Sables basales* (0—à quelques dizaines de cm).
2) *Calcaire à Litothamnium inférieur* (0—5 m).
3) *Sables de Zniesienie* (le second niveau de sables) [1]).
4) *Calcaire à Litothamnium moyen* (10 cm—6 m).
5) *Sables sur-jacents* (le troisième niveau de sables), (épaisseur de 12—150 cm).

Aux environs de Lwów, les coquilles caractéristiques pour le Tortonien inférieur sont représentés avant tout par *Amussium cristatum* Bronn. et *Chlamys scissa* Favre.

Le Tortonien supérieur débute dans notre région par la couche mince à *Ervilia pusilla* déjà mentionnée. Au-dessus de cette couche nous observons des dépôts, dont le facies varie fortement. Des sables et de grès calcaires et marneux, avec grains de glaukonie, de couleur blanche, verte ou jaune, se trouvent à coté des argiles marneuses et sableuses, de marnes, de calcaires poreux, de calcaires marneux, et plus ou moins sableux. Les couches de gypses apparaîssent dans la partie Sud-Ouest du bassin de Lwów et sur le bord NE de Roztocze [9]. Les parties culminantes de la chaîne de Roztocze entre Lwów et Rokitno, sont bâties souvent de la couche de calcaires à Litothamnium supérieurs.

Ce sont aussi les Pectinidés qui ont fourni des formes caractéristiques pour le Tortonien supérieur des environs de Lwów. Il faut mentionner surtout *Chlamys Neumayri* Hilb. et *Chlamys galiciana* (Favre).

La sédimentation tortonienne.

La carte No. 2 démontre la différentiation de l'épaisseur de dépôts tortoniens dans la région étudiée. On voit, que cette épaisseur varie fortement, en atteignant sur les partages des eaux de 20 m jusqu'à 120 m. La zone des épaisseurs maximales (60—120 m) longe la crête de Roztocze, en se dirigeant du NW vers le SE. Parfois les dépôts d'épaisseur

[1]) Les épaisseurs les plus grandes 50—90 cm.

maximale se trouvent tout près de versants NE de Roztocze (Czartowska Skała épaisseur du Tortonien 100 m, Chom SE, épaisseur du Tortonien 90 m, Kruhlek N, épaisseur du Tortonien 120 m) là, où l'érosion et la dénudation sont actuellement le plus fortement développées. Au SW de Roztocze l'épaisseur de la couverture tortonienne décroit rapidement, elle est donc beaucoup plus mince dans la zone, qui passe au Sud de Lwów, par Zubrza et Stare Sioło. Le phénomène ci-décrit est d'autant plus curieux, que les vallées dans la zone Zubrza-Stare Sioło sont de 40—60 m moins encaissées que sur le versant NE de Roztocze.

Les faits ci-décrits, qu'on ne peut pas élucider à l'aide de seuls facteurs érosifs ont nécessité une analyse des conditions, dans lesquelles se sont formés les dépôts du Tortonien.

Les observations, exécutés au terrain démontrent, que:

1) La crête du Roztocze méridional n'est pas prédisposée par une forme analogue de la surface crétacique.

2) La crête en question c'est un remblai sableux, constitué des dépôts du Tortonien supérieur et inférieur. Les couches des calcaires à Litothamnium et les calcaires poreux y jouent un rôle sécondaire.

Sur les culminations de Roztocze les dépôts sableux atteignent la puissance de 50—100 m. Vers le SW de l'axe de la crête ci-mentionnée l'épaisseur de sables décroit jusqu'à 0—20 m.

Nous voyons donc, qu'aux environs de Lwów, la différentiation de l'épaisseur du Tortonien est causée par une sédimentation très inégale de sables. L'action de l'érosion et de la dénudation actuelle n'a pas réussi à transformer essentiellement la couverture de depôts du Tortonien. Les forces déstructives ont détruit seulement les couches les plus superficielles et ont contribué au rajeunissement épigénétique des vallées préexistantes, le réseau fluvial datant, dans sa majeure partie, des temps paléogènes.

Lors de l'émersion définitive du remblai du Roztocze, vint de se former une ligne primaire de partage des eaux, là, où les dépôts du Tortonien avaient été les plus puissants

et formaient les parties culminantes du terrain émergé. Les culminations actuelles de la région se trouvent d'ailleurs sur la même place. Cette ligne primaire de partage des eaux fut ensuite interrompue par l'érosion rémontante des confluents du Bug. Les torrents du bassin de réception du Bug ont capturé déjà les primaires bassins de réception des confluents du Dniestr et agrandissent successivement leur air de drainage au dépens de celui du Dniestr.

La sédimentation du Tortonien inférieur.

Sur la carte No. 3 on a représenté les épaisseurs du Tortonien inférieur. La carte No. 4 démontre la puissance des sables de l'étage ci-mentionné. En comparant les deux cartes, nous voyons, que les oscillations de l'épaisseur de l'étage inférieur dépendent surtout de dépôts sableux.

Les cartes No. 3 et 4 présentent des détails suivants: Le long de la crête de Roztocze, entre Brzuchowice et Szołomyja, se trouve un rempart sableux. L'épaisseur de sables qui forment ce rempart atteint 30—40 m. La forme accumulative ci-nommée se trouve sur la place d'une dépression longitudinale du sous-sol crétacique; la profondeur de cette dépression est quand même moindre, (5—20 m) que la puissance de sables tortoniens qui la comblent. Dans la région entre Hołosko Wielkie et Grzybowice l'épaisseur de sables diminue fortement vers le NE dans la direction des élévations crétaciques de Michałowszczyzna et Czarna Góra. Le versant SW de notre rempart s'abaisse distinctement vers la zone Wulka—Zubrza—Stare Sioło, où les sables en question sont développés d'une manière beaucoup plus faible. L'épaisseur de l'étage inférieur du Tortonien y est réduite, le plus souvent elle ne surpasse pas 10 m et varie entre quelques mètres et 20 mètres. L'épaisseur des sables y est encore moindre, parfois ils disparaissent complètement. Au SE de Szołomyja, là, où le rempart sableux disparait vers le SE, on voit se former quatre différents centres de sédimentation intense. Ces centres de sédimentation maximale correspondent aux centres de puissance maximale du Tortonien (carte No. 2).

Un fort remblai de sables tortoniens inférieurs (70 m)

s'est formé sur la pente d'une colline, bâtie du Crétacé, au SE de la culmination de Chom (carte No. 4, I). Des masses de sables tortoniens inférieurs encore plus épaisses (90 m) recouvrent les versants d'une culmination crétacique, qui forme le soubassement de la crête dite Kruhlek (440 m) (carte No. 4, II). Les sables déposés dans la dépression crétacique de Podmonasterz (carte No. 4, VI), atteignent la puissance assez grande de 60 m. Un quatrième bassin de sédimentation de caractère locale longe les bords du ruisseau Dawidówka, aux environs de Chlebowice et au N de ce village (carte No. 4, III). L'épaisseur de l'étage du Tortonien inférieur et de couches de sables y est à peu près la même que dans le bassin précédent (50 m).

Les sables tortoniens inférieurs font défaut sur les faîtes des culminations de Chom et Kruhlek? La couche à *Ervilia pusilla* y recouvre seulement les calcaires à Litothamnium, dont l'épaisseur est de quelques mètres environ. Une reduction pareille mais pas si fortement pronocée de l'épaisseur du Tortonien inférieur est à observer dans la zone des culminations crétaciques qui sépare le bassin de Chlebowice de celui de Podmonasterz (carte No. 4, V). Les dépôts du Tortonien inférieur sont également peu développés sur la crête de Bóbrka—Mikołajów (carte No. 4, VIII—VIII).

Ils y sont représentés presque exclusivement par des calcaires à Litothamnium (niveau moyen). Des grandes masses de sables inférieurs puissement développés se sont déposées par contre au SW de la crête ci-nommée, comme le démontrent les levés de W. T e i s s e y r e [15] et récemment les travaux de Z. P a z d r o [12, 13].

Il faut nommer encore une large vallée de direction méridionale qui, passant par Bóbrka, aboutit dans le bassin supérieur du Bug au Nord de Mostyszcze (carte No. 4, VI—VI). La vallée en question forme une limite naturelle entre deux régions différentes: celle du Roztocze méridional et celle des montagnes nommées Gołogóry. Le contact du Crétacé et du Tortonien s'y trouve beaucoup plus bas que dans les régions avoisinantes à l'Est et à l'Ouest. Les sables du Tortonien inférieur y affleurent au niveau de 285 m, ils sont recouverts par des calcaires à Litothamnium et par le calcaire à *Ervilia pusilla* de plus d'un mètre de puissance. Il

est à remarquer que les dépôts du Tortonien, et particulièrement l'étage inférieur sont faiblement développés dans la vallée en question. L'épaisseur de l'étage inférieur n'y atteint pas 20 m, tandis que sur les versants de la vallée, où la Crétacé monte jusqu'à 300—330 m , les dépôts en question se sont beaucoup mieux développés (voir la carte No. 8).

La comparaison de la carte No. 4 avec une carte de la surface sous-tortonienne [voir 14] démontre, que le relief paléogénique jouait un grand rôle dans la déposition de sables du Tortonien inférieur. Nous avons connu précédemment quelques détails de ce rapport. C'est donc la règle, que les masses les plus importantes des sables de l'étage ci-nommé s'accumulaient dans les cuvettes et sur les versants des culminations crétaciques, en choisissant les places protégés de courants marins. Sur les faîtes et sur les culminations du relief paléogénique les couches des sables sont réduites, ou bien elles disparaissent complètement. Les récifs de Litothamnium y peuvent, par contre, être beaucoup mieux développés.

Les phénomènes ci-décrits ont été déjà observés plusieurs fois. Z. P a z d r o les a mentionné dernièrement dans une étude sur la région dite Opole Małe [13].

L'emplacement de masses de sables dans la région en question ne dépend pas seulement du relief de la surface crétacique, mais aussi d'autres facteurs paléogéographiques. Cette conclusion est évidente, lorsqu'on compare, d'une manière détaillée, les épaisseurs des sables tortoniens inférieurs avec le relief de la surface crétacique aux environs de Lwów.

L'influence des facteurs paléogéographiques qui agissaient sur les processus de sédimentation simultanément avec la structure du relief paléogène, peut être étudiée le long de la faîte du Roztocze méridional, entre Brzuchowice et Szołomyja. On y observe un rempart sableux, déjà mentionné, qui s'est formé entre la déposition de calcaires à Litothamnium inférieurs et moyens. L'auteur suppose, que ce remblai est dû à l'activité de courants marins littoraux, qui en longeant l'axe du Roztocze méridional transportaient du NW vers le SE les matériaux, provenants de deltas fluviaux.

La conception de l'auteur se trouve confirmée par la

présence d'une stratification diagonale dans les sables de l'étage du Tortonien supérieur. Cette stratification montre aux environs de Lwów des pendages faibles (3^0—30^0), dirigés surtout vers le SE, vers le S ou vers le SW. Cette divergence de pendages peut être expliquée aisément par des déviations des eaux du courant, qui déposaient les sables en question.

Ces déviations résultaient de l'influence des facteurs locaux. La direction principale (NW—SE) se trouvait abandonnée le plus souvent par les eaux bordières du courant, qui dérivaient vers les versants du remblai croissant. La partie NE du dit remblai a été détruite par les confluents du Bug. La partie culminante et le versant SW, drainé par le Dniestr, s'est la région, où dominent les pendages vers le SE, vers le S et vers le SW.

Spis przytoczonej literatury.
Ouvrages consultés.

1. J. Czarnocki: O ważniejszych zagadnieniach stratygrafji i paleografji polskiego tortonu. (Die wichtigsten stratigraphischen und paläogeographischen Probleme des polnischen Tortons). Sprawozd. P. I. G. T. VIII, z. 2. Warszawa, 1935. Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. VIII, livr. 2. Warszawa, 1935. — 2. W. Friedberg: Utwory mioceńskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski. Cz. II. (Miocän in Europa und die jetzigen Versuche der Einteilung des Miocäns von Polen. Teil II. Kosmos, R. XXXVII, Lwów, 1912. — 3. W. Friedberg: Przyczynki do znajomości miocenu Polski. (Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Polen). Rocznik P. T. G. T. XII, str. 66—105. Kraków, 1936. Annales d. la Soc. Géol. de Pologne. T. XII. Kraków, 1936. — 4. A. Jahn: Próba wyjaśnienia kilku form w zachodniej części północnej krawędzi Podola. (About analysis of some relief forms occurring in the western part of the Northern Margin of Podolia). Kosmos. T. LXI, z. 1, pag. 103, Lwów, 1936. — 5. A. Jahn: Zdjęcie morfologiczne północnej krawędzi Podola i jej przedpola między potokami Kocurowskim i Pohoryleckim. (Morphological survey of the northern Podolian margin and its foreground between the Kocurowski and Pohorylecki Stream). Kosmos. T. LXII, z. 4, pag. 549, Lwów, 1937. — 6. A. M. Łomnicki: Przyczynek do geologji Lwowa. Nowa odkrywka gipsu pode Lwowem. Kosmos. T. XVI, pag. 301. Lwów, 1891. — 7. A. M. Łomnicki: Przyczynek do geologji okolic Lwowa II. Wapień słodkowodny w Zubrzy. Kosmos, T. XVIII, pag. 335, Lwów, 1893. — 8. A. M. Łomnicki: Ślady mioceńskiej fauny lądowej pode Lwowem. Kosmos. XIX, pag. 471. Lwów, 1894. — 9. A. M. Łomnicki: Atlas Geologiczny Galicyi. Z. 19. Część I. Geologia Lwowa i okolicy. Wydawn. Kom. Fizjogr. Akad. Um. Kraków, 1897. — 10. A. M. Łomnicki:

Wiadomość tymczasowa o prasarmackiej faunie w miocenie lwowskim. Kosmos. T. XXXI. Lwów, 1906. — 11. J. N o w a k: Bauelemente und Entwicklungsphasen des Bug-Tieflandes. Mitteil. d. Geol. Geselsch. in Wien. Bd. VII, pag. 235. — 12. Z. P a z d r o: O strukturze tektonicznej Opola Małego. Przemysł Naftowy. 1936, z. 7. — 13. Z. P a z d r o: Odczyt wygłoszony na posiedzeniu Towarzystwa Geologicznego w roku 1936 we Lwowie. — 14. H. T e i s s e y r e: Podtortońska powierzchnia kredy w okolicach Lwowa. (La surface sous-tortonienne du Crétacé dans les environs de Lwów). Sprawozd. P. I. G. T. VIII, z. 1. Warszawa, 1934. Bull. du Serv. Géol. de Pologne. Vol. VIII, livr. 1. Warszawa, 1934. — 15. W. T e i s s e y r e: Atlas Geologiczny Galicyi. Z. 22, sekcja Bóbrka Mikołajów. Wydawn. Komis. Fizjogr. Akad. Um. w Krakowie.

Objaśnienia do rysunków.

Explication des figures.

Rys. 1.

P r z y k ł a d z a b u r z e ń w t o r t o n i e g ó r n y m o k o l i c L w o w a (Grzybowice).

(Un exemple de perturbations des couches du Tortonien supérieur aux environs de Lwów).

I—V = t o r t o n d o l n y (T o r t o n i e n i n f é r i e u r).

I = piaski białe (sables blancs).
II = wapień litotamniowy (calcaire à Litothamnium).
III = piasek glaukonitowy (sable à glaukonite).
IV = piaskowiec ostrygowy (grès à *Ostrea leopolitana).*
V = piaskowiec muszlowy (grès avec des coquilles).

VI—VIII = g ó r n y t o r t o n (T o r t o n i e n s u p é r i e u r).

VI = warstwa erwiliowa (couche à *Erwilia pusilla).*
VII = zielone piaski glaukonitowe (sables verts à glaukonie).
VIII = strefa zaburzona (zone perturbée).
1 = bentonity (montmorillonity) (montmorillonite).
2 = brekcja wapienna (brèche calcaire).
3 = piaski żółte (sables jaunes).
4 = piaski białe z okruchami wapieni porowatych i piaskowców (sables blancs avec des débris des calcaires poreux et des grès).
5 = piaski białe (sables blancs).
6 = piaski brunatne (sables bruns).
7 = piaski zielone (sables verts).
8 = piaski żółte i brunatne cienko warstwowane (sables jaunes et bruns en bandes minces).

IX—XII = czwartorzęd (Quaternaire).

IX = piaski żelaziste (sables ferrugineux).
X = gliny i piaski cienkowarstwowane (argiles et sables en bandes minces).
XI = gliny siwe z konkrecjami żelazistymi (argiles bleuâtres).
XII = lees (loess).

Rys. 2.

Mapa przybliżonych miąższości tortonu na Roztoczu południowym.

(La carte des épaisseurs du Tortonien aux environs de Lwów, Roztocze méridional).

1 = granica kredy i tortonu (limite du Crétacé et du Tortonien).
2 = grubość tortonu 20 do 40 m (épaisseur du Tortonien 20—40 m).
3 = „ „ 40 do 60 m („ „ „ 40—60 m).
4 = „ „ 60 do 80 m („ „ „ 60—80 m).
5 = „ „ 80 do 100 m i więcej (épaisseur du Tortonien 80—100 m et plus que 100 m).

Rys. 3.

Mapa przybliżonych miąższości piętra poderwiliowego na południowym Roztoczu.

(Les épaisseurs du Tortonien inférieur aux environs de Lwów).

Cyfry rzymskie oznaczają miąższości piętra poderwiliowego w metrach. Linie równych miąższości co 10 m.

I = maksimum na SE od Chomu (maximum au SE de Chom).
II = „ na N od góry Kruhlek (maximum au N de Kruhlek).
III = „ w okolicy Chlebowic (maximum aux environs de Chlebowice).
IV = „ w Podmonasterzu (maximum aux environs de Podmonasterz).
V = minimum Wołoszczyzna Podmonasterz (minimum Wołoszczyzna—Podmonasterz).
VI = „ Bóbrka—Mostyszcze (minimum Bóbrka—Mostyszcze).
VII = „ Wulka—Zubrza—Stare Sioło (minimum Wulka—Zubrza—Stare Sioło).
VIII = grzbiet Bóbrka—Mikołajów (la crête Bóbrka—Mikołajów).

Rys. 4.

Mapa przybliżonych miąższości piasków dolnotortońskich na Roztoczu południowym.

(Les épaisseurs de sables du Tortonien inférieur aux environs de Lwów).

Objaśnienia jak na rys. Nr. 3 (explication voir esq. 3).

Rys. 5.

Przykład przekątnego warstwowania piasków dolno-tortońskich w okolicy Lwowa.
(Un exemple de la stratification diagonale dans les sables du Tortonien inférieur aux environs de Lwów).

1 = średnia ławica litotamniowa (calcaire à Litothamnium moyen).
2 = ławice piasków pierwszorzędne (les bancs de sable principaux).
3 = warstewki przekątne drugorzędne (stratification diagonale des bancs principaux).
4 = piaskowce (grès).
5 = dolna ławica litotamniowa (calcaire à Litothamnium inférieur).

Rys. 6.

Przykład powierzchni erozyjnej wśród piasków dolnotortońskich okolicy Lwowa.
(Un exemple d'érosion sous-marine? dans les sables du Tortonien inférieur).

a = powierzchnia erozyjna podmorska? (la surface d'érosion sous-marine?)

I = piaski białe gruboziarniste z otoczakami krzemieni (sables blancs).
II = piaski drobnoziarniste zielonawe, glaukonitowe (sables à grain fin et à glaukonie).
III = bentonity (montmorillonity) (Bentonite, montmorillonite).
IV = piaski drobnoziarniste zielonawe i żółtawe, glaukonitowe (sables à grain fin, verdâtres et jaunâtres).

Rys. 7.

Przekrój poprzeczny przez południowo-zachodni skłon Roztocza we Lwowie — przekrój Pohulanka—Snopków.
(Coupe transversale du versant SW de Roztocze à Lwów — coupe Pohulanka—Snopków).

1) = lessy (loess).
2) = piaski górno-tortońskie (sables du Tortonien supérieur).
3) = wapienie porowate (torton górny) (calcaires poreux, Tortonien supérieur).
4) = średnia ławica litotamniowa (calcaires à Litothamnium moyens).
5) = piaski ze Zniesienia (sables de Zniesienie).
6) = piaskowce (grès).
7) = ławica litotamniowa dolna (calcaires à Litothamnium inférieurs).
8) = margle senońskie (marnes sénoniens).

Cyfry zamieszczone w profilu oznaczają stopnie zapadu przekątniego warstwowania ku SW.

(Les chiffres insérés dans le profil correspondent aux pendages diagonaux vers le SW).

Rys. 8.

Podtortońska powierzchnia kredy i miąższości piasków dolno-tortońskich w okolicy góry Chom.

(La surface sous-tortonienne du Crétacé, et les épaisseurs des sables du Tortonien aux environs de la colline dite Chom).

1 = warstwice powierzchni kredowej (isohypses de la surface du Crétacé).
2 = linie równych miąższości piasków dolno-tortońskich (courbes d'épaisseur des sables du Tortonien inférieur).

Jan Nowak.

Dniestr a gipsy tortońskie.

Der Dniestr Fluss und die tortonen Gipse.

(Z 5 rycinami — mit 5 Fig.).

Od przeszło trzydziestu lat pojawiają się u nas prace syntetyczne, poruszające bliżej lub dalej zagadnienie gipsów przypodolskich. I tak W. Łoziński podał w r. 1907 rozmieszczenie zjawisk krasowych na naszym Podolu [1]), pozostające między innymi w związku z tamtejszymi gipsami. Występowanie gipsów podaje mapka w „Solnictwie" Windakiewicza (1927, III, str. 44), jak i „Mapa bogactw kopalnych Rzpltej Polskiej" [2]). Z nowszych prac tyczących się morfogenezy Podkarpackiego synklinorium należy wymienić pracę W. Zycha [3]) z podaniem hipsometrii stropu gipsów, zużytkowaną w ryc. 3, prace J. Czyżewskiego [4]), J. Polańskiego [5]), H. Teisseyre'a [6]), B. Świderskiego [7]), L. Sawickiego [8]). Prace te zawierają bogate spisy literatury.

Za podstawowe trzeba uznać prace dawniejsze W. Teisseyre'a [9]), E. Romera [10]), W. Friedberga [11]). W r. 1913 ogłosił J. Rychlicki [12]) pracę o hipsometrycznym rozmieszczeniu gipsów na SW krawędzi płyty podolskiej (tu spis literatury przedmiotu 1852—1912). Na mapkach dołączonych do tych prac, zwłaszcza Łozińskiego, Friedberga i Rychlickiego można zauważyć,

[1]) Jahrbuch d. Geol. R.-A. Wiedeń. [2]) Państw. Inst. Geol. 1931. [3]) Prace P. I. G. T. II. 1927. [4]) Prace Geogr. E. Romera X, 1928, XII, 1931. [5]) Zbirnyk mat.-pryr.-lik. sekc. Tow. Szewczenki. [6]) Sprawozdania P. I. G. 1932. [7]) Rocznik P. T. G. 1932, Przegląd Geograf. 1934. [8]) Rocznik P. T. G. 1932. [9]) Atlas Geol. Gal. tekst zesz. VIII, Beiträge z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ungarns. 1903. [10]) Kosmos 1906. [11]) Kosmos 1911, 1912. [12]) Tamże 1913.

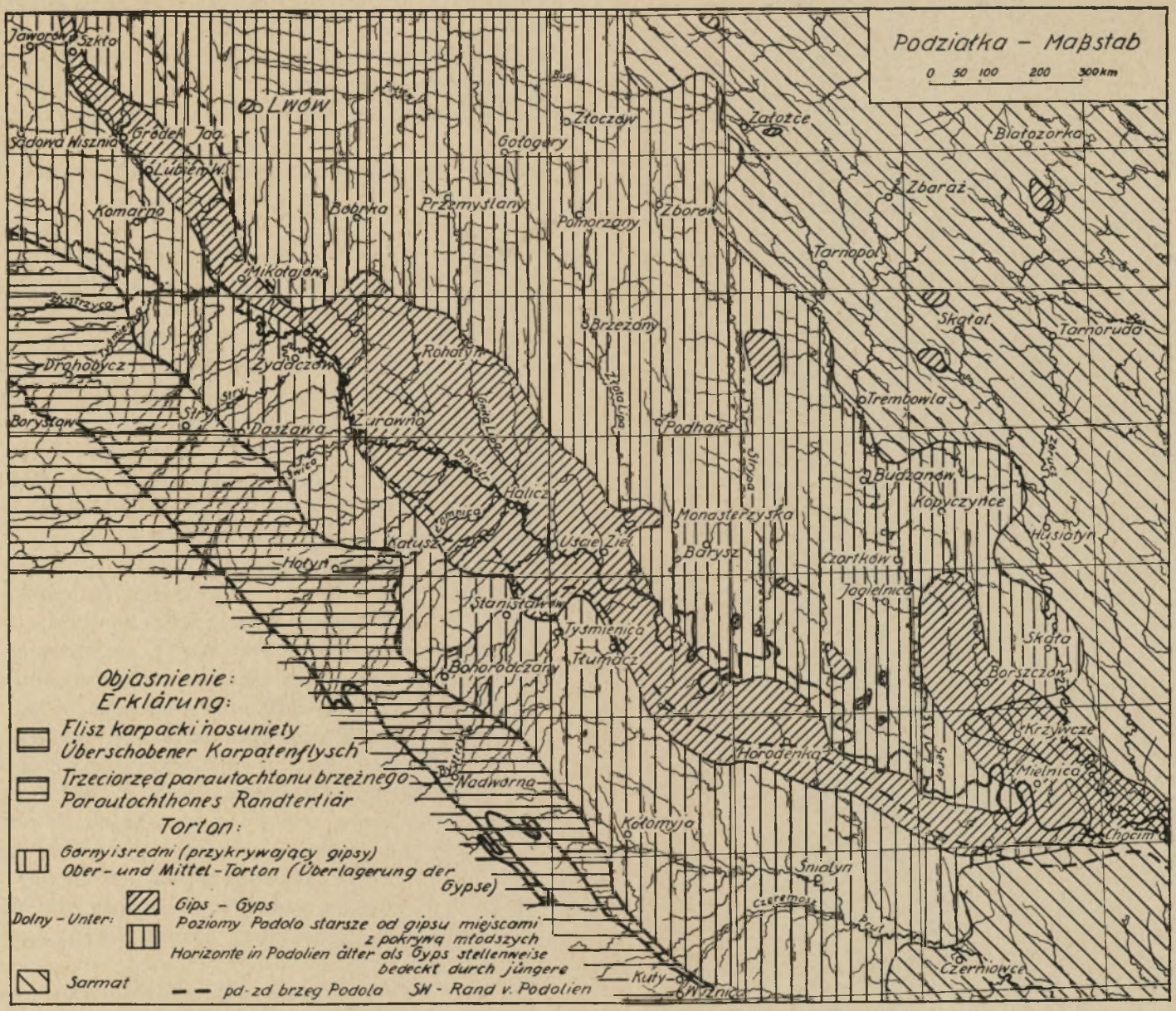
że pominąwszy gniazda gipsów rozrzuconych na SE części naszego Podola, gipsy obrzeżają SW krańce wyżyny podolskiej pasem ciągnącym się od okolic Gródka Jag. na NW aż do Chocimia i Żwańca na SE [13]). Widać też, że Dniestr wszedłszy na ten pas w okolicy ujścia Szczerka na W od Mikołajowa nie opuszcza go właściwie na całej długości 230 km tej części swego biegu, powtarzając nawet jego łukowate wygięcie części południowo wschodniej.

Otóż chodzi o to, czy ta ścisła zbieżność Dniestru z pasem odsłonięć gipsowych na tak znacznej długości jest czysto przypadkową, czy też mamy do czynienia z dwoma zjawiskami pozostającymi ze sobą w związku przyczynowym.

Poniżej podaję mapkę przypodolskiego pasa gipsowego ryc. 1, t. j. tej części obszaru zajętego przez utwory tortonu, w której poziom gipsowy tortonu wychodzi na powierzchnię. Mapa w części przypodolskiej opiera się na mapach Atlasu Geol. Gal., w części przykarpackiej ponadto i przede wszystkim na pracach będących wynikiem działalności geologicznej Twa „Pionier". Oczywistość umiejscowienia się doliny Dniestru na obszarze wychodzenia na powierzchnię tortońskiego poziomu gipsowego jest względem bardzo silnie przemawiającym za tym, iż chodzi tu o związki natury genetycznej. Niemniej jednak zdaję sobie sprawę z tego, że naukowe odtworzenie przebiegu wszystkich procesów, które doprowadziły do dzisiejszego spółżycia Dniestru z pasem gipsowym, nie wydaje się przy dzisiejszym stanie badań możliwe. W badaniach, któreby tu były konieczne, musiałby być położony silny nacisk na cały szereg zagadnień chronologicznych, sedymentacji chemicznej, diagenezy osadów, hydrologii, zarówno wód podziemnych jak powierzchniowych, wreszcie klimatycznych i tektonicznych. Podnoszę z naciskiem, że żaden z powyższych składników zagadnienia nie może być pominięty, gdyż wszystkie one w rozwoju zjawiska współdziałały.

Liczne badania metodami geologicznymi i geograficznymi i rozważania na temat stosunków genetycznych doliny Dniestru pozostawiły zagadnienie stosunku tej doliny do faktu położenia jej w pasie gipsowym poza nawiasem. Mi-

[13]) Por. też: G. Macovei si I. Atanasiu w Anuarul I. G. al Romaniei 1931.



Ryc. 1.

Sytuacja pasa gipsów przypodolskich (Die Situation der subpodolischen Gipse).

mo że — jak wspomniałem — dla rozstrzygnięcia tego zagadnienia trzeba jeszcze wielu nowych badań terenowych, zdecydowałem się podjąć zagadnienie, by na nie zwrócić uwagę przez przygotowanie lub zestawienie niektórych materiałów geologicznych, będących zdobyczą nowszych czasów i mogących rozjaśnić niejedną stronę naszego problemu.

1. Znaczenie stratygrafii i porządku niektórych zdarzeń geodynamicznych.

Zanim przystąpię do omawiania stosunków stratygraficznych, o ile one w naszym zagadnieniu odgrywają rolę, pragnę sobie ułatwić zadanie, stwarzając umowną terminologię dla określenia pewnych pojęć, powtarzających się często w ciągu pracy. Utwory naszego morskiego miocenu leżą w formie naogół wklęsłej — a więc synklinalnej. Ponieważ forma ta jest tektonicznie złożona, poligeniczna, więc odpowiada jej lepiej nazwa s y n k l i n o r i u m niż synkliny, zwłaszcza, że występują w niej drugorzędne formy o charakterze antyklinalnym. Jednakże synklinorium to posiada jeszcze pewne szczególne znamiona. Przypomina mianowicie w najogólniejszych zarysach budowę t a l e r z a. To znaczy, na zewnątrz jest, jak gdyby płaska — lekkowklęsła k r e z a talerzowa, a ku wnętrzu przechodzi ona, często z pewnym załamaniem, pewną mniej więcej wyraźną krawędzią, w silniej wgłębioną c z a s z ę talerzową. Do k r e z y należy na N część antyklinorium krakowskiego, przykrytego miocenem morskim, synklinorium Nidy, S część antyklinorium Świętokrzyskiego, S część Wołynia i Podola, a na południu części Karpat zachodnich, na które wkracza torton. Torton na obszarach k r e z y posiada facje nerytyczne, płytkomorskie, przybrzeżne, szybko zmienne, w sensie zarówno poziomym, jak pionowym. Do c z a s z y należy całe wnętrze obramowane krezą, wypełnione utworami hemipelagicznymi, morza głębszego, odleglejszego od lądu [1]).

Będziemy więc mówili o utworach k r e z y synklinorium i jego c z a s z y. Nazw tych nie mam zamiaru narzu-

[1]) Porów. W. T e i s s e y r e w Verhandlungen d. Geol. R.-A. 1903 str. 304.

cać lub uogólniać. Uważam je tu za prowizorium ułatwiające mi przedstawienie stosunków w tym konkretnym przypadku [1]).

Stratygrafia naszego miocenu znaduje się obecnie w ogniu polemik dyskusyjnych. Tylko sprawa helwetu, przynajmniej na Podolu, jest ustalona. Bezspornie zalicza się do helwetu na krezie podolskiej, morskie, t. zw. warstwy oncophorowe, sięgające w dolinie Strypy ku N aż po Buczacz, a może i leżące na nich warstwy słodkowodne. Natomiast synchronizacja i następstwo poziomów i odmian facjalnych tortonu nadległego jest przedmiotem sporu między J. Czarnockim i K. Kowalewskim z jednej strony a W. Friedbergiem z drugiej. W niniejszym artykule opieram się zasadniczo na poglądach stworzonych lub ugruntowanych przez W. Friedberga, gdyż — jak sądzę — w ich ramach dadzą się zmieścić spostrzenia i wyniki badań Czarnockiego i Kowalewskiego, nie kwestionowane rzeczowo przez Friedberga.

Z badań dotychczasowych wiemy, że zalew helwecki (pierwszy mioceński, — krótko: I na krezie podolskiej wysładza się ku górze a opisane przez M. Łomnickiego utwory słodkowodne są konsekwencją tego faktu. Zalew morski helwecki (I) poza wymienionym wyżej wystąpieniem na Podolskiej krezie posiada prawdopodobnie swój ekwiwalent w czaszy podkarpackiej, na co na razie brak potwierdzeń paleontologicznych u nas, o czym jednak można wnioskować z pojawiania się warstw oncophorowych w Morawach i Bawarii.

Następny, drugi zalew mioceński (II), dolnotortoński, obejmuje na krezie podolskiej wiele wydzielonych poziomów i odmian facjalnych typu nerytycznego, a zaczynający się najczęściej piaszczystymi lub marglisto piaszczystymi warstwami baranowskimi, zawiera także wapienie

[1]) Nazwa „zapadlisko“ używana na określenie tego, co tu nazywam „czaszą“, nie godzi się z faktem, że istotne zapadanie tego obszaru odbywało się w czasie istnienia tu morza. Od chwili, gdy morze zaczyna ustępować aż po dzień dzisiejszy, odbywa się tu tylko proces odwrotny do zapadania, t. j. podnoszenie. Wprowadzone pojęcia „czasza“ i „kreza“ określają tylko dające się wykazać różnice form bez przesądzania sposobu ich powstania.

litotamniowe i litotamniowo mszywiołowe (świerzkowickie), t. zw. warstwy wybudowskie, pomorzańsko złoczowskie, dryszczowskie; na miejscach wyniesionych krezy panują tu jednak z reguły wapienie litotamniowe, gdy w czaszy znajdujemy tu najczęściej osady pelityczne, jak iły, iły margliste, nie rzadko złupkowane, mające rzadziej i tylko od brzegów krezy jeszcze wtrącenia utworów piaszczystych, złożonych najczęściej u ujść potoków wpadających do morza. Hemipelagiczne te utwory równoważą stratygraficznie powyższą grupę nerytyczną krezy podolskiej. Zalew ten (II) wkracza również na już sfałdowaną krezę Karpat zachodnich, zapewne w znacznie poważniejszych rozmiarach niż zachowane jego ślady (Rzeszów, Zgłobice, Niskowa, Grudna Dolna, Podegrodzie, Żegocina, Iwkowa, Szaflary i t. d..

Ponad litotamniami na wysokich miejscach krezy (ponad 350 m, R y c h l i c k i 1913) i ponad utworami ilastymi, marglistymi i piaszczystymi miejsc niższych, a wreszcie w czaszy, ponad utworami ilastymi — występują g i p s y. Sprawa nie jest tu jednak prosta. Tam, gdzie są litotamnia i gipsy, ostatnie leżą na pierwszych, lub co najmniej są z nimi równoczesne (T e i s s e y r e W. l. c. 1900, str. 258, Ł o m n i c k i M. Atl. Geol. Gal. IX, str. 110 za B i e n i a s z e m). W innych miejscach, a zwłaszcza na t. zw. Podniestrzu W. T e i s s e y r e'a gipsy spoczywają na warstwach baranowskich, bez serii poziomów występujących normalnie między warstwami baranowskimi a litotamniami. I to jest w tej chwili jedna z trudności w stratygrafii tortonu leżącego na „Podniestrzu" i częściach Pokucia. Nie można jej rozstrzygnąć bez nowych zdjęć. Tymczasem musimy się zadowolić następującymi stwierdzeniami.

Gips jest jednym z ogniw sedymentacji chemicznej, która się odbywała częściowo jeszcze w czasie osadzania się litotamniów (średnich wedle klasyfikacji Ł o m n i c k i e g o M., górnych, wedle T e i s s e y r e'a W.), głównie jednakże po ich osadzeniu. Zobaczymy, że ze wszystkich mniejszych i większych transgresyj górnomioceńskich, jedynie omówiona II, czyli dolnotortońska k o ń c z y s i ę s e d y m e n t a c j ą c h e m i c z n ą — sól kamienna — sole potasowe. Występywanie w tym poziomie skamielin morskich w Wieliczce, głównie w t. zw. soli spiżowej, charakterystycz-

nych wedle Friedberga dla dolnego tortonu, świadczy o przynależności cyklu sedymentacji chemicznej do dolnego tortonu. Sedymentacja ta odbywała się w głównych zarysach wedle porządku rozpuszczalności, ustalonego klasycznymi badaniami Usiglia: $CaSO_4 2H_2O$, NaCl, zaburzanego sporadycznymi dopływami wód słodkich lub rozcieńczonych. R. Zuber podnosi [1]), że sole potasowe i magnezjowe (Morszyn—Kałusz), jak wykazał J. Walther nie mogły inaczej powstać jak w wysychających jeziorach, będących resztkami owego morza, w warunkach pustynnych.

Jeżeli już według Usiglia dla osadzenia się gipsu potrzeba wyparowania 970 części wagowych wody na 1000 a do wydzielenia się soli kamiennej aż 984 cz. wag. (gips osadza się według Clarke'a przy c. w. roztworu 1,2570, sól, 1,2138—1,3069), to oczywiście musiałoby dojść do wyparowania prawie zupełnego (Friedberg 1912). Jednakże musimy sobie uprzytomnić, że proces ten nie odbywał się u nas w przyrodzie tak, jak w doświadczeniu laboratoryjnym. Musiało tu dochodzić do rozcieńczań przez wody może opadowe a może normalnej wody morskiej lub wód rzecznych, a słoność nie była tu jednostajna, lecz — jak zwykle w takich wypadkach — woda była heterohaliczna, a w szczególności katohaliczna (słoność wzrasta ku dołowi), lub może dichohaliczna, gdzie po rozcieńczeniu na górze następuje zagęszczenie na dole. Każdym razem po przekroczeniu stanu nasycenia następowało osadzanie się gipsu, względnie soli.

Miąższości gipsów są u nas bardzo znaczne a przestrzenie przez nie zajęte stosunkowo bardzo duże. Miąższość ta wynosi na Podolu wedle Altha 35—40 m, w Miłowaniu (Pałahicze N) [2]) — 46 m, Wownia I [3]) — 35 m, Bujanów [4]) — 33 m, Huculi w Wierzbowcu — 100 m, Śląsk, 50—100 m i t. d. Wydaje się, że bez zasilania przez dłuższy czas dopływającą wodą morską o normalnym zasoleniu, czyli po odparowaniu zalewu tylko jednorazowego, pozatym nieuzupełnianego nie

[1]) Kosmos 1904, str. 422.

[2]) Morawiecki w Posiedz. Nauk. P. I. G. 30, 1931.

[3]) Komunikaty „Pioniera".

[4]) Kamieński M. i Gawliński M. Geolog. wyniki wierceń w okolic. Żurawna, Lwów 1934.

możnaby osiągnąć tak znacznych ilości gipsu. Stosunki w kopalniach soli (Wieliczka, Bochnia, Kałusz), gdzie osady chemiczne są wyraźnie warstwowane, świadczą o zmienności koncentracji zasolenia w związku z przebiegiem zjawisk klimatycznych. Sprawa końcowych ogniw cyklu chemicznego schodzi tu na plan dalszy, gdy na pierwszy wysuwa się podkreślenie, iż całość cyklu jest zjawiskiem przede wszystkim k l i m a t y c z n y m. Chodzi tu o klimat, w którym istnieje przewaga parowania nad — wyrażając się najogólniej — procesem uzupełniania wód w basenie, skądkolwiek by one pochodziły; czy będą to wody opadowe, czy doprowadzane przez rzeki, czy dopływające jakimś mniej lub więcej utrudnionym przejściem z większego zbiornika morskiego. Klimat tego rodzaju nie jest zjawiskiem lokalnym, odnoszącym się do jakiegoś małego obszaru lecz zjawiskiem regionalnym. Więc nasze synklinorium Podkarpackie, połączone z basenem śródziemnomorskim (Tetys) dostaje się w czasie II z kolei zalewu mioceńskiego, czyli wedle F r i e d b e r g a w dolnym tortonie (opolian) w obręb klimatu o znamionach pustynnych w tym sensie, że istnieje tu przewaga parowania nad uzupełnianiem się wód, która może doprowadzić w końcu do zupełnego wyparowania wód. Tą drogą dochodzi do osadzenia się cyklu chemicznego gips — sole [1]).

Odnośnie do nomenklatury paleogeograficznej muszę nadmienić, że dawnym zwyczajem, dla określenia obszaru naszego miocenu morskiego używam dotąd nazwy „podkarpacki". Nazwy tej nie można uważać za najlepszą. Wszakże znaczna część tego zalewu sięga daleko w Karpaty aż po Nowy Targ (F r i e d b e r g), przekracza więc wszystkie jednostki tektoniczne karpackie wyższego rzędu, należy więc integralnie do inwentarza stratygraficznego Karpat (wyżej: kreza karpacka) i nie może mieć nazwy, w której wyczuwa się przeciwstawienie w stosunku do Karpat. Stąd też nazwę L a s k a r e w a: P a r a t e t y d y m i o c e ń k i e j (Belgrad 1924) dla naszego miocenu morskiego trzeba uznać za właściwszą, zważywszy wspomniany wyżej stosunek jego do Tetydy.

[1]) Por. też wywody W. Ł o z i ń s k i e g o w Verhandlungen d. Geol. Reichs.-Anst. 1905 str. 93.

Obszary wydzielenia się halitu są d z i ś znacznie mniejsze niż te, na których osadziły się gipsy. Są to na Śląsku okolice Żor, w czaszy Podkarpacia zachodniego okolice Wieliczki i Bochni, a choć dalej na wschód od obszaru bocheńskiego aż do okolic Dobromila nie znamy dziś analogicznych wystąpień halitu, nie można jednakże istnienia ich tamże wykluczać. Na E od Dobromila znajdują się one, jak wiadomo, w kilku nasileniach (główne: Stebnik—Morszyn—Kałusz) w czaszy u brzegu Karpat. Wiele jeszcze czeka nas tu zagadek do rozwiązania. Stosunek ilościowy gipsu do soli powinien być jak 1 : 27, gdy w rzeczywistości nie pomylimy się twierdząc, że wygląda on dziś raczej na odwrotny. Tłómaczymy to zwyczajnie w ten sposób, że koncentracja soli w wysychającej Paratetydzie dolno-tortońskiej była zjawiskiem ogólnym w czasie osadzania się ogniwa gipsowego. W ten sposób gipsy osadzają się zasadniczo w obszarze czaszy, wychodząc z niej stosunkowo nie wiele w głębsze obszary krezy. Obszar zajęty przez sedymentację gipsów oceniamy jako mniejszy niż połowa tego, który uległ zalaniu na początku II zalewu mioceńskiego (dolnotortońskiego).

Już najdawniejsi badacze, jak A l t h (1838), L e n z (1877), Ł o m n i c k i M. (1880) uważali gipsy podolskie za należące do jednego cyklu sedymentacji chemicznej, wyrażając się językiem dzisiejszym. R e u s s już w r. 1867 zaznaczał, że wielickie utwory solne mogą „jenen Schichten gleichgestellt werden, welche in das Niveau der den Leithakalken angehörigen Tegellagen . . . gehören“ a u H i l b e r a (1882) czytamy że „die grösste Aehnlichkeit mit der Salztonfauna besitzen die Ervilienschichten“. Długoletnie wyczerpujące badania F r i e d b e r g a rozstrzygnęły to zagadnienie bez reszty wykazując, że solne utwory wielickie należą do tortonu dolnego podobnie jak wymienione wyżej utwory dolnotortońskie Podola.

W ten sposób utwory sedymentacji chemicznej wieńczące dolny torton stałyby się stratygraficznym horyzontem przewodnim — gdybyśmy zdołali wykazać, że na obszarze całej naszej części Paratetydy tortońskiej istnieje istotnie tylko jeden poziom sedymentacji chemicznej. Do niedawna była taka teza tylko w sferze przypuszczeń, bardzo prawdo-

podobnych. Obecnie posiadamy dość danych, aby to przypuszczenie uważać za udowodnione.

Na Śląsku prace Michaela (zwłaszcza z 1913 r.) wykazały ponad wszelką wątpliwość, że istnieje tu tylko jeden poziom gipsowo-solny, podścielony przez utwory, których wiek dolnotortoński już w r. 1912 udowodnił Friedberg. Tenże sam badacz udowodnił, że utwory „solonośne" Wieliczki, jak i sama sól jest wieku dolnotortońskiego a nie trudno też wykazać dziś, że trzykrotne powtórzenie znanych zespołów solnych jest natury tektonicznej nie sedymentacyjnej. Na odcinku wschodnim wiercenia ostatnich lat tam, gdzie przebiły cały torton, jak w Wowni i Bujanowie znalazły tylko jeden horyzont anhidrytowo-gipsowy. Na Podolu stwierdzają wszyscy badacze „Atlasu Geologicznego Galicji", że mamy tu tylko jeden poziom gipsowy wieńczący sedymentację dolnotortońską.

Dla celów sprawy, którą się zajmuje niniejszy artykuł ten fakt jest pierwszorzędnej doniosłości. Albowiem osady nerytyczno-litoralne kończą się zasadniczo na krezie Podola, zaś w czaszy synklinorium paratetydzkiego szybko ustępują one miejsca hemipelagicznym iłom. Zatym wszelkie układanie profilów spadku brzegu Podola ku czaszy podkarpackiej było w zasadzie niemożliwe. Dziś wiemy, że te same gipsy rozciągają się na znacznej przestrzeni Podola SW, mamy zatym do dyspozycji precyzyjny poziom przewodni, pozwalający na stwierdzenie pochyłów i orientację stratygraficzną. Poniżej podam kilka profilów, dających się ustalić tym sposobem.

Jeszcze tylko kilka uwag co do samych osadów chemicznych, a przede wszystkim ich stosunku do poziomu litotamniowego. Zarówno na Podolu jak na Pokuciu mamy duże partie czystego gipsu. Wedle H. R. Gärtnera[1]) gips w osadzie chemicznym bez wapienia świadczy o silnym zużyciu węglanu wapnia w sąsiedztwie, gdyż wedle Usiglia sedymentacja chemiczna zaczyna się w zasadzie od $CaCO_3$ jako trudniej rozpuszczalnego od gipsu. Nasuwa to myśl, że bogaty rozwój litotamniów, poprzedzający wydzielanie gipsów albo też miejscami biegnący jakiś czas równolegle

[1]) Jahrbuch d. Preuss. Geolog. L.-A. 1932. str. 665.

z osadzaniem gipsu na krezach podolskiej i karpackiej może znaleźć tą drogą wyjaśnienie. Litotamnia żyjące głównie w klimacie tropikalnym ale sięgające i do umiarkowanego, w strefie litoralnej w głębokościach 25—65 m, schodzące jednak i do 90 m, zawierają w stanie żywym przeszło 65% $CaCO_3$ więc w naszym wypadku korzystają z bogactwa koncentracji wapnia w roztworze, i jest faktem, że nigdy przedtym ani potym w tortonie przy normalnych roztworach nie osiągają tak bujnego rozwoju, jak w okresie sedymentacji gipsów. Nie rozporządzam danymi co do steno- lub euryhaliczności tych glonów. Badania Rothpletza dotyczą ich życia w warunkach wody morskiej o zasoleniu przeciętnym, jakkolwiek podaje on, że w jeziorze Utah znajdują się wapienie z *Gleocapsa* i *Gleotheca*. De Golyer[1]) notuje znalezienie w jednym z pni solnych Teksasu kopalnych glonów. Inna rzecz, że woda u brzegów, i płytka choć dalej od brzegów, gdzie rosły litotamnia nie musiała być bardzo stężona. Wiadomo n. p., że Morze Marmara ma przy powierzchni zasolenie 2,2—2,5%, w 25 m już 2,85%, w 200—300 m 3,81%, gdy niżej, do 1400 m jest stałe zasolenie 3,84% [2]). Morze Martwe ma na powierzchni zasolenie 2,57%, w 20 m 20,7%, w 42 m 24,2% w 120 m 24,5%. Prawdopodobnie zasolenie naszego morza tych czasów przypominało zasolenie Morza Martwego, wydzielającego gips na całej powierzchni dna. Można wspomnieć, że zostały tu znalezione żyjące korale *Stylopora* i *Cariophyllia* Pozatym poruszone zagadnienie stosunku wapieni — przeważnie nulliporowych do analogicznych osadów chemicznych nie jest odosobnione. Wszakże Lotze (1929) stwierdził zazębianie się brzeżnego dolomitu z gipsem wnętrza zagłębia Calatayud w Hiszpanii a gipsy cechsztyńskie S podnóża Harcu mają z brzegu dolomity ze skamielinami i to samo zagadnienie odnosi się do stosunku dolomit—anhidryt w röcie śląskim.

Niedźwiedzki[3]) podaje, że w Wieliczce stosunek $CaSO_4$ do NaCl jest jak 1 :20, z czego wnioskuje, iż odpowiada to stosunkom wody morskiej. Jeżeli jednak weźmie-

[1]) Geol. of Salt Dome Oil Fields, 1926, str. 781.
[2]) Grabau: Principles of stratigr. str. 153.
[3]) Über d. Salzform. von Wieliczka, str. 97, T. I.

my całość naszych gipsów w stosunku do soli kamiennych i potasowych, to otrzymamy na pewne duży niedobór soli kamiennej. Można ten fakt tłómaczyć tym, że w wielu miejscach nie doszło u nas do fazy halitowej, ale nie można też wykluczyć znacznego odsolenia po osadzeniu, zwłaszcza tam, gdzie przykrycie iłem było niedostateczne i może przede wszystkim wobec następnego zalewu morskiego. Sprawa ta stoi jednak nieco dalej od naszego zagadnienia głównego, więc zaznaczę tylko ogólnie, że zarówno pokłady soli jak też zasolenie utworów klastycznych dolnego tortonu utrzymało się zasadniczo tylko w głębi czaszy synklinorium, gdy równoczesne utwory krez zostały przeważnie odsolone, co się odnosi zarówno co do pokładów soli jak wilgoci skalnej w porach. Bez osobnych badań nie podobna też orzec, czy i do jakiego stopnia nasze profile gipsowo solne są zredukowane na skutek odsolenia. Gipsy podolskie i pokuckie są zwykle u dołu drobnoziarniste (t. zw. alabastry) u góry zaś grubokrystaliczne. Te ostatnie pochodzą oczywiście z przekrystalizowania dolnych; nie wiemy, czy nie są one, podobnie jak w profilach mansfeldzkich wyługowane z soli, lub też nie pochodzą ze zmienionych anhidrytów podstawowych, czy formą pierwotną osadzania się był gips, który w strefie oksydacyjnej zmienia się w anhidryt a w strefie hydratyzacyjnej przechodzi znów w gips. Wśród naszych gipsów, nad nimi i w ich poziomie, jest wiele wapieni „nadgipsowych", „ratyńskich", komórkowatych, bez skamielin i ze śladami siarki. Przeważna ich część jest prostym produktem redukcji gipsu — zdaje się — w warunkach moknięcia w wodach stagnujących a komunikujących się z powierzchnią. Powinny one nosić nazwę „pogipsowych". Wiele z takich wystąpień zachowało siarkę rodzimą w paragenezie z niektórymi ze znanych minerałów „czap" gipsowych, jak baryt, celestyn, galena, sfaleryt, piryt i td. (Truskawiec, Swoszowice, Czarkowy, Posądza i in.) Dziś są całe strefy w krainie gipsów, gdzie wody wynoszą roztwór gipsu redukowany przez bakterie (źródła siarczane Czercze k. Rohatyna, Pustomyty, Lubień, Szkło, Niemirów, Horyniec i in.). Ze sprawami tymi jest, jak widać, związany cały szereg zagadnień bardzo różnorodnej natury czekający na rozwiązanie.

Na takież rozwiązanie czeka też właściwie ciekawe zagadnienie t. zw. warstw erwiliowych. Wedle H i l b e r a (1882) nazwę tę nadał D. S t u r warstewkom wapiennym, zlepieńcowym towarzyszącym zwykle gipsom. M. Ł o m n i c k i umieszczał na mapach X. Atl. Geol. Gal. warstwę erwiliową n a d wapieniem litotamniowym (średni), gdy W. T e i s s e y r e (Zesz. VIII) p o d tymiż litotamniami, co potwierdził F r i e d b e r g w r. 1912 [1]) (Beremiany), i znów Ł o m n i c k i na obszarze map zesz. IX (str. 161) n a d litotamniami lub w ś r ó d tychże, gdy J. C z a r n o c k i lokalizuje ją na krezie synklinorium nadnidziańskiego nie tylko nad litotamniami ale nawet w swym „prasarmacie". Przyjmując, że wszystkie te lokaty odnoszą się do jednego i tego samego zjawiska jesteśmy uprawnieni— jak sądzę — do wnioskowania, że chodzi o różne czasowo dla różnych okolic momenty wysłodzenia spowodowane może importami rzecznymi lub prądami morskimi. Nie można tu też przejść do porządku nad opinią H o e r n e s a „dass der wechselnde Salzgehalt in teilweise abgeschlossenen Bekken ähnliche Bildungen auch ohne Aussüsung, ja stellenweise unter Erhöhung des Salzgehaltes bedingen". Tegoż samego zdania jest F r i e d b e r g (1912, str. 361).

Pozostaje do omówienia sprawa bezpośredniego położenia gipsów nad warstwami baranowskimi na t. zw. Podniestrzu. M. Ł o m n i c k i (1880) [2]) przedstawiał gips tych okolic jako równoważący całą serię warstw między warstwami baranowskimi a litotamniami włącznie. T e i s s e y r e W. w r. 1900 stawał na tym samym stanowisku. Jest uderzającym, że żaden z badaczy Naddniestrza nie notuje faktu, by gipsy leżały gdziekolwiek nad warstwami podhajeckimi lub pomorzańsko-złoczowskimi, będącymi międzykładem między w. baranowskimi a litotamniami. To uprawniałoby do wniosku, że w czasie osadzania się owego międzykładu może istnieć luka sedymentacyjna.

Ważniejszy dla nas w tym zagadnieniu jest fakt pozytywny, że gipsy przypodolskie, niezależnie od tego, na czym leżą, tworzą jednolity ciąg utworu jednowiekowego. Jest to

[1]) Kosmos, str. 104
[2]) „Kosmos".

objaw zakończenia sedymentacji dolno-tortońskiej, wydarzeniem sedymentacji chemicznej. Sole wielicko-bocheńskie i t. d. są młodszym ogniwem cyklu tych osadów.

Następne człony miocenu możemy potraktować krótko, jako odgrywające w naszym zagadnieniu stosunkowo mniejszą rolę. Po redukcji mórz II zalewu (dolno-tortońskiego), która w wielu wypadkach była równoznaczną z całkowitym osuszeniem, pojawia się tu znów morze o normalnym zasoleniu, jak — wedle F r i e d b e r g a — o tym świadczy fauna. Jego utwory wkraczają ku S w Karpaty drogą II zalewu, ale leżą na starszych mniej lub więcej niezgodnie. W czaszy synklinorium u stóp Karpat spoczywają one również na utworach II zalewu, które są zwłaszcza u samego brzegu karpackiego silnie sfałdowane. Pas Wieliczka—Bochnia należy niewątpliwie do najsilniej sfałdowanych. W Wieliczce leżą one nad sobą w trzech „grupach", z których co najmniej dwie wyższe tworzą na pewne łuski, oddarte od podłoża i nasunięte na trzecią. W Bochni uległy one pionowemu spiętrzeniu po oddarciu od podłoża. W Krakowie (Łagiewniki) do tego nowego zalewu należą drobnowarstwowane iły margliste, bez złoży gipsu a tylko wtórnymi pięknymi kryształami gipsu blisko kontaktu z gipsem II zalewu. Iły te leżą w wyraźnej transgresji na powyżeranej powierzchni złoża kulistych gipsów. Przechodzą on ku górze w piaski, które ku południowi łączą się z piaskami z Rajska i piaskowcami z Bogucic. Piaski te, to delta rzeki płynącej z Karpat. Poza takimi utworami deltowego pochodzenia są tu, jak w Łagiewnikach, iły drobno warstwowane, ciągnące się wzdłuż brzegu Karpat. Tę fację iłową znamy z opisów N i e d ź w i e d z k i e g o i B u k o w s k i e g o z Grabowca koło Bochni. Fauna tego trzeciego z kolei zalewu mioceńskiego a drugiego tortońskiego nosi charakter dolno-tortoński, a tylko fakt niewątpliwej transgresji na osadach chemicznych i to pofałdowanych w wypadkach wyliczonych wyżej, a poza tym fakt występowania nad osadami chemicznymi nawet tam, gdzie niezgodności wyraźnie nie stwierdzono — utworu będącego produktem osadu morza o zaso-

[1]) Atlas Geolog. G. VIII, str. 258.

leniu normalnym, domaga się osobnego traktowania tego zjawiska.

Przy poprzednim, II zalewie unikałem wyrażenia regresji, gdyż trzebaby wykazać ułożenie regresywne i kierunek cofania się morza. To jest w tej chwili niemożliwe. Jedyną poszlaką może tu być fakt, że na Śląsku, w Wieliczce i Bochni brak ogniwa końcowego sedymentacji chemicznej t. j. soli potasowych i magnezjowych. A ponieważ one znajdują się na wschodzie (Stebnik—Kałusz) możnaby stąd wnioskować o regresji. Lecz dowodem ścisłym to nie jest, skoro ustępowanie wody wysychającej do miejsc głębszych może sprawę dostatecznie wyjaśnić. Osady naszego zagłębia potasowego są również warstwowane, co znów świadczy, że odparowywanie było tu opóźniane dopływami wód w zasadzie zapewne słodkich, ale odsalających swe dorzecza.

Wobec tego trzeba się też poważnie liczyć z możliwością, że owa omawiana III ingresja morska jest silnie związana ze zmianą klimatu, ze skończeniem się pustynno-stepowego epizodu klimatycznego, opanowującego oczywista nie tylko obszary Paratetydy ale i Tetydy. To umożliwia nie tylko powrót wypełnienia morskiego basenu ale i utrzymanie się zalewu. Są to jednakże przypuszczenia, które naukowej pewności zastąpić nie mogą.

I niemniej jest faktem, że w Wieliczce i Bochni ułożenie poziomu bogucicko grabowieckiego jest transgresyjne. Już w Łagiewnikach, przy niezawsze dobrych odkrywkach mogło to ujść uwadze, gdy na Śląsku lub w części pokuckiej synklinorium może się ono nie zaznaczać. Choć M. Ł o m n i c k i [1]) rysuje powierzchnię gipsów t. j. Lwów (Wulka) i Szczerzec z wyraźnymi oznakami erozji, poprzedzającej przykrycie „iłów nadgipsowych". F r i e d b e r g (1910) przedstawił wyraźnie transgresyjne ułożenie iłów łupkowych przykrywających gipsy. Następnie takie same stosunki zauważył w Beremianach [2]) u ujścia Strypy do Dniestru. Sądzę, że baczniejsze zwracanie uwagi na strop gipsów pomnoży znacznie ilość takich punktów.

Mamy zatym jako podstawę rozważań wypadki: 1)

[1]) Kosmos, 1881.

[2]) Kosmos, 1912, str. 103.

gdzie po ukończeniu sedymentacji chemicznej następują duże tektoniczne zaburzenia i wynurzenia, 2) gdzie można zauważyć tylko wynurzenie i erozję i 3) gdzie wyraźnej przerwy sedymentacji po osadzeniu się gipsów badacze nie notują. Musimy zatym lojalnie liczyć się z możliwością, że istnieją obszary, na których po osadzeniu się gipsów morze nie ustąpiło, tylko skończyła się koncentracja soli w wodzie morskiej. Dopływ wody o normalnym zasoleniu uzyskał przewagę nad parowaniem. Skończył się epizod klimatu pustynno-stepowego.

Wyobraźmy sobie, że w pewnym momencie Morze Martwe przechodzi z klimatu pustynno stepowego w klimat wilgotny oraz uzyskuje połączenie z Morzem Śródziemnym przy pewnym wzmożeniu dopływu osadów terrygenicznych, otrzymamy w efekcie osadzanie się na gipsach bez jakiejkolwiek przerwy, iłów z normalną fauną morską.

Przy dzisiejszym stanie badań jest niemożliwe sprawy te ująć ściślej. W zagłębiu wiedeńskim torton kończy się ku górze na poziomie naszych wapieni litotamniowych włącznie, na których w transgresji spoczywa dopiero sarmat. Brak tu zatym naszego poziomu bogucicko-grabowieckiego i następnego, buhłowskiego, o którym będzie niżej mowa. F r i e d b e r g z naciskiem podkreśla fakt, że w piaskowcach bogucickich i w warstwach grabowieckich fauna posiada charakter d o l n o-t o r t o ń s k i i sprzeciwia się tezie J. C z a r n o c k i e g o, jakoby poziom ten był równowiekowym z poziomem następnym, buhłowskim, którego faunę odmienną precyzuje w r. 1933 [1]). Sądzę, że w tych warunkach jest wskazane oddzielenie poziomu bogucicko-grabowieckiego od niższej części tortonu dolnego, kończącego się osadami chemicznymi z pozostawieniem tej ostatniej, nazwy F r i e d b e r g a poziomu o p o l s k i e g o i ustalić go pod nazwą g r a b o w i e c k i e g o, a to z uwagi na fakt, że jego facja piaszczysta (bogucicka, rajska) jest raczej wyjątkiem, gdy facja marglisto ilasta (grabowiecka) spotyka się tu częściej i na większych przestrzeniach.

Z wywodów faunistycznych F r i e d b e r g a wynika, że poziom grabowiecki spotyka się nad gipsami od Śląska

[1]) Rocznik P. T. G.

(Gliwice) przez okolice Krakowa, Wieliczkę, Bochnię, Zgłobice, Gromnik, Horysławice koło Przemysła i dalej ku SE, Kałusz, Myszyn, Dżurów, Chocimierz, Utoropy, Nowosielicę, Rożnów, Mykietyńce, Chomczyn, Trościaniec i t. d. czyli w całej przykarpackiej części czaszy, gdzie gipsy zazwyczaj zapadają najgłębiej. O wkroczeniu na Karpaty poziomu grabowieckiego wspomniałem już wyżej.

Nieco dalej od Karpat wypełnia ten poziom sedno czaszy pod postacią iłów „krakowieckich" leżąc tu również nad gipsami, dalej ku wschodowi, na Pokuciu nazywano go iłami ceritiowymi, pokuckimi, osiągającymi wielkie miąższości. Ku górze następuje wysłodzenie (Myszyn, Dżurów i in.) podobnie jak w Karpatach i na Śląsku (fauny z Sośniczowic, formacja burowęglowa młodsza). Być może, że na Wołyniu Szuszkowce, Hołdy, St. Poczajów wedle Friedberga) zyskuje on również na znaczeniu.

Odnoszę jednak wrażenie, że na resztę krezy podolskiej wkracza dopiero bezpośrednio wyższy poziom — buhłowski. Jednakże sprawy rozmieszczenia szczegółowego, tak poziomu grabowieckiego jak buhłowskiego zostaną ustalone dopiero przez nowe zdjęcia. Dziś można sobie z pewnym prawdopodobieństwem przedstawić, że na północ i wschód od Szczerca i Beremian, po przerwie w czasie której gipsy były już zaatakowane przez erozję i po podsłodzeniu wód zalewu grabowieckiego, wkracza przypuszczalnie na cały obszar wschodni Paratetydy — nowy zalew, buhłowski (IV. z kolei), od strony SE przynosząc ze sobą elementy faunistyczne „prasarmackie". Zostały one zaznaczone przez Laskarewa a sprecyzowane później (1933) dla naszego obszaru przez Friedberga. Na zachód nie posuwa się on wedle Friedberga dalej niż po okolice Tarnowa. Znów ku czaszy synklinorium jest on ilasty (iły „krakowieckie"), ku brzegom marglisto piaszczysty, rzadziej litotamniowy. Jego dość liczne odmiany litologiczne na Podolu podają autorowie Atlasu Geol. Gal. (Alth, Bieniasz, Łomnicki, Teisseyre W.) — jak iły nadgipsowe, iły trzeciorzędne wyższe, warstwy kaizerwaldzkie, wapienie proniatyńskie. Przy dość dużym zróżnicowaniu petrograficznym i zasięgu terytorialnym znaczenie morfoplastyczne tego poziomu jest dość skromne.

Wreszcie tą samą drogą, również od wschodu, wchodzi na E Podola i Wołynia, synkliną wschdnio miodoborską V-ty z kolei zalew — s a r m a c k i, zaznaczony na ryc. 1 osobnym wydzieleniem. Ku zachodowi dociera on wedle K o n t k i e w i c z a, F r i e d b e r g a, K o w a l e w s k i e g o i S a m s o n o w i c z a do SW podnóża antyklinorium świętokrzyskiego, skąd rozciąga się aż do okolic Przemyśla (Chraplice, F r i e d b e r g 1936). Terytorialnie różni się ten zalew od poprzedniego, buhłowskiego tym, że jego wody są ograniczone do zagłębienia synklinalnego opisującego wielki łuk wołyńsko podolski (F r i e d b e r g 1912) od Bessarabii przez szeroką synklinę przyscytyjską, którędy posuwały się już wody morza albsko cenomańskiego, przez Wołyń, S lubelskie, za Korytnicę, z odnogą ku Przemyślowi, obniżeniem, z którego prawdopodobnie korzysta dzisiejszy San na N od Przemyśla, jednakże bez dalszego posuwania się ku SE (ryc. 1 i 2). Od strony SE wchodzi w czaszę synklinorium paratetydzkiego nie wiele ponad 15 km na W od Czerniowiec. W. T e i s s e y r e podaje argumenty pośrednie przemawiające na korzyść przypuszczenia, że granicę W sarmatu należałoby przesunąć dalej ku W niż to jest zaznaczone na mapce ryc. 1, sporządzonej wedle map Atl. Geol. Gal. Niema jednak dotąd badań, któreby tę sprawę rozstrzygnęły. Morze średniosarmackie sięga ku N już tylko do Wołynia (K r a c h) [1]), a górnosarmackie (K o l e s n i k o w) schodzi jeszcze dalej ku S trzymając się tylko sedna synkliny przyscytyjskiej.

W dolnym pliocenie (meot—pont) postępuje dalej owo cofanie się morza ku granicom dzisiejszego Morza Czarnego i poza nie, połączone z obniżeniem podstawy erozyjnej systemu Dniestr—Prut o 200—300 m poniżej poziomu zerowego (A n d r u s s o w, regresja poncka morza zamkniętego). Na dużych przestrzeniach Bessarabii, Podola, pojawiają się w plioceńskim piętrze balckim w dwóch poziomach żwirowiska „karpackie" łączące się bezpośrednio z wysokimi żwirowiskami naszego Podola i Pokucia, co znaczy, że wtedy jeszcze nasze Podole nie tamowało transportu tych żwirów,

[1]) Rocznik P. T. G. 1938.

pochodzących z ożywienia erozji w Karpatach (Świderski) [1]). Wedle Wyżykowskiego [2]) są to delty Prutu i Dniestru z czasu dolnego pliocenu.

L. Sawicki przypuszcza, że regresja poncka z obniżeniem bazy erozyjnej dała początek tworzenia kenionów dniestrowych, co się da pomyśleć tylko w związku z podniesieniem Podola (Romer). W średnim interglacjale, a więc wedle naszej terminologii Masovien I (Andrussow: Mindel—Riss) następuje połączenie basenu czarnomorskiego z morzem Śródziemnym, więc podstawa erozyjna systemu Dniestr—Prut podnosi się, poczym przychodzi do podniesienia się brzegów N Morza Czarnego. Dalsze drobne wahania brzegów Morza Czarnego notowane przez Krokosa i Wyżykowskiego [3]) nie mają — jak sądzę — dla naszego problemu większego znaczenia, gdyż koryto Dniestru jest już ustalone.

Wypada jeszcze podkreślić, że powyżej przedstawiona stratygrafia wynika z badań dotychczasowych, ale — jak się to często zdarza — po wykończeniu schematu w pewnych granicach, dopiero w następnej fazie zdjęciowej staje się możliwe kartograficzne zastosowanie podziału w terenie. Bez tego można dać obraz rozmieszczenia poszczególnych oddziałów tylko bardzo schematyczny. Tak jest i w naszym wypadku. Na znacznej części map podolskich niema zaznaczonych utworów, które odpowiadają powyżej zastosowanemu pojęciu poziomu buhłowskiego. Z tego jednak nie można wyciągać wniosku, że istotnie brak tu tego poziomu, gdyż z własnych spostrzeżeń na Opolu mogłem w kilku wypadkach podejrzewać a nawet stwierdzić obecność warstw nienotowanych w mapach Atlasu, które dziś możnaby przydzielić do buhłowianu. Najczęściej są to iły margliste, które przy pewnej generalizacji włączało się do warstw starszych lub młodszych. Podobnież i na żwiry różnowiekowe, zaliczane najchętniej do „dyluwium“ przy nowych zdjęciach trzeba będzie zwrócić baczniejszą uwagę.

---

[1]) Rocznik P. T. G. 1932, str. 11

[2]) Fide L. Sawicki, tamże.

[3]) Wedle L. Sawickiego l. c. st. 31, odb.

2. Obraz intersekcyjny gipsów i niektóre uwagi o tektonice.

Przedstawienie rysu stratygraficznego omawianego obszaru zajęło stosunkowo wiele miejsca. Nie dało się to jednak obejść. Bez ustalenia pozycji stratygraficznej gipsu, jako jednego z członów sedymentacji chemicznej w tortonie dolnym, bez możności stwierdzenia, że w tortonie istnieje tylko jeden odcinek czasu tej sedymentacji, bez wierceń, ustalających położenie i głębokość osadów chemicznych na przestrzeni czaszy synklinorium paratetydzkiego, żadne wnioski dalsze o roli gipsów dla rozwoju zjawisk w dolinie Dniestru nie byłyby możliwe. Zaś dane do powyższych stwierdzeń zostały osiągnięte dopiero w ostatnich latach. Osady chemiczne są łącznikiem stratygraficznym między krezę Podola a czaszą przedkarpacką, dającym legitymację wiekową podkładu i nadkładu, co jest niezmiernie ważne wobec ogromnych zresztą różnic petrograficznych między obu obszarami.

Pas gipsów przypodolskich przedstawia w zarysie najogólniejszym intersekcję pokładu wynurzającego się z czaszy synklinorium ku jej krezie na Podolu, spod poziomu bogucickiego (dawniej iły i piaskowce ceritiowe i pokuckie) i buhłowskiego wchodzącego na wyżyny podolskie do wysokości 300—360 m (Rychlicki 1913, Zych 1927). Tu on się wyklinia ku NE. Mapka ryc. 1 jest grubo schematyczna, gdy chodzi o gipsy. Poszczególne występowania gipsów na powierzchni są tu połączone w ramach maksymalnych zasięgów. Nie objęte są poszczególne „wyspy", położone między Złotą Lipą a Seretem. Nie znajduje tu też wyrazu fakt, że owa strefa gipsowa jest poprzecinana aż do podstaw trzeciorzędu, przede wszystkim korytem Dniestru na całej jego długości, widocznej na mapie począwszy od Żurawna ale i przez wszystkie większe dopływy.

Dla ułatwienia dalszych wywodów zgodzimy się, że pod pojęciem Podola będziemy rozumieli za W. Teisseyrem cały ten obszar krezy, w którym wychodzą na powierzchnię systemy starsze niż miocen; jego części położonej na W od Złotej Lipy będzie odpowiadała nazwa Podola Opolskiego (z podstawą górnokredową miocenu), gdy ku E będzie leżało Podole właściwe, z odsłoniętą jurą, dewonem i sylurem.

W stosunku gipsów do Podola w ten sposób określonego trzeba jeszcze podnieść następujące okoliczności. Wydawałoby się, że nic łatwiejszego, jak odtworzyć na Podolu obszar sedymentacji gipsu, gdy gips wychodzi tu wysoko ponad dna dolin rzecznych w doskonałych odkrywkach. Jednak jest inaczej. Na znacznych przestrzeniach Podola gips jest pokryty przez t. zw. wapień nadgipsowy lub przechodzi weń bocznie. Są to wapienie zbite szaro żółte z dendrytami i porami zawierającymi czasem kryształki, gipsu, barytu, siarki, kalcytu. Wapienie takie, o ile nie zawierają skamielin pochodzą z redukcji siarczanu wapniowego, są napotykane przy złożach gipsowych naszego tortonu od Śląska [1]) aż na Podole. Przypuszczam, że wapienie znane w literaturze pod nazwami: nadgipsowe, o ile odpowiadają powyżej podanej charakterystyce, dalej jak ratyński i stradczański, tu należą. Jakość, stosunki genetyczne i paragenezy tego rodzaju wapienia przedstawił B o l e w s k i [2]). Jest on produktem redukcji gipsu i można go nazywać wapieniem p o g i p s o w y m. Istnieją jednakże wapienie „nadgipsowe", pochodzące z sedymentacji a nie z diagenezy i zawierające skamieliny. Te oczywiście należą do poziomów wyższych. Stąd dopiero przy nowych zdjęciach, uwzględniających sprawy tego rodzaju, można będzie dokładniej odtworzyć zasięgi sedymentacyjne pierwotne gipsów a może i soli. Albowiem niektóre nasze profile tego poziomu przypominają Mansfeldzkie „Auslaugungsprofile" formacji solonośnej południowego Harcu.

Z powyższych uwag wynika, że przedstawiając dzisiejsze rozmieszczenie gipsów na Podolu nie odtwarzamy formy pierwotnej lecz pochodną, w pewnym stopniu zredukowaną. Odnosi się to przede wszystkim do NW części Podola i Roztocza, gdzie M. Ł o m n i c k i gipsów nie znalazł, a gdzie [3]) „najważniejszym poziomem naderwiliowego ogniwa jest wapień ratyński, uważany przez W o l f a błędnie za słodkowodny". Tu pas gipsowy podany przeze mnie na mapce odpowiada raczej strefie pojawiania się źródeł siarczanych

[1]) M i c h a e l w Jahrbuch d. Preuss. Geol. L. A. 1915. str. 371.
[2]) Sprawozdania P. I. G. 1933.
[3]) Atlas Geol. Gal. X. 2, str. 15.

(Niemirów, Szkło, Lubień i t. d.) niż wychodniom gipsu, które rozciągały się w rzeczywistości gdzieś do doliny Stradcza.

Natomiast dalej ku SW południowa granica pojawu gipsów pokrywa się wyraźnie z południową granicą Podola, naśladując dokładnie wszystkie ważniejsze wygięcia tej granicy. Szerokość wychodni pasa gipsowego nieznaczna na NW od Żydaczowa, na E urasta nagle do 20 km a dalej nawet przekracza 30 km. Intersekcyjnie objaśnia się ten fakt prawie poziomym położeniem gipsów po wyjściu z czaszy na Podole Opolskie w wysokościach 335—341 m (por. przekrój 3, str. 23).

Ryc. 2.

Antyklinorium Metakarpackie Wschodnie z czasu dol. sarmatu (Oestliches Metakarpatisches Antiklinorium im Untersarmat.

Brzeg południowy odsłonięć gipsowych wraz z brzegiem Podola zakreśla łuk wypukły ku Karpatom. Jeżeli położymy jego cięciwę między Niemirowem a Chocimiem. to największa wypukłość łuku wypadnie w połowie, t. j. na dolinę Łukwi uchodzącej do Dniestru pod Haliczem i wynosi tu około 45 km. Wobec ogólnego upadu warstw Podola ku SW, wygięcie łuku odpowiada intersekcji skrzydła SW wielkiej formy tektonicznej o charakterze antyklinorium długofalowego z czasów dolno sarmackich, obejmującego obszar przedstawiony na ryc. 2 (biały). Strona NE tegoż

jest określona łukiem wielkim brzegowisk morza sarmackiego o charakterze synklinalnym (Antyklinorium metakarpackie wschodnie z dolnego sarmatu).

Intersekcja brzegu południowego gipsów jest zarazem intersekcją południowego brzegu części NE, a n t y k l i n a l n e j tegoż antyklinorium, do którego w tym czasie należy i część s y n k l i n a l n a, t. j. ta część czaszy, która nie jest zalana przez morze dolno sarmackie. Ta południowa granica gipsów nie jest prostolinijna wykazuje bowiem wgięcia ku NE odpowiadające zasynklinieniom poprzecznym. Największe na W to żydaczowskie, zaznaczone u T e i s s e y r e'a H.[1]) jako „depresja żydaczowska", na wschodzie zaś głębokie wgięcie między Tyśmienicą a Tłumaczem (depresja tłumacka tegoż autora). Ta ostatnia wydaje się mieć większe znaczenie, co widać na ryc. 3 na E od Mariampola, gdzie nad Horożanką dochodzi do wydatniego i dość nagłego wgięcia izohyps powierzchni gipsu ku N. Tak zdaje się tu zaznaczać strefa graniczna między Podniestrzem a Podolem.

Stosunki skłonu zbocza antyklinorium ku SW ilustrują następujące przekroje, które pozwalają przejść ze sfery hipotez od danych realnych, a to dzięki wierceniom ostatnich czasów (Uście, Hucuł, Miłowanie, Wownia, Bujanów). Przekroje te podają zawsze wysokość bezwzgl. stropu gipsów zarówno na Podolu jak na Pokuciu zob. str. 177). Na podstawie tych przekrojów stwierdzamy:

1. W c z a s z y: Spadki ku Karpatom wahają się między 2,3% (przekr. 3) a 4,3% (przekr. 4).

2. Na t. zw. „Podniestrzańskiej części k r e z y Opola gipsy leżą prawie poziomo lub spadki są minimalne 0,0—0,42%. Zatym na granicy między czaszą a krezą stwierdzamy tu załamanie.

3. Ku kulminacjom krezy podolskiej spadki wynoszą znów nieco więcej: 0,32—1,3%.

4. Zwraca uwagę to, że na przekr. 1 załamanie spadku między czaszą a krezą następuje koło Uścia nad Prutem (3,7%), gdy dalej ku NE już jest spadek 0,7%, jeszcze dalej 0,42%. Więc granica między czaszą a krezą wybiega tu ku S

[1]) Sprawozdania P. I. G. VII. 1932/33.

Profile górnej powierzchni gipsów /Gypsoberfläche/

Czasza

1. Miejscowosci:	Wierzbowiec – Hucut – 29km – Uscie n Prutem			
Wysokość n.p.m.:	-912m	156m		
Spadek górn. pow gipsu:	37%			
3. Miejscowosci:	Bujanów – 715 km			
Wysokość n.p.m.:	171m			
Spadek górn. pow. gipsu:	23%			
4. Miejscowości:	Wownia – 27km			
Wysokość n.p.m.:	-890m			
Spadek górn. pow gipsu:	43%			

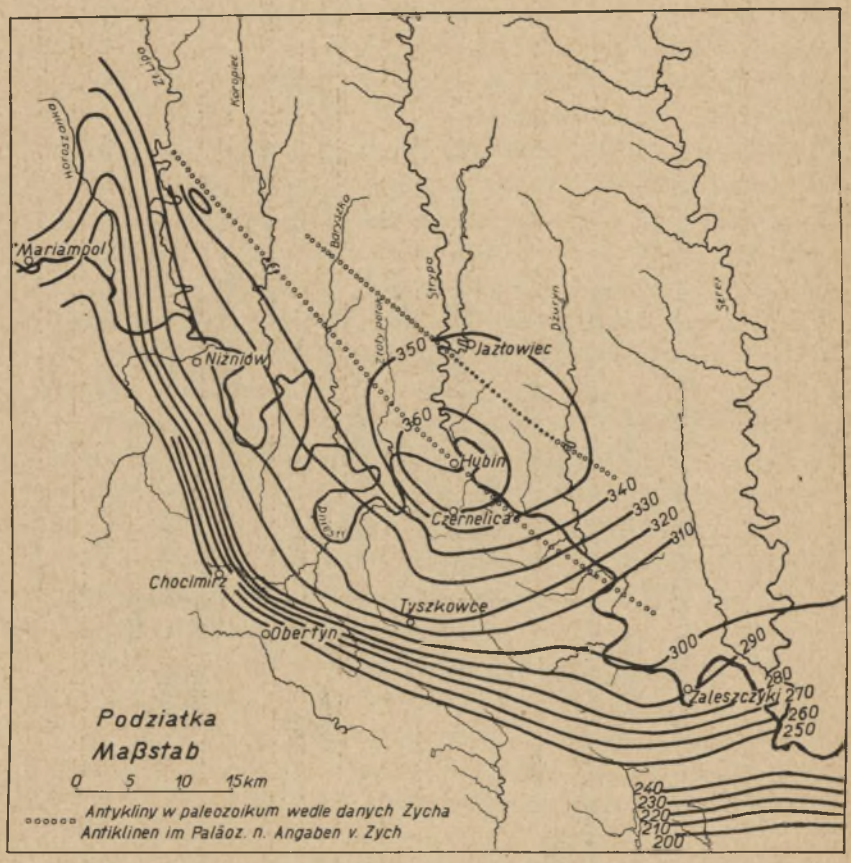
Kreza Podola

1. Miejscowosci:	– 145 km – Kozyńce – 8km – Prelipcze									
Wysokość n.p.m.:	260m	295m								
Spadek górn. pow gipsu:	07%	042%								
2. Miejscowosci:	Mitowanie – 13km – Krasiejów – 38km – Dereniowa Ga.									
Wysokość n.p.m.:	270m	300m	350m							
Spadek górn. pow gipsu:	023%	13%								

Kreza Podniestrza

3. Miejscowosci:	– Domaszna – 257km – Hreda – 88km – Zurow – 7km – Mogiłka – 93km – Załanów – 25km – Kopan									
Wysokość n.p.m.:	335m	341m	341m	350m	350m	380m				
Spadek górn. pow. gipsu:	02%	00%	013%	00%	12%					
4. Miejscowości:	– Podniestrzany – 7km – Drochowycze									
Wysokość n.p.m.:	277m	300m								
Spadek górn. pow gipsu:	032%									

aż do doliny Prutu. Sądząc z profilu Macovei i Atanasiu (1931) analogiczne stosunki panują dalej na Bukowinie, gdyż spadek powierzchni torton-sarmat między Berdo-Horodyszcze a Czerniowcami wynosi tu 1,34%. Dopiero na S od Prutu — jak się zdaje — rozpoczyna się silniejszy spadek ku czaszy.



Ryc. 3.

Mapa hipsometryczna stropu gipsów (Hypsometr. Karte der Gipsfläche).

Plastycznie ilustruje te stosunki mapka ryc. 3. W obrębie omówionego wyżej antyklinorium z czasu dolnego sarmatu (ryc. 2) w ramach czasowych górnego pliocenu (dak—lewant), z rozciągnięciem na dyluwium, doznaje obszar Podola SE między Złotą Lipą a Seretem wzniesiony szyb-

ciej niż inne obszary (R o m e r 1906) dając guz z centrem około Hubina tak, że strop gipsu osiąga 360 m nad poziom morza wyłaniając starsze struktury fałdów oldredu, wykazane przez Z y c h a. W tej części Podola jest to najważniejsze wzniesienie, zauważone dawniej przez W. T e i s s e y r e'a. Z y c h [1]) podał w tej okolicy wysokości stropu gipsów, a w mapce ryc. 3 są interpolowane izohypsy na podstawie tych cyfr Z y c h a. Otóż spadek powierzchni stropu na przestrzeni 18 km (Czernelica—Obertyn) wynosi ogółem 0,6%, ale widać że na południowych siedmiu km wynosi on 1%, gdy na północnych jedenastu km między Tyszkowcami a Czernelicą tylko 0,36%.

To płaskie wyniesienie rozciąga się ku SE mniej więcej wzdłuż dzisiejszej doliny Dniestru ze słabnącą amplitudą. Na mapce ryc. 1 widać, że u ujścia Niczławy północna, erozyjna granica odsłonięć gipsu czyni tu zakręt, odginając się ku Seretowi. Zakręt ten jest intersekcją owego płaskiego wyniesienia, podobnie, jak i widoczny na tej ryc. ogromny łuk W granicy sarmatu, wgięty silnie ku Zbruczowi na E od Mielnicy.

Te stwierdzenia dają dopiero właściwą miarę pochyłów, gdy dotąd byliśmy skazani wyłącznie na przypuszczenia. Zamiast dość ogólnie przyjmowanego „rowu" podkarpackiego mamy do czynienia w czaszy ze synkliną o połogim skrzydle NE i, jak wiadomo, zaburzonym a nawet przesuniętym SE skrzydle, przykarpackim [2]).

Longitudynalnie widać znaczną różnicę między odcinkiem Mikołajów Ujście Zielone, a dalszym ciągiem południowo wschodnim gipsów. Pierwszy, to wydzielone przez W. T e i s s e y r e'a Podniestrze, bezlitotamniowa kraina gipsów dolnotortońskich, 300—350 m wysoka, okolona od NE łukiem wzgórz wznoszących się ponad 400 m (Mały Łuk Podolski, określony przez W. T e i s s e y r e'a na mapach Żydaczów, Mikołajów, Rohatyn „północną granicą podniestrzańskiej krainy gipsu"). Profil gipsowy (3) okazuje tu, jak widzieliśmy wyżej, prawie poziome położenie powierzchni gipsów.

[1]) l. c. Prace P. I. G. 1927.

[2]) O. W. W y s z y ń s k i i J. O b t u ł o w i c z, „Pionier" B. 39. 1392.

Podniestrze jest od E zamknięte poza Narajówką, względnie Złotą Lipą wysoczyznami zachodzącego tu skrzydła Małego Łuku. Nad ujściem Strypy widać tu kulminację, ryc. 3. Geologicznie charakteryzują się wyżyny Małego Łuku przede wszystkim tym, że podstawą gipsów tam, gdzie one wchodzą na Mały Łuk są wapienie litotamniowe, których brak na Podniestrzu pod gipsami. Wyżej uważałem za konieczne przypuszczenie, że brak ten odpowiada luce sedymentacyjnej. Był on prawdopodobnie spowodowany podniesieniem dna około guza kredy typu żurawieńskiego.

Znamieniem wspólnym dla obu tych obszarów jest fakt, że w jednym jak drugim pokrywa mioceńska jest tu rozcięta przez sieć rzeczną aż do podstawy kredowej na Opolu i kredowo paleozoicznej na Podolu.

Stan przykrycia względnie odkrycia gipsów, od czego zależy ważna sprawa ich styku z atmosferiliami, jest tego rodzaju, iż można w dzisiejszym stanie wiadomości utrzymywać, że po pierwsze, gipsy na całym naszym pasie pojawiania się są przede wszystkim zdrenowane. Wszędzie dna dolin rzek przecinających je leżą poniżej podstawy gipsów. Dalej, gipsy leżą zawsze na warstwach przepuszczających, jak piaski, piaskowce, wapienie litotamniowe. Po drugie pokrywa gipsów, złożona na naszym pasie, po usunięciu warstw wyższych miocenu, z glin anemo- i aero-, rzadziej z potamo- i limno-klastycznych, jest zatym przemakalna. Tęższe i szczelniejsze pokrycie wydaje się mieć tylko partia SE gipsów nad Seretem, Niczławą i Zbruczem.

3. Dzisiejsze łożysko Dniestru a stosunki geologiczne.

Dniestr aż do spływu Wiszeńki ze Strwiążem płynie w poprzek wypiętrzeń fałdowych płaszczowin karpackich i przedkarpackich. Dostawszy się poza ich obrębem w czaszę synklinorium, skręca nagle ku ESE by pod Rozwadowem dotrzeć do wysoczyzn brzegu tortonu krezy Podola Opolskiego. Tego brzegu trzyma się ściśle aż do Żurawna. Tu wchodzi on w kontakt z południowym brzegiem strefy gipsów. Jak to widać na ryc. 1 na E od Żurawna wkracza Dniestr na Podole, najpierw Opolskie, potym właściwe.

W porównaniu z biegiem dotychczasowym, od Żurawna począwszy wchodzi tu Dniestr w obszar odmienny, gdzie koryto jego leży poniżej podstawy utworów mioceńskich, gdy przed tym znajdowało się w kontakcie wyłącznie tylko ze stropem miocenu, abstrahując od utworów młodszych.

Od ujścia Złotej Lipy Dniestr płynie środkiem pasa gipsowego, poczym przerzuca się na jego stronę zewnętrzną, północno wschodnią, trzymając się jej ściśle aż do ujścia Niczławy, skąd aż do Żwańca posuwa się ponownie w obrębie pasa gipsowego.

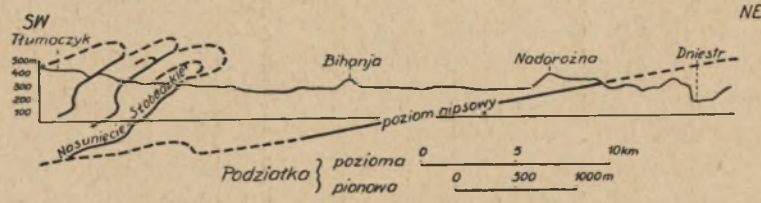
Zajmiemy się rozważeniem ile w tym przebiegu jego doliny można klaść na karb roli gipsów. Jeden moment natury ogólnej nie ulega tu wątpliwości: ze wszystkich skał, z którymi Dniestr wchodzi w kontakt jako główny dren swego obszaru, pokład gipsowy posiada w sumie najmniejszą odporność na czynniki erozyjno denudacyjne. Ta okoliczność w związku ze stosunkowo znaczną miąższością od 10 do 20 m czyni z pokładu gipsowego słabą stronę, punkt zaczepienia dla czynników niszczących dla każdego zespołu skalnego, wśród którego występuje. O tyle można przypuszczać zasadniczo i z góry, że przy tak widocznym z mapy kontakcie poziomu gipsowego z potężnym czynnikiem erozyjno denudacyjnym, jakim jest arteria dniestrowa, te właściwości gipsu doszły do głosu.

W stratygrafii synklinorium paratetydzkiego obok interkalacji osadów gipsowych w tortonie ważna dla naszego zagadnienia rola przypada innej jeszcze okoliczności. Dawno już zauważono [1]), że miąższość gipsu od 5 do 10 m na Podolu wzrasta ku Pokuciu do 40 m, a jak wiemy dziś, dochodzi ona ku Karpatom do 100 m. Podobnie, ale na większą jeszcze miarę wzrasta ku Karpatom grubość młodszego pokrycia gipsów. Gdy na Podolu jest ona tak nieznaczna, że w wielu wypadkach utwory te nawet nie zostały wyróżnione przez kartujących geologów, w Wierzbowcu przekracza 1300 m.

Dalszym momentem wchodzącym tu w rachubę, to przeciwieństwo zachowania się n a z i o m u czaszy w stosunku do u p a d ó w w a r s t w. Stosunki te ilustruje ryc. 4

[1]) T e i s s e y r e W: Atl. Geolog. Gal. VIII, str. 297.

(wykonana z użyciem profilu C z y ż e w s k i e g o [1]) jako podkładu), na której wkreślono poziom gipsowy i nasunięcia słobódzkie. Gipsy zapadają ku SW a powierzchnia terenu obniża się w kierunku przeciwnym. Widać tu też schemat budowy czaszy synklinorium paratetydzkiego. Jego skrzydło dłuższe, północno wschodnie, zapada połogo ku SE, zaś ramię południowo zachodnie, które w czasie sedymentacji tortonu miało upad zapewne dość stromy, lecz ku NE, uległo zgięciu jak złożona kartka papieru i przesunięciu ku NE tak, że zapada ku SE podobnie jak ramię NE. Kąt zapadu jest tu suponowany. Przed tym synklina przypominała książkę na $^3/_4$ otwartą, obecnie takąż, otwartą na $^1/_4$ lub w ogóle lekko odchyloną. To nasunięcie antyklin



Ryc. 4.
Przekrój przez Pokucie NW (Querschnitt durch Pokucie NW).

a raczej łusek słobódzkich, oczywiście naciskanych przez płaszczowiny karpackie jest też powodem wzniosów powierzchni od strony Karpat mimo faktycznego wciskania w głąb zgniecionych zawias synkliny podkarpackiej.

I tu, w owym przeciwieństwie między zachowaniem się powierzchni naziomu odpadającego od Karpat a poziomów warstw podolskich zapadających pod Karpaty, trzeba szukać zawiązku doliny Dniestru koncentrującego w sobie odpływ wód swej zlewni ku basenowi morza sarmackiego, cofającego się ku SE. Wytwarza się w profilu Podole—Pokucie—Karpaty następująca sytuacja. 1. Powierzchnia Podola zgodnie z upadem warstw pochyla się ku Karpatom. 2. Powierzchnia naziomu Karpaty—Pokucie pochyla się ku Podolu, przeciwnie niż warstwy tortonu zapadające ku Karpatom. 3. Na skutek zwarcia się ze sobą tych dwóch

[1]) l. c. 1931, str. 13.

pochylających się ku sobie powierzchni powstaje rynna, której oś jest pochylona ku SE, a Dniestr płynie zasadniczo tą rynną.

Jednakże sytuacja z p. 3. nie jest pierwotną. Początkowo, przy ustępowaniu morza buhłowskiego sedno czaszy podkarpackiej, a więc gdzieś w okolicy dzisiejszych nasunięć lub jeszcze nieco dalej ku SW, było miejscem zbierania się wód i linią ich odpływu ku SE. Ustępowanie morza można sobie wytłómaczyć tylko ogólnym, długofalowym wyniesieniem obszaru, z którym w parze szło nasuwanie się mas fliszowych i słobódzkich. Wedle świadectwa M. i J. Łomnickiego, Bieniasza, W. Teisseyre'a, Czyżewskiego i Polańskiego obszar Pokucia jest zasłany żwirami karpackimi aż do dzisiejszych wysoczyzn świadków erozyjnych, takich jak Bihania, Nadorożna, Solnik i in. (Poziom Łojowy H. Teisseyre'a). Żwiry te ciągną się mniej więcej do linii A ryc. 5 na północy. Trzeba przyjąć, że owo długofalowe wyniesienie miało amplitudy w różnych miejscach rozmaite, a w tym wypadku większe przy Karpatach niż na ich przedpolu. Przyspieszenie wypiętrzania obok nasunięć płaszczowinowych stwarzało sposobność wzmożonej erozji i denudacji. Rzeki karpackie o dużym spadku, wychodząc z Karpat, zrzucały materiał przy wyjściu w synklinę, sypiąc duże stożki, te zaś odpychały koryto głównej arterii w kierunku NE, t. j. ku Podolu.

4. Znaczenie starych żwirów karpackich.

Z przedstawienia Bieniasza, W. Teisseyre'a i Polańskiego znamy w przybliżeniu skład owych żwirów. Wymieniono z nich piaskowce jamnieńskie, kwarcyty, żylne kwarce, różnobarwne rogowce, jaspisy i in., ale i „odtoki" białych piaskowców dewońskich [1]), czemu przeczy Polański [2]). Oczywiście sprawa wymaga osobnych studiów petrograficznych z uwzględnieniem ewentualnych różnic w składzie w kierunku poziomym i pionowym, dla zobrazowania selekcji transportowej i uwydatnienia

[1]) W. Teisseyre w Atl. Geol. Gal. VIII, str. 186.
[2]) l. c. str. 70.

skutków rozmaitej odporności na ścieranie w czasie transportu. Obecność takich skał jak jaspisy, kwarce żylne i kwarcyty zacieśniałaby może pochodzenie tych żwirowisk do Karpat wschodnich (krystalińce marmaroskie), jednakże i to trzebaby poprzeć osobnymi badaniami. Ich wiek odnoszono najchętniej do plejstocenu, choć W. Teisseyre pisał o możliwości należenia ich do poziomu młodo trzeciorzędowego. Polański (1929) oddziela żwirowiska najwyższe (jego szósta terasa) od niższych i przypisuje im wiek plioceński, co — jak widzieliśmy w części stratygraficznej znalazło zgodę badaczy późniejszych.

Autor ten pisząc o rozmieszczeniu poziomu tych żwirów podaje, iż na N sięgają one poza linią kolejową czortkowską, a więc mniej więcej do linii A na ryc. 5. Leżą one wedle niego na wyżynach wododzielnych. Badania J. Łomnickiego i Czyżewskiego wykazały, że ku SW sięgają one aż po Karpaty. Ich rozmieszczeniem pionowym zajmują się głównie Bieniasz, W. Teisseyre, Romer, Polański i Czyżewski. Wedle Polańskiego poziom ten na odcinku Dniestru Bukówna—Uniż osiąga średnio wysokość 340—350 m, następnie dźwiga się aż do 380 m w okolicy Kopaczyńce Chmielowa i 400 m koło Złotego Potoka, potym ku SE opada do 310—320 m na karcie Mielnicy. Widać wyraźny związek tego wzniosu z wypiętrzeniem widocznym na ryc. 3. Jeżeli do tego obrazu dodamy wyniki spostrzeżeń Czyżewskiego, to zauważymy, że żwirowiska, wedle wszelkiego prawdopodobieństwa równowiekowe, od 520 m na NW od Dobrotowa, przez około 460 m na S od Majdanu Średniego, opadają na wzgórzach Hostowsko-Chocimierskich do wysokości 360—380 m podobnie jak na wyniesieniach zbliżonych do Dniestru (Nadorożna, Solnik).

Omówione wyżej rozmieszczenie żwirów na krezie, jak widać zgodne z hipsometrią powierzchni gipsów (ryc. 3) pozwala na uchwycenie w przestrzeni i w czasie powstania formy o charakterze antyklinalnym łączącej Podole z Pokuciem. Jasna jest bowiem w ten sposób intersekcja łuku pasa gipsów z maksimum wygięcia między Chocimierzem a Obertynem (ryc. 1 i 3). Łuk ten jest wyrazem owego wypiętrzenia deformującego pierwotną powierzchnię o charak-

terze penepleny. Deformacja ta obejmuje oczywiście także przyległą część „Pokucia Zachodniego“ (C z y ż e w s k i), powstała jako forma antyklinalna na wskutek przyspieszenia wzniosu ogólniejszego Podola i Pokucia po osadzeniu żwirów, a więc w granicach górny pliocen-plejstocen.

P o l a ń s k i podaje, że na odcinku Kopaczyńce-Chmielowa (l. c. str. 83), a więc na kulminacji widocznej na ryc. 3, jego terasa 5 (esplanada) ulega również antyklinalnemu wygięciu, czyli że ruch przyspieszonego wypiętrzenia nie ustaje z dolnym plejstocenem lecz przechodzi i do górnego. Jednakże graficzne przedstawienie tej sprawy u P o l a ń s k i e g o na ryc. 24 nasuwa wątpliwości. Terasa starsza, a więc plioceńska została w tym samym miejscu (Kopaczyńce) wypiętrzona d w u k r o t n i e: raz w interglacjale Mindel—Riss, drugi raz w interglacjale Riss—Würm I. Zaś terasa młodsza (piąta, czyli esplanada) uległa w tym miejscu r a z tylko takiej deformacji, mianowicie przy owym drugim podniesieniu i to razem z poprzednią. Otóż e f e k t w y g i ę c i a t e r a s y s z ó s t e j, starszej, p o w i n i e n b y ć z n a c z n i e w i ę k s z y, gdy na tym rysunku jest raczej odwrotnie, a co najmniej jest on tu taki sam. To jest jednak niemożliwe.

Jeżeli zaś zaszeregowanie teras jest ścisłe a rysunek odpowiada faktom, w takim razie nie można go inaczej interpretować niż tak, że podniesienie nastąpiło t y l k o r a z, mianowicie po osadzeniu terasy niższej, piątej a więc wedle terminologii S z a f e r a w interglacjale mazowieckim II, jeżeli chronologia P o l a ń s k i e g o jest poprawna. Wobec tego w czasie między osadzeniem się żwirów dolno plioceńskich a tym podniesieniem działała tylko erozja o efekcie wedle P o l a ń s k i e g o 40—60 m.

Ważną jest rzeczą stwierdzenie, na czym leżą żwiry, albowiem w ten sposób można ustalić stopień przygotowania erozyjno denudacyjnego doliny Dniestru przed momentem sedymentacji żwirowisk starszo plioceńskich i w jego czasie. Tu opieramy się na mapach Atlasu Geol. Gal. notując miejsca styku żwirów z poszczególnymi formacjami, jak też na danych dostarczonych w różnych czasach przez A l t h a, B i e n i a s z a, M. Ł o m n i c k i e g o, D u n i k o w s k i e g o, B ą k o w s k i e g o, R u d n i c k i e g o i P o l a ń-

s k i e g o. Okazuje się, że na wszystkich mapach A. G. G. przeciętych przez Dniestr zaczynając od ark. Kałusza aż do ark. Mielnicy żwiry te leżą tak, że począwszy od warstw dolno sarmackich (Dźwinogród n. p.) wchodzą w kontakt z wszystkimi oddziałami tortonu i kredy a wyjątkowo nadcinają też dewon (Siekierczyn Uścieczko, Żeżawa, Pieczarnia a nawet sylur, n. p. Okopy). Tego ostatniego nie można jednak uważać za pewne wobec tego, że rzadkie te miejsca, w których mapy A. G. G. podają występowanie tych żwirowisk bezpośrednio na powierzchni paleozoicznej mogą one częściowo należeć do terasy młodszej (5-tej) P o l a ń s k i e g o, która na pewne jest już silnie wcięta w paleozoik. Dotychczasowe dane rozstrzygają jednak fakt dotarcia owej starej erozji Pradniestru nie tylko do gipsów ale i do ich wszystkich podkładów dolno tortońskich a nawet kredy (n. p. Bukówna).

Na ogół w występowaniach północnych widać szutry nad trzeciorzędem, często już poniżej gipsów, zaś na E nad dolnym sarmatem. Ku Dniestrowi schodzą one aż do paleozoiku.

Notujemy zatym, że zasadniczo przed osadzeniem się żwirów karpackich, a więc w odcinku czasu wolnym już od morza (sarmat średni i górny), na płaskich, jeszcze mało wyniesionych obszarach rozpoczęła tu pracę erozja, dzięki której sedymentacja szutrów dolno plioceńskich kładzie się na pokrywie mioceńskiej zdartej w liniach koryt rzecznych aż do podstaw kredowych i paleozoicznych. Trzeba podkreślić, że w tym czasie koryta rzek nie są tu długo jeszcze kenionami. One „znajdowały się . . . wysoko na idealnym pomoście, wyrównującym rozpadliny płaskowyżu dzisiejszego . . .“ [1]).

Materiał żwirów pochodzi z Karpat. Przyjmujemy zgodnie z wnioskami J. Ł o m n i c k i e g o i C z y ż e w s k i e g o, że przynoszą go z południa rzeki karpackie. Praca sedymentacyjna postępowała przypuszczalnie stożkami nasypowymi od Karpat ku Podolu aż do linii A ryc. 5. W ten sposób dolina Pradniestru średnio i górno sarmackiego uległa zasypaniu. Dokonywały tej pracy prawdopo-

[1]) T e i s s e y r e W. A. G. G. VIII. str. 142.

dobnie Bystrzyce i Prut z dopływami i tak doszło do powstania rodzaju penepleny podkarpacko podolskiej, o której pisze H. Teisseyre[1]).

W tych warunkach pogranicze Podola i Pokucia znalazło się jakby w polu działania dwóch czynników w pewnym stopniu sobie przeciwdziałających:

1. Grupa dopływów karpackich zasypywała obszar osadami karpackimi podlegającymi prawu stożków, gdzie żłobienie nie może zejść poniżej poziomu wierzchołka stożka napływowego. Więc na przedpolu Karpat aż dość daleko w kraj Podola wyrazem działalności tych dopływów jest sedymentacja. Kierunek działania tego czynnika p o z y t y w n e g o jest od Karpat ku Podolu, a więc ogólnie od SW ku NE.

2. Od NW ku SE, za cofającym się morzem sarmackim, a więc prostopadle do tamtego kierunku, działa Dniestr. Jego działalność jest w sarmacie erozyjna. Jak przypuściliśmy wyżej, koryta Dniestru pierwotnego trzeba szukać w sednie czaszy podkarpackiej. W konsekwencji dalsze przypuszczenie, że dopływy p o d o l s k i e uchodziły do tego Pradniestru dalej ku S niż dziś, może aż do sytuacji dzisiejszego Prutu pod Kołomyją. Dniestr odpychany następnie coraz dalej ku N przez stożki karpackie doszedł wreszcie do swego północnego położenia w pozycji A—A ryc. 5. Stożki karpackie wypełniły dawniejsze łożyska na S.

3. Nie ulega wątpliwości, że koryto Pradniestru w położeniu A—A ryc. 5 jest starsze niż koryto dzisiejsze. Więc jakkolwiek by się przedstawiała historia dotarcia żwirów karpackich do pozycji A—A, to w następnym stadium Dniestr przesuwał koryto swe w kierunku SW aż do położenia dzisiejszego.

4. W położeniu dzisiejszym koryto Dniestru jest ustalone przez głębokie wcięcie.

Jest oczywiste, że do czynników pierwszorzędnych należy tu w zachowaniu się Dniestru jako całości, zachowanie się jego podstawy erozyjnej, t. j. poziomu Morza Czarnego. Zostało ono jednak naświetlone przez badaczy tego morza

---

[1]) l. c. str. 443.

jak i przez mych poprzedników tak, że ze swej strony w tym przedmiocie nie mam nic nowego do dodania.

5. Rola gipsów w historii Dniestru.

Ze zgromadzonych powyżej spostrzeżeń i wniosków następujące uwydatniają rolę gipsów w dolinie Dniestru. Morze dolno tortońskie opuszcza tę część synklinorium paratetydzkiego. Dzieje się to pod wpływem ruchów dających:

1. w Karpatach nasunięcia podążające do „przedrowu", którym jest

2. czasza synklinorium;

3. na przedpolu Karpat, na krezie podolsko wołyńskiej, powodują te ruchy wypuklenie się płaskiej, długofalowej formy o charakterze siodłowym — antyklinorium metakarpackiego wschodniego ryc. 2;

4. powstanie jeszcze bardziej płaskiego synklinorium sarmackiego, otaczającego wielkim łukiem formę antyklinalną pod 3.

Wody Pradniestru ściekają zwolna osią czaszy, zapadającą łagodnie ku SE do ustępującego morza sarmackiego. Dopływy lewoboczne tej rzeki ściekają do niej, meandrując po płaskim podłożu. Prawoboczne niosą z młodych gór będących w sile ruchu, obfity materiał potamoklastyczny. Układają go na załamaniu spadku, przy wyjściu z gór, w stożkach. Stożki wypierają Pradniestr ku Podolu aż do pozycji A—A ryc. 5. Przy tym spychaniu Pradniestru ku północy Dniestr wywozi znaczne ilości z czoła tych nanosów daleko ku SE, bagrując jednak za ich pomocą swe dno tortońskie (czas: dolny pliocen). Wkrótce jednak efekty tej pracy zaciera postępująca sedymentacja dopływów karpackich. W ten sposób dochodzi do połowy pliocenu, gdyż szutry eksportowane posiadają na obszarze besarabskim legitymację wiekową dolnego pliocenu.

Strefa wahań Dniestrowych dotarłszy do maksymalnego, północnego zasięgu na Podolu, wraca ku południowi. Ten powrót jest spowodowany przez ożywienie amplitudy wyniesień antyklinalnych między Złotą Lipą a Seretem, silniejszych od wschodu z kulminacją ryc. 3 nad dolną Strypą. Tu

Dniestr przechodzi na północną stronę strefy gipsów. Wznoszenie jest silniejsze na krezie, słabsze w czaszy.

Szutry plioceńskie są formacją przemakalną i leżą, w miarę zbliżania się do Dniestru od północy na coraz starszych poziomach miocenu, aż do jego podstawy włącznie. W ten sposób pokrywa gipsów w wielu miejscach już przed osadzeniem się szutrów w wielu miejscach przestała być szczelna.

Zatem gipsy już od czasu sarmackiego, a co najmniej od dolno plioceńskiego podlegały procesom rozpuszczania. Dlatego na południowej części pola meandrowań Dniestru istniały warunki powstawania strefy o znamionach krasowych z poziomem nieprzepuszczającym kredy i paleozoiku leżącym o dobrych kilkadziesiąt metr. poniżej poziomu tak łatwo rozpuszczalnego jak gipsy. Dniestr odpychany z wypiętrzającego się Podola ku SW nie mógł już przekroczyć tej krytycznej strefy, często musiał korzystać z zawalisk, lejów i dolin zilustrowanych na podstawie dzisiejszych stosunków przez Łozińskiego[1]) i dostosowywać do nich szczegóły swego koryta. Przy dalszym podnoszeniu się tej części Podola, wobec niemożliwości ześlizgiwania się dalszego ku SW, praca Dniestru musiała być głównie erozyjna i tak doszło do wcięcia się koryta w kredową i paleozoiczną podstawę miocenu. Gipsy „wiszące" nad korytem jego i jego dopływów uległy bardzo znacznej redukcji, zwłaszcza od strony północnej na obszarze między Złotą Lipą a Seretem (maksimum wzniosu) tak, że Dniestr był zmuszony ustalić swe koryto po północnej stronie nieprzerwanego pasa odsłoniętych gipsów nie zaś po południowej jego stronie, na obniżeniach pokuckich.

Na ten stan wpłynęła też pewna, podniesiona wyżej okoliczność. Jak przedstawiałem w rozdziale 1, przy zejściu z Podola ku Pokuciu miąższość tortonu nadgipsowego wzrasta bardzo wydatnie. Linia wyłaniania się gipsów z pod pokrywy utworów nadgipsowych, jej posuwanie się ku SW pod wpływem denudacji, jest wypadkową dwóch czynników przeciwstawiających się sobie. Gdy pochył powierzchni styku gipsów z nadkładem powodował przesuwanie się tej

[1]) Jahrbuch d. Geol. R.—A., 1907, str. 717 i tab. XVI, ryc. 2.

linii ku SW, to grubiejąca coraz potężniej pokrywa utworów nadgipsowych hamowała tę akcję coraz silniej.

Jest faktem, że w swym cofaniu koryta ku SW pod wpływem podniesienia się Dniestr nie został zahamowany przez żaden inny z licznych poziomów miocenu tylko przez poziom gipsowy, jak tego dowodzi mapa ryc. 1. Dniestr tedy nigdy nie tylko nie zdołał przekroczyć pasa gipsów, lecz ponadto na obszarze między Złotą Lipą a Seretem, a więc na obszarze podnoszenia się przyspieszonego, pozostał on po zewnętrznej stronie pasa gipsów. Również ważną jest tu następująca okoliczność, należąca do tej samej sorty zjawisk. Warstwy Podola (krezy) zapadają ku czaszy podkarpackiej. W czaszy, jak wiadomo, warstwy dolno tortońskie zapadają dalej ku SW z tym, że upad ich tutaj nawet się zwiększa. Inaczej, jak widzieliśmy, ma się rzecz z górnym tortonem czaszy. Nie tylko jego powierzchnia, ale i jego najwyższe warstwy wznoszą się na ogół wyżej przy Karpatach. Np. powierzchnia górnego tortonu w wierceniu Mazur (Równe) wznosi się tu do wysokości 300 m n. p. m., gdy w okolicy Żurawna nad Dniestrem pojawia się górny torton często w wysokości 250—260 m. Między Mikołajowem a Jezupolem dolina dzisiejszego Dniestru przedstawia najgłębsze obniżenie powierzchni górnego tortonu (254—212 m) przy czym możnaby odliczyć na erozję co najwyżej jakich 50 m. Inaczej przedstawia się sprawa dalej ku SE. Tu Dniestr jest „uwięziony“ na Podolu po zewnętrznej stronie pasa gipsów zaś obniżenie powierzchni istnieje w dolnym biegu Bystrzycy, Worony, a dalej ku E widać je na każdej mapie warstwicowej od podziałki 1:1,250.000 zaczynając. Biegnie ono dnem płaskiego obniżenia „Zadniestrza Olszanicko-Tłumackiego“ (Czyżewski), bogatego w stawy i stawiska, przez Chocimierz, Czortowiec, Okno, Werenczankę i Zastawną ku Dniestrowi pod Uściem Biskupim, względnie ku Prutowi pod Czerniowcami.

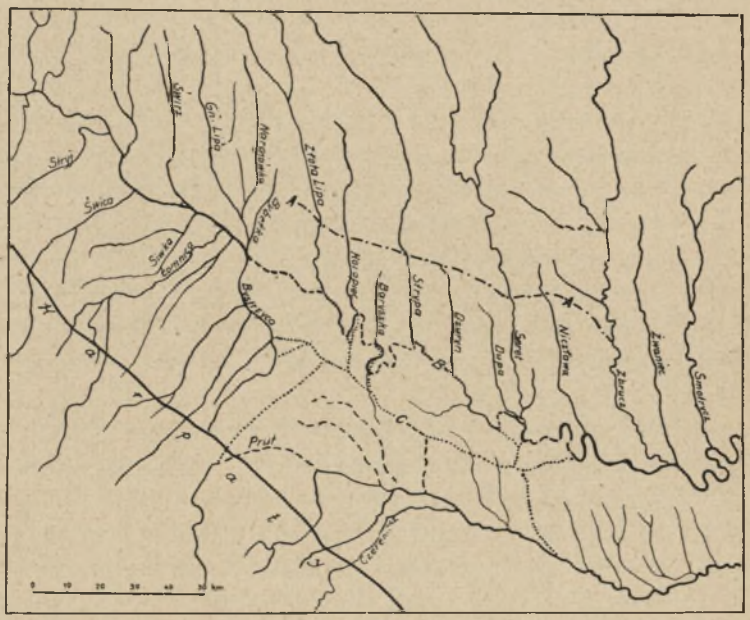
Jednak w obu wypadkach, a raczej odcinkach, linia ta czyni wrażenie obecnej osi synkliny (czaszy) podkarpackiej, która się posunęła ku NE z pierwotnego położenia przy, lub pod nasunięciem karpackim. To płaskie obniżenie, doskonale zarysowujące się w terenie, wywołuje także wrażenie koryta rzeki w terenie zgrzybiałym i od Chocimierza

do Okna (SW od Ujścia Biskupiego), na 70 km długości posiada spadek 0,08%. Z tego nieckowatego obniżenia nie korzysta dziś ani Dniestr ani Prut, obszar jego odwadnia się do doliny Prutu, odleglejszego niż Dniestr, a jego stosunki z Dniestrem są zupełnie zerwane (asymetria dorzecza tej części Dniestru, wedle W. Pola i Czyżewskiego).

I tu znów w sieci rzecznej obserwujemy równoległe współistnienie kilku zjawisk, które byłoby trudno kłaść na karb przypadku. 1) U Dniestru brak dopływów prawobocznych na E od ujścia Bystrzycy z wyjątkiem króciutkich torrentów. 2) Od tegoż właśnie miejsca Dniestr poczyna płynąć po N stronie pasa gipsów, gdy od Żurawna płynął jego środkiem. 3) Od tegoż miejsca poczyna się pod Karpatami domena nowego elementu hydrograficznego, dorzecza Prutu, który obejmuje odwodnienie Karpat i całej wschodniej części „czaszy" podkarpackiej, gdy wyżej Dniestr odwadniał zarówno Podole jak Karpaty. 4) Pozostaje nięcka Tłumacko-Zastawniańska nie użyta obecnie jako koryto przez żadną większą rzekę.

Sprawy objęte p. 1 i 2 łączą się ze sobą organicznie. Odkryty obszar gipsowy po S stronie Dniestru odwadnia się do Dniestru. Tam jednak, gdzie na S od pasa gipsowego występuje w jego stropie pokrywa warstw nadgipsowych, zaczyna się ściek wszystkich wód do zlewni Prutu. Dniestr panuje hydrograficznie nad domeną podziurowanego krasowo pola gipsów, nieprzekraczalnego dla niego ku S mimo pochyłu nie tylko warstw ale i powierzchni szczytowej w tym kierunku. Dopiero od miejsca, gdzie ustaje działanie „sita" gipsowego, przychodzi do głosu pochył: w pierwszej linii do starego koryta C (ryc. 5), które zostaje następnie zajęte przez Prut (Czyżewski). Bez specjalnych badań nie można rozstrzygać czy koryto C było etapem pośrednim w walce Prutu z Dniestrem, gdzie jeszcze Prut wpadał do Dniestru, płynąc jakiś czas równolegle prawie do niego w pozycji C, a dopiero później skierował się, prawdopodobnie drogą kaptażu ku bramie Czerniowieckiej. Więc w relacji punktów 3 i 4 do poprzednich nie możemy się w tej chwili wysunąć poza sferę przypuszczeń. Do niej należy też ewentualny wpływ elewacji grzbietu Hostowsko-Chocimierskiego (Czyżewski).

Zadaniem mapki ryc. 4 jest zobrazowanie położenia linii A—A, poza tym została ona użyta dla dania wyrazu kilku przypuszczeniom zawartym w tekście. Do nich należy sprawa położenia koryt Pradniestru w czasach, gdy Prut był dopływem Dniestru (Czyżewski). 1. Dniestr płynął z początku blisko brzegu karpackiego, 2. potym wypierany przez stożki karpackich dopływów posuwał się



Ryc. 5.

Dniestr—Prut w rozmaitych stadiach (Dniestr—Pruth in verschiedenen Entwicklungsstadien). Bliższe objaśnienia w tekście.

w kierunku przetrwałych do dziś fragmentów niecki C, poczym 3. przez pozycję B dotarł aż do linii A—A, 4. następnie w związku z przyspieszonym podniesieniem Podola doszło do powrotu Dniestru do linii B bez możności dalszego posuwania się ku SW na skutek ingerencji poziomu gipsowego. Prut korzystał zapewne przez jakiś czas z linii C. W fazie 1. i 2. oczywiście dopływy podolskie przekraczały położenie linii B i C, może w sposób bliski do zaznaczonego na mapce kropkami. Odcinki rzek kreskowane powstawały prawdopodobnie w różnych czasach, ostatecznie zaś, w konsekwencji ustalenia się koryta Dniestru w pozycji B i Prutu.

Do powyższych przypuszczeń nie przywiązuję jednak większej wagi, podnoszę je jako pewne konsekwencje rzeczy właściwych będących przedmiotem niniejszej pracy. Takich hipotez nasuwa się wiele w związku z poruszonymi wyżej zagadnieniami, nie można ich jednak rozwiązywać bez badań terenowych.

Zusammenfassung.

An der Figur 1 fällt die Tatsache auf, dass der Dniestrfluss auf der Strecke zwischen Mikołajów und der Landesgrenze im Osten eng mit der Zone der subpodolischen Gipse verknüpft ist.

Zur Erklärung dieser Beziehung werden stratigraphische, tektonische und paläogeographische Angaben herangezogen. Der Dniestr fliesst in seinem Oberlaufe bis nach Żydaczów, abgesehen von den holozänen und den pleïstozänen Bildungen, an der Oberfläche des Tortons, weiter durchschneidet er das Torton und ist ungefähr bis nach Uście Zielone in der Oberkreide eingebettet; weiter folgen sukzessive der Jura, das Devon und das Silur, in welchen der Dniestr cañonförmig eingetieft ist. Von all diesen Bildungen spielt das Torton gegenüber dem behandelten Problem die herrschende Rolle, da die subpodolischen Gipse dieser Stufe angehören.

Auf die stratigraphischen und paläontologischen Ergebnisse der Untersuchungen von W. F r i e d b e r g stützt sich die erörterte Stratigraphie der tortonen Bildungen des polnischen Teiles der miozänen Parathetys (L a s k a r e f f) im Vorlande der Karpaten. Die chemischen Ablagerungen gehören hier dem untertortonen Meere an, welches während der ariden, subtropischen Klimaphase die bekannten Salz- (Wieliczka, Kałusz u. a.) und Gipssedimente abgelagert hat. Diese werden von den Grabowiecer Schichten (Mitteltorton, mit dem untertortonen Faunagepräge), dem Buhlovian (Obertorton) und schliesslich vom Untersarmat (vgl. Abb. 2) bedeckt. Dem Unterpliozän gehören dann die „karpatischen" Schotter an, welche in Podolien bis an die Linie A—A der Abb. 5 gegen N reichen.

Der sarmatische bzw. der unterpliozäne Urdniestr floss vermutlich nahe dem in Bildung begriffenen Karpatenrande, von wo er dann durch die Schuttkegel der Karpatenflüsse (Pruth inbegriffen) gegen Podolien bis in die Lage A—A Abb. 5 verdrängt wurde. Früher, oder höchstens gleichzeitig hat sich sein Bett stellenweise bis zur Unterlage des Miozäns eingeschnitten. denn so tief lagern die unterpliozänen Schotter. So wurden die gegen SW fallenden subpodolischen Gipsablagerungen (Abb. 4 und Profile S. 177) blossgelegt, bzw. den Athmosphärilien zugänglich gemacht. Es entwickelte sich im Oberpliozän und im Unterpleïstozän das Karstphänomen an der Gipszone. Im Oberpleïstozän (?) erfolgt die Hebung des Südteiles von Podolien (vgl. Abb. 3). Der Dniestr wird durch dieselbe gegen SW abgedrängt, um an der Gipszone in dieser Bewegung angehalten zu werden. Infolge der fortschreitenden Hebung hat er sich in die Kreide und das Paläozoikum canonartig eingeschnitten. Seine karpatischen Zuflüsse wurden inzwischen von Osten her vom Pruth angezapft.

POLITECHNIKA ŚLĄSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
w Gliwicach

OD REDAKCJI

Od początku niemal swego istnienia, t. j. od roku 1923 „Rocznik" naszego Towarzystwa drukował się w drukarni „Orbis", będącej własnością JWPani Profesorowej Marii Sawickiej po zgonie nieodżałowanego Jej Małżonka ś. p. Profesora Ludomira Sawickiego. Niniejszy tom jest ostatnim wydanym przez Drukarnię „Orbis" z powodu jej likwidacji. Składam JWPani Profesorowej Sawickiej wyrazy najgorętszego podziękowania za Jej ofiarną pracę około naszego wydawnictwa i Jej niezmiernie życzliwe ustosunkowanie się do trudnych nieraz warunków, wśród jakich pojawiał się „Rocznik".

Prof. Dr JAN NOWAK
Przewodniczący P. T. G. i redaktor „Rocznika"

Sprawozdanie z działalności Pol. Tow. Geol. w r. 1937/38 zostanie zamieszczone w tomie następnym.

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej
P 167/38

DRUKARNIA „ORBIS" KRAKÓW