



HENRYK KOZIKOWSKI

P.1214/53

**BUDOWA GEOLOGICZNA
OKOLIC KLĘCZAN-PISARZOWEJ**

(21 tabl.)

HENRYK KOZIKOWSKI

**BUDOWA GEOLOGICZNA
OKOLIC KLĘCZAN-PISARZOWEJ**

(21 tabl.)

ГЕНРЫК КОЗИКОВСКИЙ

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОКРЕСТНОСТЕЙ
КЛЕНЧАН—ПИСАРЖЕВОЙ**

(21 таб.)

HENRYK KOZIKOWSKI

**GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE REGION
OF KLĘCZANY—PISARZOWA**

(21 pl.)

Redaktor naczelny — dr Stanisław KRAJEWSKI
Redaktor — mgr Zbigniew KILIAN



P.1214/53

Rękopis złożono w FIG 31. XII 1952
Zatwierdzono do druku 18. VI. 1953
Dyrektor I. G. prof. dr Z. S. Różycki

P. 240/60

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA — 1953

Wydanie I. Nakład 1000+111. Art. wyd. 14,7 ark. druk, 51+21 zał. Papier druk.
sat. kl. V. B1 70 g. Oddano do składania 30. 9. 53. Podpisano do druku 22. 11. 53.
Druk ukończono w listopadzie 53. Zam. nr 3176 - E-4-50191

GRUDZIĄDZKIE ZAKŁADY GRAFICZNE, GRUDZIĄDZ, PLAC WOLNOSCI 5

E R R A T A

Str.	Wiersz		Jest	Powinno być
	góra	dół		
	Okładka i strona tytułowa		Biuletyn 87	Biuletyn 85
5		3	ponieważ	choć
11		2	101	100
12		3	tabl. VI i VIII	tabl. VI—VIII
13	1 i w innych miejscach		<i>Hormossina</i>	<i>Hormosina</i>
13		19	<i>bulloiniformae</i>	<i>bulloidiformis</i>
14		19	np.	Jest także
14		17	<i>Glogerina</i>	<i>Globigerina</i>
17	10 i w innych miejscach		<i>pilullifera</i>	<i>pilulifera</i>
18		14	(2)	(3)
19	21		piasków	piaskowców
23	3		100—50	100—150
27	4		(77)	należy skreślić
30		6	VI — VIII	VII—VIII
31		6	50	należy skreślić
31		6	95	96
31		5	97	96
32	3		96	97
32	4		97	98
32		13	98	97
35	poniżej wiersza 23 należy umieścić tytuł: Warstwy menilitowe			
36	20		(tabl. VI)	należy skreślić
45		17	72	71
52	4		szare	czarne
54	20		(tabl. VI)	należy skreślić
58	23		Oberga	Oberc
58	20		50	37
59	22 po słowie: Biul. należy wstawić cyfrę 50			
59		12	Tokarski A.	Tokarski J.
59		5 i 2	D	Jb
63		10	Бистратиграфии	Биостратиграфии
64		3	дополнили	дополню
65		22	(53, 93, 98	(53, 97, 98 . . .
67	1		Магурскою	Магурского
67	6		(75)	(76)
67		25	предмагурской	подмагурской
67		4	надмагурской	„
67		2	предмагурской	„
68	3—4		напряженная деятель- ность	интенсивность деятель- ности
68	14—15		отепления	отщепления
68		11	в периоде наступления	в периоде надвига

str.	Wiersz		Jest	Powinno być
	góra	dół		
69	9		грубовские	грыбовские
69		10—12	современный рельеф местности сложился из основания почвы; тогдашняя структура литологической основы на формирование которого	На современный рельеф местности сложилась тогдашняя структура литологической основы на формирование котой
69		5—6	отдельных массивов	отдельных свит
70		21	расам	террасам
70	6		она подверглась вдавлению	она подверглась денудации
70	16		эрозионно-денудационные горизонты	эрозионно-денудационные уровни
70		17	„рольной террасе”	„пахотной террасе”
71		2	воле	более
74		12	regarde	regarded
75	19		(79)	(78)
76	4		that it its a facial	that it is a facial
76	11		Inoceramies	Inoceramus
76	23		diagram I—IV	diagram I—VII
77	5		windows	window.
79	5		(plate VIII, diagram XII and XIV)	(plate VIII, diagram XIII and XIV)

TABLICE

Wiersz	Kolumna zatytułowana	Powinno być
--------	----------------------	-------------

Tablica II.

Wiersz oznaczony liczbą 46 — *Glomospira marocales* — należy w całości skreślić. W wierszu 77 w kolumnie zatytułowanej „w-wy grybow.” należy skreślić pionowe.

90	w-wy podmag.	należy kreski pionowe skreślić
90	w-wy grybow.	należy dodać kreski pionowe
92	w-wy podmag.	„ „ „ „
92	w-wy grybow.	„ skreślić kreski pionowe
98	w-wy grybow.	„ „ „ „
99	w-wy grybow.	„ dodać kreski pionowe
101	w-wy grybow.	„ skreślić „ „
102	w-wy grybow.	„ dodać „ „
110	brekcja tektoniczna	„ „ „ „
58 i 59		zamiast <i>Lituola</i> — ma być — <i>Lituotuba</i>
93		zamiast <i>Turbinata</i> — ma być — <i>subturbinata</i>

Wiersz	Kolumna zatytułowana	Powinno być
Tablica III.		
1	eocen pstry	należy dodać kreski pionowe
35	" "	" " " "
40	" "	" skreślić " "
62	Warstwy podmagurskie	" dodać kreski pionowe
63	" "	" skreślić " "
74	brekcja tektoniczna	" dodać " poziome z łukami
42 i 43		zamiast <i>Lituola</i> ma być <i>Lituotuba</i>
47		zamiast <i>Nummulites</i> ma być <i>Nubecularia</i>

Tablica IV		
21	warstwy grybowskie	należy dodać kreski pionowe
30	" "	" " " "
31	" inoceramowe	" " " "
33 i na tabl. V		zamiast <i>turbinata</i> ma być <i>subturbinata</i>



SPIS TREŚCI

	str.
Streszczenie	5
Wstęp	5
Z historii badań geologicznych	7
Z historii badań paleontologicznych	8
Stratygrafia	10
Mikrofauna okolic Klęczan-Pisarzowej i jej znaczenie dla biostratygrafii	11
b) Jednostka podmagurska	12
a) Płaszczowina magurska	14
c) Grupa zewnętrzna	15
Wnioski	15
Rozwój litologiczno-facjalny	19
a) Płaszczowina magurska	19
b) Jednostka podmagurska	27
c) Grupa zewnętrzna	35
Problem „Szarej kredy“	37
Tektonika	39
Strefa okien tektonicznych	40
Północna strefa synklinalna	43
Strefa południowa	46
Tektonika przedpola płaszczowiny magurskiej	47
Ogólne wnioski tektoniczne	48
Ukształtowanie powierzchni i utwory czwartorzędowe	52
Zakończenie	55
Literatura	56
PE3IOME	61
SUMMARY	72

Streszczenie

Autor omawia geologię rejonu położonego na wschód od Limanowej. W skład budowy geologicznej okolic Kłęczan — Pisarzowej wchodzi trzy jednostki tektoniczne określone przez autora nazwą struktur spiętrzonych.

1) Grupa zewnętrzna reprezentowana przez warstwy menilitowe (eocen), warstwy krośnieńskie (oligocen) oraz „kredę kurowską“.

2) Jednostka podmagurska, w której skład wchodzi: warstwy kłęczańskie¹ (paleocen), podgrybowski (eocen), grybowski (eocen) oraz krośnieńskie (oligocen), nieco odmienne od typowych, uważane dawniej za szarą kredę.

3) Płaszczowina magurska, składająca się z warstw inoceramowych wraz z tzw. warstwami kanińskimi (górną kreda — paleocen), „eocenu“ pstręgo² z (paleocen — eocen), warstw podmagurskich (eocen) i warstw magurskich (eocen).

Wydzielenie jednostki podmagurskiej, ukazującej, się w oknie tektonicznym spod płaszczowiny magurskiej, uzasadnia autor różnicami w wykształceniu litologiczno-facjalnym oraz badaniami mikropaleontologicznymi. Te ostatnie zadecydowały o eoceńskim wieku warstw grybowskich uważanych dotąd za kredowe.

W konsekwencji tego autor widzi jednostkę podmagurską także i w innych okolicach, w których występuje tzw. „szara kreda“ i warstwy grybowski, a więc w okolicach Grybowa, Ropy i Ujścia Gorlickiego. Nie wypowiada się natomiast co do okolic Świątkowej oraz Mszany Dolnej, wysnuwając jedynie co do nich pewne przypuszczenia.

Utworzenie się okna tektonicznego Mordarki — Marcinkowice zostało uwarunkowane wpływem podłoża, a więc fliszu grupy zewnętrznej.

Ponadto, dosyć pobieżnie, omówiono morfologię zbadanego terenu oraz utwory czwartorzędowe.

WSTĘP

W lecie 1944 r. wykonałem szkic geologiczny Pisarzowej. W listopadzie tego samego roku współpracowałem na terenie Kłęczan z prof. dr H. Świdzińskim. Rezultatem wspólnych badań była „Mapa geologiczna Kłęczan“. Dziś, po uzyskaniu nowszych danych z obszaru znacznie większego, moja interpretacja tej mapy odbiega od ówczesnej.

¹ Warstwy kłęczańskie, po raz pierwszy odkryte w Kłęczanach przez H. Świdzińskiego i H. Kozikowskiego są wieku paleoceńskiego. W rejonie Kłęczan ich nadkładem stratygraficznym są warstwy podgrybowski. Warstwy podgrybowski, również po raz pierwszy wydzielone przez powyższych autorów, przechodzą ku górze w warstwy grybowski znane w literaturze pod imieniem łupków grybowski lub czarnej kredy grybowski. Badania mikrofaunistyczne wykazały, że warstwy grybowski jak i podgrybowski są wieku eoceńskiego.

² Autor używa terminu „eocen“ pstry, ponieważ mikrofauna wskazuje, że są to warstwy w znacznej mierze wieku paleoceńskiego. Nazwa „eocen“ używana jest w znaczeniu gwarowym i tradycyjnym.

Wyniki badań geologicznych w Pisarzowej i Klęczanach skłoniły w roku 1946 Dyрекcję Przedsiębiorstwa Państwowego „Wiercenia Poszukiwawcze“ do kontynuowania i rozszerzenia wspomnianych badań na obszar między Limanową a Nowym Sączem.

Po dwuletniej przerwie, z polecenia wspomnianej Dyрекcji, skierowałem się dalej ku wschodowi, zdejmując przybrzeżne strefy doliny Dunajca. Dzięki temu ostatniemu etapowi pracy uchwyciłem najbardziej skomplikowany fragment tektoniki tych okolic.

W północnej części rejonu Dunajca rozpocząłem zdjęcia geologiczne na obszarze skartowanym przez St. Sokółowskiego (61, 62). Dzięki robotom ziemnym prowadzonym tu w ostatnim roku okupacji hitlerowskiej, miałem możliwość zbadać znacznie więcej odsłonięć niż mój poprzednik, co umożliwiło mi bardziej szczegółowe rozpoziomowanie eocenu. W świetle moich badań widzę, że skartowany przez St. Sokółowskiego (61, 62) wycinek płaszczowiny magurskiej ma nieco prostszą budowę. Zresztą autor ten we wstępie do swej pracy zaznaczył: „Zdaję sobie sprawę z fragmentaryczności moich badań i z tego, że wiele poglądów wypowiedzianych w niniejszym sprawozdaniu musi ulec w przyszłości rewizji“ (62, str. 50) albowiem: „Pełny obraz budowy geologicznej grupy magurskiej objętej moim zdjęciem będzie można dać po zbadaniu okolic przylegających od wschodu i zachodu do doliny Dunajca. Dlatego zarys budowy geologicznej, który niżej podam uważam za tymczasowy“ (62, str. 77).

Praca, z której pochodzą powyższe cytaty jest dotąd jedyną obszerniejszą publikacją odnoszącą się do terenu przeze mnie zbadanego i oddała mi równie cenne usługi jak mapki St. Weignera (53, 98 oraz tabl. I.).

Kartując starałem się zdjęcie wykonać możliwie szczegółowo. Krokówkę rysowaną stosowałem przede wszystkim w strefie okna tektonicznego oraz w znacznej części partii leśnych. Tam bowiem mapa austriacka, którą posługiwałem się przy pracy, przeważnie zawodziła. Bardzo wielka ilość naturalnych odkrywek umożliwiła dokładne przeprowadzenie granic, które w kilku zaledwie przypadkach wyznaczyłem hipotetycznie, co zresztą zaznaczam w tekście.

W pracy zamierzam przedstawić wyniki prac z wyżej wymienionych lat. Podkreślam jednak, że rozwiązanie stratygrafii i tektoniki zbadanych okolic może, lecz nie musi, być ostateczne. Przy niezmiernie bowiem skomplikowanej budowie geologicznej, dotkliwie odczułem brak fauny przewodniej. Poza tym znajomość geologii okolic położonych na północ od Skrzętlej przyczyniłaby się niewątpliwie do lepszego wyjaśnienia budowy geologicznej badanego obszaru. Niestety, charakter mojej pracy nie pozwalał mi na tak dalekie odbiegnięcie od tematu zasadniczego.

Możliwość napisania tej pracy zawdzięczam w znacznej mierze badaniom mikropaleontologicznym przeprowadzonym przez dr J. Syniewską, mgr F. Huss, mgr J. Czernikowskiego i mgr Jurkiewicza. Rozszerzenie badań mikrofaunistycznych, zapoczątkowanych z mojej inicjatywy przez dr Syniewską, było poniekąd wynikiem dyskusji z prof. dr M. Książkiewiczem i prof. dr F. Biedą, dzięki którym przeprowadziłem zmianę dotychczasowej interpretacji stosunków geologicznych okolic Klęczan — Pisarzowej. Wynikiem tego są

nowe poglądy na stratygrafię płaszczowiny magurskiej i tektonikę jednostek niżej położonych.

Badania mikropaleontologiczne prowadzone były w pracowni Dyrekcji Geologii Przedsiębiorstwa Państwowego „Wiercenia Poszukiwawcze” przy wykorzystaniu nie tylko próbek terenowych, ale i materiału wiertniczego.

Osobom wymienionym oraz Dyrekcji Geologii P.P.W.P. składam serdeczne podziękowanie za współpracę lub życzliwe ustosunkowanie się do moich badań.

Ponadto dziękuję prof. dr H. Świdzińskiemu — za łaskawe pozwolenie wykorzystania „Mapy geologicznej Klęczan” i za udział we wspólnych wycieczkach w okresie okupacji hitlerowskiej.

Wiele rad i wskazówek, a przede wszystkim cenne słowa zachęty, zawdzięczam zmarłemu prof. dr W. Rogali, który niemal do ostatnich chwil życia interesował się pracami swych uczniów.

Z HISTORII BADAŃ GEOLOGICZNYCH

Jednym z pierwszych geologów obok St. Waltera i E. Dunikowskiego, którzy bliżej zainteresowali się okolicami Limanowej i Nowego Sącza był V. Uhlig (88, 89), twórca nazwy warstw kanińskich dla serii leżącej na eocenie pstrym, a pod warstwami magurskimi. Podaje on istnienie łupków menilitowych wśród szarych łupków doliny Klęczańskiej oraz w warstwach kanińskich i magurskich.

Pierwsze z nich są w rzeczywistości warstwami grybowskiemi, drugie zaś tworzą sporadyczne wkładki wśród warstw podmagurskich i magurskich (terminów tych używam¹ w rozumieniu H. Świdzińskiego) (69) w tzw. „szarej kredzie”, a nawet i w warstwach inoceramowych.

Przed rokiem 1903 pracował w tych okolicach W. Szajnocha (78). Publikacja jego zawiera wiele cennych informacji. Warstwy kanińskie zaliczył on do warstw mikuszowickich (kreda) „tylko prowizorycznie i po walce wewnętrznej... na podstawie uderzającego podobieństwa petrograficznego. Ułożenie tego wyraźnego tutaj i typowego kompleksu przemawiało raczej za zaliczeniem go do eocenu”. (78, str. 103).

Oprócz Uhliga i Szajnochy w rejonie Limanowej i Nowego Sącza pracował R. Zuber z W. Rogalą (57, 100). R. Zuber uważał, że w okolicy Klęczan istnieje okno tektoniczne warstw krośnieńsko-szypoczych (100, str. 142—143).

Zuber (100, str. 351) wyraża swój pogląd na stratygrafię płaszczowiny magurskiej tych okolic, wymieniając następujące jednostki stratygraficzno-facjalne:

- 1) warstwy inoceramowe, składające się z ilów i piaskowców wapnistych z hieroglifami i skorupami inoceramów;
- 2) czerwone i zielone łupki oraz iły z piaskowcami i zlepieńcami zawierającymi numulity (eocen);

¹) Jakkolwiek w swej poprzedniej pracy (39) używałem terminu warstwy ropianieckie, powracam do nazwy ogólnie stosowanej; jest to wynikiem obszernej dyskusji z ob. ob. doc. dr J. Wdowiarzem i prof. dr H. Świdzińskim.

- 3) warstwy kanińskie, które określa on jako lokalną odmianę warstw be-
loweskich reprezentujących zapewne głębszą część oligocenu;
- 4) gruboławicowe piaskowce magurskie.

Z u b e r widzi przejście stratygraficzne między eocenem a warstwami inoceramowymi, które zalicza do górnej kredy. W serii autochtonicznej zaobserwował on ciemnoszare łupki, częściowo margliste z nielicznymi wkładkami twardych piaskowców i czarnych łupków. Serię tę uważał za odmianę łupków menilitowych (łupki grybowski U h l i g a), które według niego tworzą w rejonie Klęczan płaskie, w niektórych miejscach drobnosfaldowane siodło. Zdaje się, że w tym przypadku miał on na myśli obszar, gdzie warstwy podgrybowski ukazują się na powierzchni ziemi w towarzystwie warstw grybowski (patrz szkic geologiczny).

St. W e i g n e r przejął od Z u b e r a podział stratygraficzny uwzględniony później na jego mapie geologicznej (53, 98). Geolog ten uważał, że płaszczowina magurska leży tu płasko, co również udowodnił oknem tektonicznym Pisarzowej — Klęczan (53, 98). Według tego geologa warstwy krośnieńskie, występujące we wspomnianym oknie tektonicznym, zawierają w swej środkowej części łupki menilitowe. Jednakże na posiedzeniu naukowym Państwowego Instytutu Geologicznego w r. 1932 uznaje czarne łupki za łupki kredowe typu grybowski, a łupki szare za tzw. „szarą kredę” (69).

W roku 1931 w dolinie Dunajca z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego przeprowadził badania geologiczne St. S o k o ł o w s k i (61, 62). Jego mapa obejmuje oprócz grupy średniej (w rozumieniu J. N o w a k a) także fragment płaszczowiny magurskiej między Kurowem a Zbyszycami. Geolog ten wyróżnia w obrębie grupy magurskiej swego terenu dwie zasadnicze jednostki tektoniczne: „zewnątrzną” (M1) i „wewnętrzną”. Tą ostatnią rozbija na trzy dalsze (M2), (M3) i (Mn). Najbardziej północna jednostka (M1 brzeżna) zawiera jedynie eocen, lub może i oligocen. Kredy, według tego autora, prawdopodobnie tu nie ma. W jednostce M2 widzi warstwy ropianieckie, a w M3 piaskowce magurskie z wkładkami czarnych łupków. Natomiast jednostka Mn według S o k o ł o w s k i e g o, jest oddzielnym wysadem „kredy kurowskiej”.

Między rokiem 1932 a 1934 okolicą Klęczan — Męciny interesował się H. Ś w i d z i ń s k i (69), który opracował profil Zadziele — Kanina. Uznał on szarą serię za przypuszczalne warstwy krośnieńskie należące do fliszu zewnętrznego. Jednakże podczas naszych wspólnych prac w roku 1944 przyjął stanowisko, na które już w 1932 r. zdecydował się St. W e i g n e r.

Z HISTORII BADAŃ PALEONTOLOGICZNYCH

Z najstarszych publikacji zasługuje na uwagę praca V. U h l i g a (87), w której podaje on zestawienie wielkich otwornic znalezionych w Ropie koło Gorlic, uważanych za formy przynależne do „warstw hieroglifowych” (3). Do nich zalicza się również dwa gatunki numulitów z okolic Grybowa, z piaskowców znajdujących się w pobliżu pstrych łupków (3, 92).

W roku 1888 nadmienia U h l i g (3, 89) o odkryciu numulitów w Pasierbcu koło Limanowej, a więc już w bezpośrednim sąsiedztwie skartowanego terenu. W Klęczanach znalazł on również jeden gatunek wymieniony w pracy (89), pochodzący z odkrywki piaskowca magurskiego leżącej

na północ od potoku Smolnik (południowe zbocze Rozdziela). Jak wynika z opisu autora odkrywką tą jest najbardziej zachodnie odsłonięcie w Klęczanach, istniejące przy potoku płynącym spod Rozdziela. Uhlík uważał, że znaleziony tu numulit (*Nummulites lucasana* Defr.) pochodził z drugorzędnego złoża, czemu przeczy Szajnocha (78).

Również H. Walter i E. Dunikowski (62, 91, 92) znaleźli numulita w piaskowcu magurskim, odsłoniętym nad Dunajcem na południowym podnóżu Góry Kurowskiej, a także w sąsiedztwie łupków czerwonych koło Grybowa (92).

W roku 1923 M. Dyląg i A. K. znajduje w warstwach inoceramowych w Szymbarku koło Gorlic *Operculina cretacea* (3,19). Znacznie wcześniej badał mikrofaunę tych okolic J. Grzybowski (24).

W roku 1935 znaleziono skorupę inocerama w „szarej kredzie“ w Klęczanach (75, str. 104, przyp. 1.).

J. Nowak (54), omawiając wyniki prac M. de Cizancourt (15), podaje faunę piaskowca magurskiego okolic Zawoi i Limanowej, którego wiek określa jako dolny eocen. W roku następnym zainteresował się tą fauną F. Bieda, uważając ją za „nie starszą od lutetu górniego“ (2, str. 23).

W okresie wojennym F. Bieda i H. Świdziński znajdują bogatą faunę foraminiferową w pstrych łupkach w miejscowości Ropa koło Gorlic (3,39). Publikacja F. Biedy (3) omawia obszernie stratyografię płaszczowiny magurskiej na podstawie wielkich otwornic. Autor ten, mając do dyspozycji duży materiał dowodowy zebrany z wielkiego obszaru (także z Klęczan i okolic Limanowej), wyróżnia w eocenie fliszu karpackiego 6 poziomów, z których charakterystycznymi także dla grupy magurskiej są:

- 3) poziom szósty z *Nummulites striatus* Brug. (barton + ludyk) — odpowiada warstwom magurskim;
- 2) poziom czwarty z *Nummulites laevigatus* Brug. i *Nummulites distans* Desh. (lutet) — odpowiada warstwom podmagurskim;
- 1) poziom trzeci z *Nummulites planulatus* Lamk. (ypres) — odpowiada pstromu eocenowi.

W roku 1946 F. Bieda znalazł kilka okazów numulitów w luźno leżących blokach w pobliżu odkrywki warstw podgrybowskich. Po zakwestionowaniu przeze mnie ważności tego faktu ponowił on swe poszukiwania już w obrębie samej odkrywki i w rezultacie uzyskał potwierdzenie poprzedniego znaleziska.

Odkrywka ta istnieje w skarpie po prawej stronie potoku Pierzwiączka (= potok Bierzwiecki), około 600 m powyżej ujścia tego potoku do Smolnika.

W roku 1950 na wspólnej wycieczce z prof. dr M. Książkiewiczem i z em. zaobserwowaliśmy w zwietrzelinie warstw podgrybowskich na zachodnim obniżeniu Góry Krasińskiej w Klęczanach, w rozwidleniu potoków Smolnik i Pierzwiączki, czyli około 150 m na północ od wyżej wzmiankowanej odkrywki nieoznaczalne szczątki numulitów oraz zapewne mszywiołów.

Ponadto należy nadmienić, że w 1946 r., z ramienia P. P. „Wiercenia Poszukiwawcze“, przez czas dłuższy doc. dr. B. Kokoszyńska poszukiwała w okolicach Klęczan — Pisarzowej makrofauny kredowej, jednakże bez pozytywnego wyniku.

STRATYGRAFIA

Litologia warstw okolic Klęczan — Piszarzowej oraz opis wyniku badań mikrofaunistycznych tak ściśle spletają się z sobą, że trudno dokonać wyboru od czego rozpocząć rys stratygraficzny omawianego regionu.

Poglądy moje bowiem na stratygrafię omawianego regionu stopniowo ulegały zmianie pod wpływem badań mikropaleontologicznych.

Pierwotne moje poglądy na stratygrafię badanego regionu, a przede wszystkim płaszczowiny magurskiej, szły po linii jaką wytyczyli St. Weigner (w 1932 r.) oraz H. Świdziński (69). Znaczenie jednak przez prof. dr F. Biedę w warstwach grybowskich numulita obaliło dotychczasową koncepcję roboczą.

W świetle tego znaleziska warstwy podgrybowskie okazały się wiekowo przynależne do eocenu ewentualnie, w najgorszym przypadku, do paleocenu. Tę drugą ewentualność podają dlatego, że i w paleocenie znajdowano numulity (3), a numulit pokazywany mi przez prof. dr F. Biedę nie był jeszcze wypreparowany i oznaczony.

Wobec powyższych wątpliwości postanowiłem posłużyć się mikrofauną jako podstawą do przynajmniej lokalnego rozpozniowania wieku spotykanych na tym terenie warstw. Wybór padł na foraminifery, gdyż metoda mikropaleontologiczna daje stosunkowo szybkie rezultaty, a to dzięki wielkim nagromadzeniom mikroorganizmów kopalnych w osadach morskich. Do tego wyboru przyczyniło się także istnienie na terenie P. P. „Wiercenią Poszukiwawcze“ dobrze zorganizowanego laboratorium mikropaleontologicznego.

Wprawdzie F. Bieda uważa, że małe otwornice nie nadają się do ścisłego zdefiniowania wieku warstw Karpat fliszowych (102, str. 118), jednakże prace innych paleontologów (16, 17, 18, 24, 46) dowiodły możliwości odróżnienia na podstawie mikrofauny np. kredy od eocenu, a nawet ściślejsze rozpozniowanie skalnych serii fliszowych na mniejszych obszarach (17, 25). Rozszerzanie się zainteresowania mikroorganizmami nie tylko dla celów korelacji wiertniczej pozwala wyrazić przypuszczenie, że z czasem znaczenie mikrofauny dla biostratygrafii fliszu karpackiego stanie się dużo większe niż się obecnie przypuszcza, jednakże tylko na drodze badań systematycznych zakrojonych na szeroką skalę.

Wstępne badania J. S y n i e w s k i e j przeprowadzone na 31 próbkach z okolic Klęczan stwierdziły istnienie licznych mikroorganizmów, przeważnie jednak o dużej rozpiętości wiekowej, a więc nieprzydatnych dla celów stratygraficznych. Same stwierdzenie istnienia większej ilości otwornic stwarzało nadzieję znalezienia bardziej charakterystycznych zespołów. Dlatego też postanowiłem rozszerzyć badania na wszystkie wymienione warstwy. W tym celu pobrano następujące ilości próbek skalnych z pakietów łupkowych poszczególnych warstw, a mianowicie:

z naturalnych odkrywek	143, z tego	97	zawierały mikrofaunę
z rdzeni wiertniczych	262, „	14	„ „
okruchowych wiertniczych	185, „	118	„ „
Razem pobrano	590. „	229	„ „

Z wszystkich więc pobranych próbek 38,8% dało wyniki pozytywne. Zaznaczyć należy, że niski procent mikrofauny w rdzeniach spowodowany był faktem, iż w znacznej mierze obejmowały one warstwy krośnieńskie, niemal zupełnie pozbawione szczątków mikroorganizmów.

MIKROFAUNA OKOLIC KLĘCZAN-PISARZOWEJ I JEJ ZNACZENIE DLA BIOSTRATYGRAFII

Rozdział ten, który sam w sobie mógłby być poważną pracą, powinien napisać specjalista w tej dziedzinie. Temat tym bardziej interesujący, że o ile mi wiadomo, do tej pory, poza J. Grzybowskim (22, 23, 24) i M. Dyląską (19), mikrofauna warstw płaszczowiny magurskiej nie była tematem szczegółowych prac naszych paleontologów. Tymczasem cele praktyczne wymagają szybkich wyników. Siłą więc rzeczy, gdy geolog zabiera się do tak specjalnego tematu jego ujęcie musi być odmienne i skromniejsze od ujęcia paleontologicznego, a główny nacisk musi być położony przede wszystkim na przydatność mikrofauny dla celów stratygraficznych. Ponadto dodać należy, że rozdział ten powstał w wyniku współpracy pięciu osób, przy czym do mikropaleontologów należało oznaczenie gatunków otwornic oraz luźne i nieliczne uwagi odnośnie do ich wieku geologicznego, a cała analiza i selekcja wiekowa dostarczonego materiału przypadła już w udziale geologowi.

Omówienie mikrofauny z badanych okolic należy traktować jako próby wstępne, po których powinny nastąpić systematyczne badania. Dopiero te ostatnie będą mogły dać zadawalające wyniki.

Podstawą analizy mikrofaunistycznej jest zestawienie form z całego regionu z zaznaczeniem w jakich warstwach występują (tabl. II). Widzimy, że pewne formy występują tylko w jednych warstwach, zasięg zaś innych jest większy. Niektóre otwornice są wspólne dla pewnych warstw. Posłużmy się przykładami;

1) *Dendrophrya robusta* Grzyb. Występuje w „eocenie“ pstrym. w warstwach inoceramowych, w szarej kredzie (nieliczne egzemplarze). w warstwach grybowskich, podgrybowskich i klęczańskich.

2) *Cyclammia amplexans* (= *acutidorsata*) (Grzyb.) pojawia się masowo w „eocenie pstrym“ w warstwach grybowskich i podgrybowskich. a zaledwie kilka okazów znaleziono w szarej kredzie.

3) *Gaudryina conversa* Grzyb. Przywiązana jest wyłącznie do „eocenu pstrego“.

4) *Cyclammia retrosepta* Grzyb. *Cyclammia setosa* Grzyb. *Cyclammia suborbicularis* Rzh. spotkać można tylko w pstrym eocenie i w warstwach grybowskich.

W ten sposób przeanalizowałem wszystkie formy. Zresztą już z tych kilku przykładów można zorientować się, w jakim kierunku ma pójść selekcja materiału.

Przed wszystkim jednak już z grubsza widać, że został ostatecznie obalony pogląd o kredowym wieku warstw grybowskich, co pociągnęło za sobą daleko idące kosekwencje, których szczegółowym omówieniem zajmujemy się w dalszej części tej pracy.

Pragnąłbym podkreślić tu tylko, że poglądy R. Zuber a (101) oraz St. Weigner a (53. 98) okazały się jeśli nie prawdziwe, to przynajmniej

bliskie prawdy. Mikrofauna bowiem i znaleziony przez F. Biedę numulit potwierdzają istnienie okna tektonicznego w płaszczynie magurskiej między Limanową a Nowym Sączem, okna, w którym ukazuje się obca jej pod względem litologiczno-facjalnym jednostka tektoniczna. Czy należy ona do grupy zewnętrznej (H. Świdzińskiego), czy też stanowi odrębną jednostkę — na to pytanie postaram się odpowiedzieć w następnej części niniejszego rozdziału.

W świetle tych wniosków dalsza analiza mikrofauny okolic Klęczan — Pisarzowej powinna być, moim zdaniem, przeprowadzona w następujący sposób: należy wydzielić formy charakterystyczne dla poszczególnych zespołów litologiczno-facjalnych, a więc nie powtarzające się przynajmniej w obrębie jednej jednostki tektonicznej. Tablica obejmująca te formy może mieć doraźne praktyczne zastosowanie korelacyjne o znaczeniu ściśle lokalnym, czyli dla punktów niezbyt od siebie oddalonych, występujących w obrębie poszczególnych jednostek tektonicznych bez oznaczenia wiekowego. Jest to tablica III. Czy spełni ona swe zadanie — okaże się to w przyszłości. Podejrzewam, że przy dalszych badaniach znajdzie potrzeba dalszej eliminacji, zwłaszcza w przypadkach, gdy granice biostratygraficzne będą przecinały się z granicami litologiczno-facjalnymi, a już w ogóle nie spełnia ona swego zadania w ramach prac ściśle naukowych. Dlatego też dalsza segregacja mikrofauny opracowanego regionu musiała pójść w kierunku oznaczenia wieku poszczególnych warstw odrębnie dla poszczególnych jednostek tektonicznych. Wybrano więc z tablicy I zespoły form powszechnie uznane za przewodnie oraz formy o ogólniejszym znaczeniu — tak powstała tablica IV. Ale i ona nie dostarczyła mi jeszcze wyraźnego obrazu przedstawiającego przynależność wiekową znanych mi warstw. Obraz nie jest jasny, bo np. w obrębie „eocenu“ pstrego obok form paleoceńskich mamy formy charakterystyczne dla eocenu. Sprawdza się więc przypuszczenie, że część pstrego eocenu musi być wieku paleoceńskiego (69, 39, 40, 41). Z tablicy tej jednak nie można wyczytać jak wielka część tego „eocenu“ należeć może do paleocenu, a jaka do eocenu. Okazało się przeto rzeczą konieczną wykonanie syntetycznych profilów litologiczno-facjalnych dla poszczególnych jednostek tektonicznych i włączenie w te profile stanowisk mikrofaunistycznych. Dopiero ta tablica posłuży nam do dalszych rozważań (tabl. V).

a) Płaszczowina magurska

W ramach rozporządzalnego niekompletnego materiału faunistycznego można wyróżnić cztery skupienia mikrofauny.

Pierwsze skupienie obejmuje najwyższą część warstw inoceramowych oraz najniższą partię pstrego „eocenu“. W obrębie warstw inoceramowych mamy też i warstwy kanińskie. Próbkę z warstw inoceramowych i „eocenu“ pstrego pobrano z IV prawego (licząc od ujścia) dopływu potoku Pierzwiaćka oraz w Męcinie na południe i południowy-wschód od kościoła (patrz mapa, tabl. VI i VIII, przekroje IX, XI).

Próbki z warstw kanińskich pobrałem z odkrywek znanych W. Szajnosze (78). (Raszówka, Kanina, Litacz).

W partii tej najliczniej występuje *Reophax (Hormossina) ovulum* (Grzyb.), którą J. Czernikowski (18) zdecydowanie zalicza do paleocenu. W. Pożaryski (25) nie podaje jej jako formy przewodniej, jednakże z jego tabeli wynika, że forma ta w okolicy Biecza przywiązana jest wyłącznie do łupków czarnorzeckich (paleocen).

Na pograniczu warstw inoceramowych i pstrego „eocenu” pojawia się *Gaudryina conversa* Grzyb., którą J. Czernikowski (18) umieszcza w paleocenie. Towarzyszy jej *Trochammina irregularis* d'Orb., mająca znaczenie bardziej ogólne. Występuje ona również i w stropowej części warstw inoceramowych. Ponadto mamy tu i formę — *Proteonina complanata* Franke, której zasięg J. Syniewska za J. Grzybowskiim określa w granicach: kreda górna po środkowy eocen (wiadomość ustna). Ponadto jest tu i *Dendrophrya robusta* Grzyb., która według tabeli Wł. Pożaryskiego (25) najliczniej występowała w paleocenie (łupki czarnorzeckie). Pojawia się ona i niżej, a mianowicie w piaskowcach czarnorzeckich okolic Biecza. W eocenie natomiast ilość jej wyraźnie maleje. W tabeli Wł. Pożaryskiego (25) figuruje pod nazwą „rurki robaków”. W okolicach Krosna spotykał ją J. Grzybowski (23), który również zauważył ilościowe zubożenie tej fauny w kierunku ku młodszemu wiekowi warstwom.

W pierwszym skupieniu spotykamy oprócz tego *Reophax placenta* Grzyb., znaną z eocenu jako formę o znaczeniu ogólniejszym, w towarzystwie licznych form *Ammodiscus* i *Trochammina*.

Występujący w spągu „eocenu” pstrego w Klęczanach jeden egzemplarz *Verneuillina (Reussella) szajnochae* Grzyb., znajduje się na wtórnym złożu.

Ponadto na uwagę zasługuje także i *Spiroloculina occulta* Grzyb., występująca w najniższej części pstrego „eocenu”. *Spiroloculina* sp. według J. Czernikowskiego (18) charakteryzuje paleocen grupy zewnętrznej środkowych i wschodnich Karpat. Natomiast *Haplophragmoides* sp. oraz *Haplophragmoides (Reussina) bulloidiformae* Grzyb., var. *alfa* są, według cytowanych autorów (18, 25), charakterystyczne niemal dla całego ypresu.

Drugie skupienie form widzimy w stropowej partii „eocenu” pstrego. Tu na uwagę zasługuje przede wszystkim *Ammodiscus grzybowskii* Czern., oraz *Gaudryina conversa* Grzyb. Obie te formy J. Czernikowski (18) umieszcza w paleocenie. Pierwsza z nich według wymienionego autora (18) jest nową formą przewodnią. Występuje tu poza tym *Reophax globigeriniformis* Czern. (18) J. Czernikowski uznaje ją za przewodnią dla dolnego ypresu. W pozycji litologiczno-facjalnej występuje one najwyżej, ponad wymienionymi formami paleoceńskimi, pod którymi usytuowała się jeszcze jedna forma *Ammodiscus angygyrus* R s s.

Próbki pobrano z „eocenu” pstrego w Mordarce, z potoku płynącego spod Łysej Góry w kierunku południowym (patrz mapa tabl. VI i przekrój I tabl. VII).

W górnej części warstw podmagurskich, zbadanych na podstawie próbek pobranych pod Łysą Górą w Mordarce, natrafiono jedynie na *Trochammina*

lituiformis Brady. Literatura cytowana nie wskazuje na jej przewodni charakter. Wiadomo tylko, że liczne gatunki z rodzaju *Trochammina* występują w eocenie (22, 23, 46).

Okolo 550 m ponad spągiem warstw magurskich pojawia się *Globigerina bulloides* d'Orb. w towarzystwie *Globigerina triloculinoides* Plummer. Na tabeli Wł. Późaryskiego (25) widnieje ona tuż pod spągiem rogowców warstw menilitowych i zaznaczona jest jako przewodnia. M. Książkiewicz (46) uważa ją również za przewodnią dla eocenu.

Próbki pobrano też z piaskowców magurskich na Zabełczu. Napotkano w nich oprócz wyżej wymienionych *Globotruncana* sp., *Terebella* sp., *Rotalidae*, *Nonionidae*, *Buliminidae*. Jak wiadomo globotruncany są wieku kredowego i występują głównie w senonie. Wiadomo również, że *Globigerina bulloides* d'Orb. w warstwach wieku kredowego. Jedyne J. Grzybowski (46) podaje, jako wyjątkowy przypadek, znalezienie tej formy w kredzie okolic Wadowic.

Próbki pobrano wreszcie z warstw o zupełnie wyraźnej sytuacji litologiczno-facjalnej, a więc z niewątpliwych warstw magurskich, o czym informuje nas mapa (tabl. VI) oraz przekrój XVIII (tabl. VIII).

b) Jednostka podmagurska¹

Mikrofauna warstw klęczańskich (próbki z wierceń), jak wynika z dotychczasowych badań, jest dosyć słabo zróżnicowana pod względem jakościowym. Występuje tu kilkadziesiąt okazów *Globigerina* sp., *Globigerina triloba* Reuss oraz *Globigerina bulloides* d'Orb. a ponad nimi po kilka okazów *Dendrophrya robusta* i *Rhabdammina abyssorum* M. Sars. w towarzystwie innych *Rhabdamminidae* oraz kilka gatunków z *Trochamminidae* np. *Reophax (Hormossina) ovulum* Grzyb. Ta ostatnia wykazywałaby na paleocen, chociaż sięga i po eocen, natomiast *Globigerina bulloides* d'Orb i *Glogerina triloba* Reuss są według M. Książkiewicza (46) formami eoceńskimi, a według J. Grzybowskiego (22, 23) mogą występować nawet w kredzie. Wobec mniejszej ich ilości można podejrzewać, że istnieją one w paleocenie.

Dla warstw podgrybowskiich załączam tablicę IX, wyraźnie ilustrującą ilościowe występowanie poszczególnych form w próbkach wiertniczych jednego z otworów. Charakterystyczne jest tu nagromadzenie się niektórych *Globigerinae* i towarzyszących im okazów *Rhabdammina abyssorum* M. Sars. oraz *Dendrophrya robusta* Grzyb. Wymienione formy tworzą tzw. masówkę. Ilościowo mniej licznie reprezentowana jest cała plejada innych form, na których czoło wysuwają się *Cyclammina amplexens* (= *acutidorsata*) (Grzyb.) oraz *Globigerina bulloides* d'Orb. Charakter tej fauny jest niewątpliwie eoceński.

Dla zbadania warstw grybowskiich pobrano próbki z Męciny i Klęczan. Fauna jest mało różnorodna i występuje raczej w przyspagowej części warstw. Mamy tu formę: *Cyclammina* cf. *amplexens* (= *acutidorsata*) (Grzyb.) charakterystyczna dla eocenu (18, 25, 46).

¹ Ponieważ nazwa jednostki stwarza pewną dwuznaczność, gdyż mamy również warstwy podmagurskie, autor obecnie stosuje nazwę: jednostka Ropy — Pisarzowej

Czernikowski (18) umieszcza ją w ypresie; *Ammodiscus latus* Grzyb, która w rejonie Biecza ukazuje się tuż pod poziomem globigerinowym, a nawet częściowo się z nim zazębia, sięgając przy tym w dół do stropu dolnych warstw hieroglifowych; *Haplophragmoides alfa*¹ i *Haplophragmoides* sp. występujące także pod poziomem globigerinowym (25) i w ypresie (18); *Dendrophrya robusta* Grzyb znana dla eocenu i paleocenu Biecza (25) oraz *Reophax pilullifera* Brady, forma, którą M. Książkiewicz (46) zaobserwował w eocenie Karpat zachodnich.

W tzw. „szarej kredzie” występują pojedyncze egzemplarze i to na wtórnym złożu; *Ammodiscus serpens* Grzyb., *Globigerina cretacea*, *Globotruncana* cf. *linneiana* d'Orb., *Saccammmina*, *Trochammmina deformis* n. sp. Grzyb oraz *Uvigerina pygmaea* d'Orb.

Próbki pobrano w potoku Smolnik na pograniczu gminy Pisarzowa i Męciny (Zadziele), a także z Klęczan (Drzykowa) oraz z wierceń.

c) Grupa zewnętrzna

Z tej grupy poddano badaniom jedynie rdzenie pobrane z warstw krosieńskich, leżące tektonicznie najniżej, a więc pod jednostką podmagurską oraz próbki z odkrywek koło mostu w Kurowie. Warstwy te można uznać niemal za zupełnie pozbawione fauny, ponieważ znaleziono w rdzeniach zaledwie po jednym okazie z niżej wymienionych form; *Nonion* sp. (*olsoni*?), *Nubecularia tibia* J. et P., *Rhabdammina annulata* Rzh. oraz *Verneuillina* (*Reussella*) *szajnochae* Grzyb.

Poza ostatnią, która jest wieku kredowego, a więc na złożu drugorzędowym, pozostałe nie mówią nam nic szczególnego.

d) Wnioski

Charakterystyczną cechą małych otwornic rejonu Klęczan — Pisarzowej jest zdecydowana przewaga form o skorupkach zlepieńcowatych nad wapiennymi, których reprezentantami są niemal wyłącznie globigeriny. Zjawisko to wiąże się z fliszowym charakterem osadów karpaccich. Mikrofauna zaś należąca do grupy *Agglutinantia*, żyjącej na dnie mórz ma mniejsze znaczenie dla biostratygrafii od częściowo lub całkowicie planktonicznych otwornic o szkielecie wapiennym. Wątpliwości te wyjaśnia nam zdanie Późarskiego „otwornice zlepieńcowate będą się zachowywały jednolicie w jednej niecce morza fliszowego — pomiędzy zaś różnymi nieckami profile otwornicowe będą się nieco różnić” (56, str. 203). Tezę tę muszą mieć na uwadze, gdy będą starał się wyciągnąć pewne praktyczne wnioski, oczywiście, przy zachowaniu dużej ostrożności w paralelizacji z terenami tak odległymi jak Biecz, Krosno, czy okolice Żywca. Ostrożność ta jest tym bardziej wskazana, że materiał faunistyczny pochodzi z różnych jednostek tektonicznych. Pomijając jednak różnice facjalne można przeprowadzić korelację samej mikrofauny i ustalić z grubszą wiek poszczególnych ogniw litologiczno-facjalnych, bez wdawania się

¹ *Haplophragmoides alfa* i *beta* jest tymczasowym roboczym określeniem wyłącznie rodzajowym. Alfa i beta użyto jedynie dla podkreślenia pewnych różnic morfologicznych. Sprawa ta będzie niebawem szerzej omówiona w jednej z prac mikropaleontologicznych przygotowywanej przez pracowników P. P. W. P.

w szczególności rozpoziomowanie, które przy tak odległej paralelizacji mogłoby sprowadzić nas na fałszywe drogi. Wiemy bowiem, że na przykład globigeriny na terenie Biecza występują bardzo wysoko ponad paleocenem, w okolicy zaś Klęczan spotyka się je znacznie niżej i to na innej wysokości w płaszczynie magurskiej, a na innej — w jednostce podmagurskiej.

Wziąwszy to wszystko pod uwagę możemy, na podstawie dotąd nam znanej mikrofauny, ustalić wiek poszczególnych warstw rejonu Klęczan — Pisarzowej w następujących granicach: (patrz zestawienie charakterystycznych zespołów mikrofaunistycznych zamieszczone poniżej).

ZESTAWIENIE CHARAKTERYSTYCZNYCH ZESPOŁÓW

a) Płaszczowina magurska

1) Siropowa część warstw inoceramowych wraz z warstwami kanińskimi niemal po sam strop pstrego „eocenu“

na podstawie: *Reophax (Hormossina) ovulum* (Grzyb.) (18, 25)
Gaudryina conversa Grzyb. (18)
Proteonina complanata Franke (24)
Dendrophrya robusta Grzyb. (22, 25)
Spiroloculina occulta Grzyb. (18)
Ammodiscus grzybowskii Czern. (17)

2) strop „eocenu“ pstrego
 warstwy podmagurskie
 warstwy magurskie

na podstawie: *Reophax globigeriniformis* Czern. (18)
Trochammina lituiformis Brady (22, 23, 46)
Globigerina bulloides d'Orb. (25, 46)
Globigerina triloculinoides Plumer (46)

PALEOCEN

EOCEN

Kilka zdań należy poświęcić wiekowi tzw. warstw kanińskich, których opis litologiczno-facjalny podaję niżej. Jak już wspomniałem twórcą tej nazwy jest V. Uhlig (89, str. 176). Opisał je potem W. Szajnocha (78, str. 98) i zaliczył do warstw mikuszowickich — górny apt (piętro gargaskie) — „na podstawie uderzającego podobieństwa petrograficznego“ (78, str. 103). R. Zuber (100, str. 351) rozszerzył ich pojęcie na cały kompleks warstw tego regionu, który dziś nazywamy warstwami podmagurskimi. Po tej linii poszedł i St. Weigner (53, str. 46—47). H. Świ-

dziński (76, str. 74) na podstawie znanej literatury (89) umieszcza je ponad „eocenem“ pstrym przypuszczając, że są „zastępczą facją“ warstw belowskich.

W Kaninie i w Wysokim nie zauważyłem takiej ilości pstrego „eocenu“ jaką zaznacza na swej mapie Weigner (53 oraz tabl. I). „Eocen“ pstry spoczywa w Kaninie jedynie w niewielkim łęku widocznym w warstwach kanińskich. Na podstawie przejść stratygraficzno-facjalnych uznałem warstwy kanińskie z Kaniny za odmianę warstw inoceramowych, która ukośnie przebiegając przez te warstwy jednym swym ramieniem dotyka spagu „eocenu“ pstrego.

MIKROFAUNISTYCZNYCH OKOLIC KLĘCZAN-PISARZOWEJ

PALEOCEN

b) Jednostka podmagurska

1) Warstwy klęczańskie

na podstawie: *Reophax (Hormossina) ovulum* (Grzyb.) (18, 25)

Globigerina bulloides d'Orb. (25, 26)

Globigerina triloba Reuss. (45),

Dolny zasięg tych form może również obejmować kredę (46), a więc i one, w tym właśnie przypadku mogłyby być także w paleocenie.

EOCEN

2) Warstwy podgrybowskie warstwy grybowskie

na podstawie: *Cyclamina amplectens* (= *acuditorsata*) (Grzyb.) (17, 25, 46)

Globigerina bulloides d'Orb. (25, 46)

Grzyb. (18, 25, 46)

Cyclamina cf. *amplectens* (= *acutidorsata*)

Grzyb. (18, 25, 46)

Ammodiscus latus Grzyb. (25)

Haplophragmoides sp. (18, 25)

Haplophragmoides alfa (18, 25)

Reophax pilullifera Brady (45)

OLIGOCEN

3) Warstwy krośnieńskie (= „szara kreda“) (brak fauny)

Natomiast w warstwach występujących wg Weignera w innych okolicach terenu, skartowanego przeze mnie, a leżących na „eocenie“ pstrym pod warstwami magurskimi, widzę warstwy podmagurskie, które swym położeniem stratygraficznym, a także cechami petrograficznymi i litologicznymi zdecydowanie różnią się od warstw kanińskich Uhlig'a (89).

W świetle dowodów mikropaleontologicznych warstwy kanińskie należy zaliczyć do paleocenu, a to na podstawie występowania w nich

Reophax (Hormossina) ovulum (Grzyb) (18, 25) oraz na tle zespołów litologiczno-facjalnych sąsiadujących z tymi warstwami.

Wadą moich zestawień jest brak ścisłego ilościowego określenia poszczególnych form. Ilościowe zresztą stosunki już w swym założeniu przesunąłem na plan dalszy. Głównym bowiem celem, było stwierdzenie istnienia mikrofauny przydatnej dla prac korelacyjnych i biostratygraficznych oraz jej zróżnicowanie. Cel ten został osiągnięty. Teraz z kolei należy zająć się także stroną ilościową tego zagadnienia poprzez sumienne i szczegółowe profilowanie w partiach tektonicznie niezaburzonych.

Ciekawe byłoby wiekowe porównanie małych otwornic przewodnich z dużymi, tym bardziej, że obie grupy powinny uzupełniać się wzajemnie. Pierwsze bowiem występują w marglach, iłach i łupkach, drugie zaś w zlepieńcach i piaskowcach. Na razie jednak nie ma większego zbioru fauny dużych otwornic, ale znaleziska V. Uhliga (3, 91), H. Waltera i E. Dunikowskiego (62, 91, 92) oraz F. Biedy (3) wskazują, że odkrycie w omawianych okolicach większej ilości numulitów jest rzeczą możliwą chociaż żmudną i wymagającą czasu.

Na takie więc porównanie jest narazie za wcześnie, tym bardziej. F. Bieda stwierdza, „że przedstawione przez niego wyniki z powodu licznych pytań i zastrzeżeń nie mogą sobie rościć pretensji do definitywnego rozwiązania stratygrafii fliszu karpackiego, stąd też praca niniejsza ma charakter notatki tymczasowej. Materiały zebrane, a jeszcze nie opracowane, względnie w innych przypadkach lepsze nowe zbiory, mogą wyjaśnić też te sporne kwestie, czy nawet zmienić pewne poglądy“ (3, str. 33).

Mniej więcej to samo mogę powiedzieć o mikrofaunie okolic Klęczan — Pisarzowej.

Znaleziska V. Uhliga (89) oraz E. Dunikowskiego (92) ułożyłem na swej tablicy syntetycznej (tabl. V), ci bowiem autorzy podali dokładne położenie odkrywek. Nie uczynił tego natomiast F. Bieda (3) opisując faunę z własnych zbiorów z Klęczan i Kurowa. Dlatego też bliższe porównanie z materiałem zebrany przez F. Biedę nie jest możliwe.

W związku z publikacją pracy F. Biedy (3) można wyciągnąć pewien wniosek natury ogólniejszej, który jednak będzie wymagał sprawdzenia. Mianowicie w poziomie czwartym (lutet) F. Bieda (2) umieszcza duże otwornice z Ropy koło Gorlic (3, 87). Jeśli ich sytuację biostratygraficzną porównamy z sytuacjami małych otwornic „eocenu“ pstrego z okolic Klęczan — Pisarzowej, nasuwa się podejrzenie, że zachodzi tu zjawisko niezgodnego przebiegania granicy facjalnej w odniesieniu do granic biostratygraficznych. Dlatego też dla rejonu Ropy wydaje się słuszne przypuszczenie J. Grzybowskiego (24), że warstwy inoceramowe sięgają tu do eocenu. Pewna więc ich część, według opinii M. Dylążanki (19) mogłaby być również wieku paleoceńskiego, a pozostała (niższa) — kredowego.

Na zakończenie jeszcze jedna krótka uwaga. — Formy, które uznałem za znajdujące się na wtórnym złożu są przeważnie uszkodzone, zniekształcone lub też obtoczone, co miałem okazję stwierdzić na kilkunastu okazach znalezionych przez H. Jurkiewicza.

ROZWÓJ LITOLOGICZNO-FACJALNY

a) Płaszczyzna magurska

Warstwy inoceramowe

Na jednej z dróg wiodących przez dział Zbyrka w Pisarzowej, widzimy szare i szaroniebieskawe łupki wapniste, które zdają się podścielać widoczne na działle piaskowce wapniste o warstwach grubości 10—15 cm niebieskawe drobnoziarniste i zbite. Na drodze grzbietowej ukazują się smugi czarnych ilastych łupków grubości ponad 15 cm w towarzystwie wyżej wymienionych wapnistych łupków i piaskowców.

Wyższą część warstw inoceramowych można prześledzić w odkrywkach piątego (licząc od ujścia) prawego dopływu potoku Zadziele, na wschód od Raszówki. Pojawia się ona powyżej warstw grybowskich, na samej granicy nasunięcia. Mamy tu szare i niebieskawoszare łupki wapniste, gęsto przeplatane piaskowcami (50%). Ławice ich są bardzo cienkie — od 1 do 5 cm. Piaskowce są wapniste, niebieskoszare lub niebieskawe. Ziarno mają drobne lub są zbite. Strzałka kalcytowa dość liczna. Ku górze ilość wkładek piaskowcowych wzrasta do 60%. Wzrasta też do 20 cm ich grubość. Niektóre z nich są skorupowate. Grubość żyłek kalcytowych dochodzi nawet do 8 cm. W innych profilach trafiają się nieznaczne wkładki szarozielonych margli fukoidowych.

Wyżej rozwija się „poziom“ piasków gruboławicowych¹. Najpiękniej odsłania się on w Cieniawie, na brzegu nasunięcia warstw inoceramowych, na północnych stokach Jabłońca w odległości około 500 m od gościńca limanowskiego. Ławice ich są grube, od około 0,5 do 1 m. Bywają zbite lub drobnoziarniste, zawsze wapniste, barwy szarej lub stalowoniebieskiej (żyły kalcytowe osiągają grubość 5 cm). Przedzielają je kilkucentymetrowe wkłady wapnistych łupków zielononiebieskawych, szaroniebieskich lub szarozielonych, piaszczystych. Ku górze ilość ławic maleje kosztem łupków tak, że w stropie tego kompleksu dochodzi do ilościowej równowagi pomiędzy łupkami i piaskowcami. Oprócz wymienionych typów piaskowców występują jeszcze piaskowce, w których skład petrograficzny wchodzi także białe okruchy skaleni. Obserwujemy je w zwietrzelinie na Buczniku i Litaczu, a także na szczycie Szcząbu koło punktu wysokościowego 489,6 m. W niektórych profilach stosunek piaskowców gruboławicowych do łupków wyraża się odsetkiem 50%.

Pisałem „poziom“ piaskowcowy — w rzeczywistości mamy do czynienia z większymi i mniejszymi soczewkami tego kompleksu. Soczewy te są tym ciekawsze, że nie występują w stałej odległości od spągu warstw inoceramowych. W dodatku zaś jedna i ta sama soczewa, w jednym i tym samym przekroju kilkakrotnie zmienia swe oddalenie od spągu warstw.

Nad kompleksem piaskowcowym występuje ten sam zespół litologiczny jaki obserwujemy w jego spągu. Należy jedynie dodać, że ilość i grubość ławic piaskowcowych ku górze stopniowo lecz stale maleje.

¹ Piaskowce powyższe występują w różnych miejscach w różnych odległościach od stropu albo spągu omawianych warstw inoceramowych. Wobec powyższego nie można mówić tu o poziomie w sensie stratygraficznym lecz litologiczno-facjalnym

Najwyższą część warstw inoceramowych prześledzimy w niewielkiej antyklinie w Pisarzowej, w odkrywkach potoku Smolnik. Obserwacje zaczynamy około 350 m poniżej kościoła i pójdziemy w górę potoku, w kierunku zachodnim. Będziemy mogli obserwować tutaj naszą serię to na północnym, to znów na południowym skrzydle tej małej antykliny.

Widzimy zatem najpierw ciemnoszare, zbite, niebieskawe piaskowce wapniste, silnie mikowe oraz piaskowce drobnoziarniste i zbite, również wapniste, zawierające także drobne blaszki miki. Żyłki kalcytowe są dość pospolite. Jednakże z ilości odsłoneń powyższych piaskowców (grubość ławic do 30 cm), wnosić należy, że łupki te, chociaż w odkrywce tej nie odsłonięte, przeważają zdecydowanie w tej części warstw inoceramowych. Naprzeciw kościoła u stóp osuwiska widzimy jeszcze raz wymienione piaskowce, ale już w towarzystwie zielonoszarych łupków ilastych. Powyżej kościoła większość warstw inoceramowych tworzą zielone łupki ilaste. Piaskowce w ilości 5—15% występują w warstwach 2—3 cm grubości. Są zielonawe, o ilastym spoiwie. Potem piaskowce te przeważają nad łupkami. Cała ta wkładka łupków zielonych jest zapowiedzią zmian litologicznych jakie nastąpią w „eocenie“ pstrym. Ponad nią pojawiają się mocno wapniste, szaroniebieskie, drobnoziarniste lub zbite piaskowce strzałkowe w ławicach 10 cm grubości z glaukonitem i miką. Piaskowce te nieznacznie przeważają nad szarymi łupkami wapnistymi. Wyżej nie ma tu już piaskowców, a łupki nabierają barwy zielonej, stają się ilaste i bogate w drobne blaszki miki. Łupki te bywają zapiaszczone i zawierają minimalne ilości kilkucentymetrowych ławic piaskowców szarozielonych, kruchych, lekko ilastych.

Kilkanaście metrów wyżej są już tylko zielone ily łupkowe z kilkumilimetrycznymi wkładkami czerwonych łupków (5—10% cm). Granicę między „eocenem“ pstrym a warstwami inoceramowymi stawiam umownie w miejscu, gdzie pojawia się pierwsza smuga czerwonych łupków. Bardzo interesujące są tzw. warstwy kanińskie. Najpierw opiszę je ze znanej w literaturze (77, str. 98) odkrywki na Raszówce, na zachód od punktu wysokościowego 615 m. Składa się ona z dwu kondygnacji: starszej — niższej i młodszej — wyższej. W niższej części, śledząc od dołu ku górze, widzimy najpierw niebieskawe piaskowce silnie wapniste, bardzo twarde, cienko i średniopłytkowe (do 40 cm), przeplatane szarymi, lekko wapnistymi łupkami (kilkunastometrowa wkładka łupków czarnych). Poza tym jest tu jedna grubsza ławica piaskowca gruboziarnistego, w którego skład petrograficzny wchodzi też skalenie. Kierunek warstw 195°, upad 30°, ku E. hieroglify na dolnych powierzchniach warstw.

Wyższa kondygnacja ma u dołu 2 m grubości ławicę średnioziarnistego, jasnego piaskowca ze skaleniami. Nad nim leży 0,5 m ławica piaskowca niebieskiego, drobnoziarnistego, bardzo twardego, nieco mniej wapnistej od wyżej opisanych. Ponad nimi ławice piaskowców cienieją i zawierają bardzo dużo miki oraz rozszanego detrytusu roślinnego, a także cienką strzałkę kalcytową. Kilkunastocentymetrowe wkładki zielonoszarych łupków ilastych, dość twardych, przegradzają poszczególne ławice piaskowcowe. Ku górze łupki stają się bardziej niebieskawe. Pojawia się w nich kilkucentymetrowa wkładka margla syderyticznego. Kierunek warstw 170°, upad 20° na W; hieroglify wężykowe i kłębiaste, skupione na dolnych powierzchniach.

Przyznać muszę, że opis ten nie pokrywa się z opisem podanym przez Szajnochę (77 str. 98).

Mniej więcej w połowie drogi między Raszówką a kościołem w Kaninie, przy skrócie gościńca na tzw. Wierzchowinie jest druga, niewielka odkrywka z warstwami kanińskimi. Mamy tu cienkopłytkowe (5—15 cm) piaskowce brudnozielone i niebieskawe. Są one bardzo twarde i lekko wapniste. Zielonoszare łupki są ilaste. Kierunek warstw 90° , upad 35° ku S. Hieroglify ich znajdują się na dolnych powierzchniach.

Następną odkrywkę widzimy za cmentarzem na wschód od kościoła w Kaninie. Są tu 5—10 cm ławice twardych, silnie mikowych piaskowców, znanych nam już z poprzednich odkrywek. Piaskowce te zawierają poza tym 5—10 cm wkładki twardych łupków marglistych barwy brudnozielonej.

Jeszcze dwie piękne odkrywki warstw kanińskich mamy na Wysokim, tuż przy gościńcu, około 850 m na wschodni północo-wschód od punktu wysokościowego 634,0 m. Widzimy tu piaskowce cienkoławicowe, skorupowopłytkowe, aż „jedwabiste“ od miki. Mają brudnozielony kolor, — w niektórych ławicach bardzo słabo ujawnia się wapnistość. Pozostałe zaś są bezwapniste. Przegradzają je w ilości około 50% oliwkowozielone iłołupki. W spągu odsłonięć ukazuje się strop grubej ławicy jasnego piaskowca typu Raszówki. Kierunek 15° , upad 15° na S, hieroglify znajdują się na dolnych powierzchniach warstw. Ponadto zaobserwowałem kilkunastocentymetrowe wkładki szarych krzemionkowych margli.

Pozostałe odsłonięcia nie wnoszą nic nowego do charakterystyki tych warstw. Piaskowce typu Raszówki i Wierzchowiny spotykamy jeszcze na Krasieńskiej Górze, a piaskowce „jedwabiste“ (zawsze w towarzystwie łupków) w Chomranicach na północ od toru kolejowego, na południowych stokach Litacza poniżej gościńca, a także w Woli Marcinkowskiej. Piaskowcom aż „jedwabistym“ od miki towarzyszą często cienkopłytkowe piaskowce typu Raszówki i Wierzchowiny.

„Facja“ kanińska charakteryzuje się bardzo dużą zmiennością w rozmieszczeniu pionowym (patrz tabl. VII i VIII przekroje IV—XIII). Zasadniczo występuje ona w wyższych częściach warstw inoceramowych, ponad soczewkami kompleksu gruboławicowych piaskowców, granicząc niekiedy bezpośrednio z eoceniem pstrym.

Podobieństwo tej facji do warstw mikuszowickich (77) wydaje mi się bardzo wątpliwe. Te ostatnie oglądałem w okolicach Porąbki i trudno mi jest doszukać się jakiegokolwiek wyraźnego podobieństwa.

Obserwowaną miąższość warstw inoceramowych szacuję na około 250 m, lecz niewątpliwie jest ona znacznie większa.

„Eocen“ pstry

Zachowując nazwę użytą przez H. Świdzińskiego (69) zastosowałem nieco inny podział od dotychczas stosowanego w geologii karpackiej; podział na warstwy hieroglifowe i pstre łupki, w którym pod pstryimi łupkami rozumiano także znaczne pakiety łupków zielonych. Decydującą dla mnie cechą, na której oparłem podział litologiczno-

facjalny była czerwona barwa łupków, tak charakterystyczna, że trudna do przeoczenia, nawet gdy pojawiła się w zwietrzelinie w minimalnej ilości.

Wyróżniam więc dwie zastępujące się wzajemnie grupy litologiczne: pstrą i zieloną. Pod pstrą rozumiem łupki czerwone, a także czerwone „przeplatane” zielonymi, ale tylko wtedy, gdy czerwone przeważają, oraz niewielkie wkładki łupków zielonych, nie dające się wydzielić na mapie; natomiast barwy i typu piaskowców występujących jako wkładki w tych łupkach nie brałem pod uwagę.

Zespół zielony obejmuje skały o barwie odmiennej od czerwonej oraz nieznaczne wkładki czerwonych łupków, których nie byłem w stanie ująć graficznie na mapie i przekrojach.

Podział ten, w przeciwieństwie do dotychczas stosowanego, uważam za bardziej naturalny, gdyż w pewnej mierze podkreśla nam charakter środowiska, w jakim osadzał się materiał, z którego powstały warstwy „eocenu” pstręgo, a więc rzecz, moim zdaniem, niemałej wagi dla paleogeografii Karpat polskich.

Po tych wstępnych wyjaśnieniach, powróćmy do opuszczonej przez nas antykliny Pisarzowej i od stropu warstw inoceramowych zaczniemy śledzić spągową partię „eocenu” pstręgo. A więc, ponad zaobserwowaną już smugą czerwonych łupków widzimy zielonoszare ikołupki z $1/2$ cm wkładkami zielonawych, bezwapnistych, drobnoziarnistych piaskowców. Nieco wyżej mamy 50% czerwonych łupków, a nad nimi kilkumetrowe partie zielonoszarych ilastych, piaszczystych łupków z przewagą niebieskawych, silnie wapnistych piaskowców, z żyłkami kalcytu grubości do 7 cm. Piaskowce grubości od 10—15 cm rozmieszczone są w odstępach 10—30 cm. Mają one nieregularne hieroglify, cienkie ($1-1/2$ cm), przedzielone dużymi zakłębłościami. Ponad serią tą następuje znów większy pakiet pstry z przewagą łupków czerwonych, i wreszcie na odcinku około 100 m pojawia się zielony zespół pstręgo eocenu reprezentowany przez szaroniebieskie piaskowce ilaste, cienkoławicowe, 1 do 4 cm, gęsto przekładane szarymi ikołupkami. Nad nim, aż po górne rozwidlenie potoku, czerwone łupki zdecydowanie przeważają. Oprócz nich występują szare, wapniste łupki oraz cienkoławicowe (10 cm) piaskowce niebieskawe i szare, o znacznej zawartości węgla wapnia. Są one drobnoziarniste i na dolnych powierzchniach mają gruzłowate hieroglify. Piaskowce te występują zasadniczo w grupie zielonej, gdy tymczasem w zespole pstrym pojawiają się najczęściej ławice piaskowców trawiastozielonych o grubości 5—10 cm, krzemienistych, bądź też wapnistych, z żyłkami kalcytu, z hieroglifami i śladami pełzania. Występują one również w czerwonych łupkach w pobliżu wspomnianego rozwidlenia. Grubość ich wynosi 2—5 cm, a przedzielone są około 10 cm partiami pstrych łupków. Ławice piaskowcowe są silnie popękane a kierunek spękań wynosi 10° , a więc rozciąga się w kierunku upadu. W samym zaś rozwidleniu przeważa materiał łupkowy (70%), z czego $2/3$ przypada na łupki czerwone.

Poza tym w grupie pstręj spotyka się ciemnozielone, lekko skorupowe ławice piaskowców krzemienistych. Grubość ich waha się w granicach 5—10 cm. Wietrzeją rdzawo i czarniawo, a łupią się w ostrokrawędziste przyzmy. Na przelomie tych przyzm zaobserwowałem bardzo piękne przy-

kłady koncentrycznego wietrzenia. Zielone łupki ilaste występują tu w ilości około 60%. Jest to opis odkrywki widocznej w potoku Sarysz w odległości 100—50 m na północ od toru kolejowego. Potok ten płynie z Międzybrzegów. Między tą odkrywką a torem kolejowym jest prawie 50 m partia ilastych twardych łupków zielonych, silnie popękanych. Bieg warstw 310° , upad 30° ku NE, a kierunki spękań około 360° i 90° .

Na zakończenie opisu pstrego „eocenu“ północnej części omawianego terenu wypada jeszcze zająć się przejściem stratygraficznym do warstw podmagurskich. Sądzę, że najlepszym przykładem będą odkrywki widoczne w miejscowości Liśnik, w potoku przecinającym tor kolejowy w odległości około 600 m na SSW od punktu wysokościowego 597 m. Około 250 m powyżej toru widzimy twarde czerwone łupki z kilkoma ławicami (grubości 3—5 cm) piaskowców nieco wapnistych, drobnoziarnistych, jasno lub ciemnoszarych o odcieniu zielonawym. Po kilkumetrowej przerwie (idąc w górę potoku w kierunku północno-wschodnim) widzimy nagłe i ostre wcięcie koryta potoku, w którym odsłania się 40% zielonoszarych łupków ilastych i 60% zielonoszarych, twardych i wapnistych piaskowców cienkoławicowych (10—15 cm), z drobnymi wężykowymi hieroglifami na dolnych powierzchniach. W ich skład petrograficzny wchodzi także mika. Są to już warstwy podmagurskie.

Sądzę, że na tych kilku przykładach wystarczająco zilustrowałem skład litologiczny pstrej „facji“, która na południu zbadanego terenu jest tak samo wykształcona.

Z kolei w oparciu o kilka dobrych odkrywek omówię wydzielony przeze mnie zielony zespół łupkowy. W spągowej partii obserwujemy zielone łupki ilaste z cienkimi (do 5 cm) warstwami zbitych, niebieskawych piaskowców wapnistych, będących w wyraźnej mniejszości. Warstwy te ku górze przechodzą w zielonoszare wapniste łupki z kilkunastometrowymi wkładkami iłołupków stalowoszarych. Wyżej pojawiają się jasnoszare, wapniste łupki oraz iłołupki oliwkowozielone. Na nich, a często wśród nich, obserwujemy kompleks warstw zupełnie podobnych do warstw inoceramowych. Najklasyczej wykształciły się one w prawobrzeżnym dopływie potoku Słomka, który wypływa spod przełęczy widocznej między Kuklaczem a Bucznikiem. Gdybym nie miał dowodów w postaci przejść stratygraficznych i hieroglifów, że warstwy te leżą wyraźnie w pstrej grupie, zaliczyłbym je zapewne do warstw inoceramowych.

Zespół zielonych łupków pstrego „eocenu“ jeszcze raz zmienia swój charakter litologiczny, ale już w górnych jego partiach. Zauważymy to najlepiej w potoku wypływającym spod przełęczy między Liszką a Pępówką, a będącym lewobocznym dopływem potoku Łukawica. Dominują tu iłołupki szare i zielone, a także iłołupki brudnoszare, z kilkucentymetrowymi wkładkami łupków czerwonych i piaskowców wapnistych zielonych drobnoziarnistych z miką oraz piaskowców bezwapnistych, twardych, brudnozielonych, drobnoziarnistych i zbitych. Warstwy te w następnym ku północy dopływie przechodzą ku górze bezpośrednio w warstwy podmagurskie.

Zespół pstry odgrywa decydującą rolę na północ od gościńca Limanowa—Kanina—Nowy Sącz. Natomiast na południe a także na wschód jest

ona stopniowo wypierana przez zespół zielony. Zjawisko to zaobserwowało wielu geologów również i na innych obszarach grupy magurskiej (69, 88, 91, 99). Zmiany zachodzące w litologicznym wykształceniu „eocenu” pstrego wskazywałyby na stopniowe przechodzenie w warstwy belowskie V. Uhliga (89), które w bardziej południowych rejonach płaszczowiny magurskiej odgrywają dużą rolę, zastępując znaczną część pstrego „eocenu” (69, 82) oraz spąg warstw podmagurskich (44 str. 108).

Mięszość pstrego „eocenu” wynosi około 450 m.

Warstwy podmagurskie

Aby nie używać błędnego terminu St. Weignera (53, 98) przyjąłem tę nazwę za M. Książkiewiczem (44 str. 107—108), H. Świdzińskim i L. Watychę (10).

Skład litologiczny warstw podmagurskich w stosunku do pstrego „eocenu” odznacza się większą monotonią. Dlatego scharakteryzuję je na jednym przykładzie, powołując się, w miarę potrzeby, na inne przekroje.

Nailepiej do tego celu nadaje się przekrój wschodniego z dwu potoków wpływających w kierunku południowym spod Wielkiej Góry w Pisarzowej. Trasę naszą zaczniemy od toru kolejowego, posuwając się w kierunku przeciwnym do biegu potoku.

Na odcinku długości 100 m mamy znany nam „eocen” pod postacią zespołu pstrego. Dalej, na przestrzeni 150 m brak odkrywek. Wreszcie ukazują się zazwyczaj wapniste zielone łupki o szarym odcieniu, często z czarniawymi nalotami (90%). Wśród nich obserwujemy nieliczne kilkucentymetrowe ławice zielonych, drobnoziarnistych, skorupowych piaskowców wapnistych, bardzo twardych, łupiących się w ostrokrawędziste pryzmy. Po około 75 m spostrzegamy pojawienie się kilkumilimetrowych do kilkucentymetrowych wkładek iłolupków czarniawych oraz częste ławice piaskowców, także skorupowych, drobnoziarnistych, zielonoszarych, z miką. Około 80 m wyżej pojawiają się poza tym 30—40 cm ławice niebieskawych piaskowców. Piaskowce ilościowo dochodzą tu do 50%. Posuwając się o 50 m dalej, obserwujemy stałe zwiększanie się ilości ławic piaskowcowych. Łupki te na sucho przybierają odcień niebieskawy, są wapniste. Nieco wyżej pojawiają się wkłady brudnozielonych iłolupków, które na zwietrzałych powierzchniach mają czarniawe naloty. Około 125 m wyżej pojawia się ławica piaskowca o grubości 0.5 m. Jest on niebieski, zbity, wapnisty, z drobną żyłką kalcytową. Wyżej, na odcinku 40 m jest ilościowa przewaga piaskowców. Łupki, głównie wapniste, są zielonoszare z kilkucentymetrowymi smugami łupków czarnych i brunatnych. Potem pojawia się rumosz skalny, a nad nim gruboławicowe bezwapniste piaskowce z wkładkami iłolupków. Zaobserwować można tu kliważe o kierunkach 115° i 360° . Są to już warstwy magurskie.

Wkładowki brunatnych lub czarnych łupków w przejściu do warstw magurskich są na zbadanym terenie zjawiskiem dość powszechnym. Niejednokrotnie przechodzą one do spągowej partii warstw magurskich. Dobrze to widać w Kłodnej i Saryszu na drodze wiodącej na Brzostów lub też w spągowych częściach tektonicznych płatów Rozdziela, Góry Kurowskiej

i Góry Grodziskiej. Podobne obserwacje uzyskał w rejonie Wadowice M. Książkiewicz (42—44), a St. Sokołowski (61, 62) w Rozdzielu.

Zmienna miąższość (300—400 m) warstw podmagurskich jest uwarunkowana rozwojem facjalnym, a także tektoniką.

Obserwacje moje zgadzają się również ze spostrzeżeniami B. Świderskiego (63, 64), który „określa podobną serię jako dolną część fliszu magurskiego“ (44) w okolicy Mszany Dolnej, gdzie również zauważył wzbogacenie się warstw w piaskowce, w kierunku ich stropu.

Warstwy podmagurskie okolic Klęczan—Pisarzowej wykazują także znaczne podobieństwo do takichże opisanych przez M. Książkiewicza z okolic Sułkowic i Sucheja (44).

Warstwy magurskie

Stosuję termin „warstwy“, gdyż jak to pisze H. Świdziński (69 str. 83) „wkładki łupków chociażby i podrzędne trafiają się wszędzie“ i nieraz można je wydzielić na mapie, co zaobserwował i M. Książkiewicz (43), tabl. V).

W spągu warstw magurskich pojawia się poniekąd korelacyjny charakterystyczny poziom, który w czasie prac terenowych nazywałem „poziomem X“. Najlepiej odsłania się on w odsłonięciach na południowych stokach Wielkiej Góry i Brzostowa, tuż ponad morfologicznym załamaniem się zboczy.

Jako przykład może służyć odkrywka leżąca około 300 m na południe od zachodniego szczytu Wielkiej Góry (753,9 m). W spodzie odkrywki obserwujemy zespół jasnozielonych piaskowców średnioławicowych (30 do 50 cm) twardych, zbitych i mikowych, nie zawierających węgla wapnia. Piaskowce przegradzane są kilkucentymetrowymi wkładkami szarzielonych, twardych ilołupków. Wyżej na przestrzeni 2 m wysokości obserwujemy dość charakterystyczny „poziom X“. Jest to kompleks łupkowo-piaskowcowy. Piaskowce bezwapniste mają w dolnej części kompleksu grubość 10—15 cm, ku górze cienieją do kilku centymetrów i gęsto przegradzane są twardymi, rozpadającymi się na ostrokrawędziste bryły łupkami barwy czarnej i szarej. Na skutek wietrzenia łupki te i piaskowce są pokryte czarnymi i rdzawymi plamami. Ponad „poziomem X“ pojawia się ten sam zespół piaskowcowy jaki był w spągu.

Poza tym wyróżniłem w obrębie warstw magurskich kilka typów piaskowców występujących powszechnie i przeważnie razem. Jednakże nie udało mi się uchwycić ich stosunku procentowego względem siebie. Są następujące typy piaskowców:

- 1) piaskowiec bezwapnisty cienkopłytkowy (do 20 cm) brudnozielony, drobnoziarnisty, z drobną miką i hieroglifami;
- 2) piaskowiec wapnisty średniopłytkowy (20—40 cm), jasnożółtawy, drobnoziarnisty, miejscami zbity; dużo glaukonitu, nieco bardzo drobnej miki;
- 3) piaskowiec słabowapnisty, płytowo-skorupowy, biały z lekkim odcieniem oliwkowym, zbity; dosyć dużo drobnej miki, bardzo małe ziarna glaukonitu, drobne hieroglify;

- 4) piaskowiec wapnisty gruboławicowy (powyżej 50 cm), jasnoniebieskawy, drobnoziarnisty, nieco drobnej miki;
- 5) piaskowiec bezwapnisty średniopłytkowy (20—40 cm), biały o lekko żółtym odcieniu, drobnoziarnisty; nieznaczna domieszka glaukonitu i skaleni;
- 6) piaskowiec wapnisty, cienkopłytkowy (do 20 cm) barwy zgnięzielonej, twardy, drobnoziarnisty, nawet zbity; z brunatną otoczką wietrzeniową i gruzłowatymi hieroglifami;
- 7) piaskowiec bardzo wapnisty, bardzo cienkopłytkowy (do 5 cm), niebieskawy, twardy, zbity, wężykowe hieroglify; brudnozielona otoczka wietrzeniowa;
- 8) piaskowiec bardzo wapnisty gruboławicowy (ponad 80 cm), jasnożółty, średnioziarnisty, w spągu zaś gruboziarnisty i porowaty; skalenie, nieco glaukonitu, brunatna otoczka wietrzeniowa.

Piaskowce porozdzielane są łupkami na ogół wapnistymi rozpadającymi się w płytki lub rzadziej w ostrokrawędziste bryłki. Barwa ich jest szarozielona, brudnozielona oraz oliwkowa. Zdarzają się też wkłady łupków czarnych dochodzących nawet do jednego i więcej metrów grubości.

Granice pomiędzy warstwami podmagurskimi a magurskimi położyłem poniżej „poziomu X“, a o ile on nie występował, np. w południowej części mego terenu, w spągu pierwszego zespołu piaskowców gruboławicowych, w których glaukonit pojawiał się często w towarzystwie skaleni. Zresztą wyznaczenie tej granicy miałem ułatwione, gdyż bardzo pięknie podkreśla ją morfologia zboczy.

W celu uzyskania pełniejszego opisu tych warstw należy się kilka słów omówienia jednostce St. Sokołowskiego (62). Za punkt wyjściowy obieram odkrywki w Klęczanach na północ od potoku Smolnik, gdzie Uhlig znalazł numulity (87, 88). Te warstwy już S. Weigner zaliczył na swej mapie (53, 97 oraz tabl. I) do piaskowców magurskich, spoczywających częściowo na warstwach inoceramowych i grybowskich. W ich części spągowej zaobserwowałem wkładki łupków brunatnoczarnych ze znaczną zawartością piasku, nieco podobnych do menilitowych. Piaskowce z północnej części Rozdziela, a więc z Białowodzkiej Góry, także nie odbiegają od ogólnie spotykanych w tych okolicach warstw magurskich (zielonawe i szarozielonawe, gruboławicowe, twarde piaskowce). Wśród nich także znalazłem wkładki czarnych łupków i to znacznie obfitsze niż w Klęczanach. Te partie przypominają mi niższą część warstw magurskich z Kłodnej, Sarysza i Wielkiej Góry, gdzie leżą dość wysoko nad spągami (na drodze wiodącej ze wsi na szczyt).

Podobne wykształcenie ma szczegółowo opisany przez St. Sokołowskiego (62, str. 79—81) tektoniczny płat Góry Kurowskiej, w którego piaskowcach E. Dunikowski i H. Walter znaleźli numulita (62, 92).

Trzecim tektonicznym płatem jest czapa Góry Grodziskowej, również zbudowana z gruboławicowych (1—2 m) piaskowców magurskich z wkładkami łupków czarnych w części niższej. Płat ten jak i poprzednie zaliczam do jednostki M3 St. Sokołowskiego (62).

b) Jednostka podmagurska

Warstwy kłęczańskie

Do tej pory nie były one wyróżniane. Nazwę swą zawdzięczają miejscowości, w której je odkrył H. Świdziński (77). Na powierzchni ziemi widoczne są tylko w bloku tektonicznym, w okolicy wzgórz Gródek, ponadto w jednym z odwiertów. Posiadają one kilkanaście niezłych odkrywek. Najlepsze można prześledzić w profilu lewego dopływu potoku Drzykowskiego. Potok ten wypływa spod wzgórza 498,6 m i kierując się ku północy wpada do potoku Drzykowskiego około 600 m powyżej jego ujścia do Pierzwiączki (zwanej także potokiem Bierzwieckim). Najstarsza znana część warstw odsłania się w górnej partii wspomnianego dopływu. Stąd więc zaczniemy śledzić warstwy kłęczańskie, posuwając się stopniowo w kierunku ujścia potoku.

Poniżej nasunięcia warstw inoceramowych ukazuje się najpierw kompleks piaskowcowy miąższości około 100 m. Piaskowce występują w ławicach 5—15 cm grubości. Są z reguły krzemieniste, zlewne, o przełamie muszlowym, barwy szarej, szarozielonej i niebieskawej. Zabarwienie przejawia się w postaci smugowania. Oprócz nich sporadycznie spotyka się bezwapienne piaskowce zbite, twarde, białawe, lekko młkowe, poprzecinane strzałką. Tak jedne jak i drugie łupią się pryzmatycznie. Poza tym zaobserwowałem $\frac{1}{2}$ m ławicę białawego piaskowca, drobnoziarnistego, o nieznacznej zawartości węgla wapnia. Jest on lekko młkowy i poprzecinany cienką strzałką kalcytową. Piaskowce przegradzane są łupkami w ilości 30—50%. Łupki ilaste i margliste brudnozielone i ciemnoszare zdecydowanie przeważają nad iłołupkami czarnymi, niekiedy przepojonymi krzemionką.

Kompleks piaskowcowy tworzy partie szczytowe wzgórz widocznych po obu stronach potoku. Zwłaszcza doskonale podkreśla go morfologia szczytów Gródka.

Posuwając się stąd ku północy na odcinku ponad 100 m spotyka się odkrywki warstw kłęczańskich. Odkrywki te ukazują najstarszą, widoczną na powierzchni ziemi serię warstw kłęczańskich. Jest ona zdecydowanie łupkowa, typu wyżej opisanego. Wśród nich tkwią nieliczne cienkie ławice znanych nam piaskowców oraz tak samo nieliczne wkładki szarych łupków marglistych.

Dalej ku północy napotykamy drugi zespół piaskowcowy o tym samym wykształceniu co i pierwszy. Oba kompleksy piaskowcowe zapadają ku południowi, ale z ogólnej budowy geologicznej oraz na podstawie sytuacji hieroglifów, przekonujemy się, że jest to właściwie jeden zespół piaskowcowy, ukazujący się w obu skrzydłach antykliny. Jej osiową część tworzy partia łupkowa.

Poniżej hypsometrycznie „drugiego“ zespołu piaskowcowego warstwy kłęczańskie wykształciły się w sposób następujący: dominują twarde, szare margle łupkowe i łupki margliste, ciemnoszare oraz szarozielone, z paroma kilkucentymetrowymi wkładkami łupków brunatnych i także margli. Piaskowce znanych już typów stanowią najwyżej 5—10% całości tych warstw. W kierunku stropu marglistość zanika. Zaczynają pojawiać się czarne, brunatnawe oraz zielone iłołupki, na ogół w procentowej równowa-

dze. Krzemionkowe piaskowce są tu nieco częstsze, lecz nie tworzą większych skupisk. Różnią się od poprzednich obfitym występowaniem żelazistych i manganowych nacieków. Hieroglify występujące na dolnych powierzchniach piaskowców klęczańskich są drobne.

Zespół łupkowy ukazuje się na odcinku około 200 m. Po nim, po 70 m przerwie, zjawiają się twarde margle barwy czekoladowej, które w wyniku wietrzenia uzyskują barwę szarą. Należą one już do następnego, wyższego stratygraficzno-litologicznego ogniwa.

Miażdżość warstw klęczańskich wynosi nie mniej niż 450 m. Prawdopodobnie są one znacznie grubsze, nie znamy bowiem ich spągu.

Warstwy podgrybowski e

Zaobserwował je po raz pierwszy również H. Świdziński. Nazwę, jaką obecnie noszą, nadałem im ze względu na ich stratygraficzną pozycję w stosunku do „czarnej kredy grybowskiej“, którą w tym rejonie nazywam warstwami grybowski mi.

Chcąc obejrzeć spąg warstw podgrybowski ch musimy wrócić do opuszczonego miejsca w naszym potoku. W odkrywce przy której stoimy nieznacznie przeważają ciemnoszare i niebieskawe piaskowce. Mają one drobne ziarno, są twarde i wapniste. Grubość ich ławic waha się w granicach 20—30 cm. Wietrzeją brunatno. Cienkie żyłki kałcytowe oraz muskowitz występują w niewielkich ilościach. Ławice piaskowców ukazują się pojedynczo, przegradzając szarobrunatne margle. Wśród tych ostatni ch mamy kilka wkładek czarnych wapnistych łupków grubości 10—30 cm.

W następnej z kolei, położonej w kierunku północnym, odkrywce ukazują się szare margle z 50 cm wkładem czarnych łupków wapnistych. Przy północnym końcu odkrywki margle są podestłane piaskowcem jaki już widzieliśmy w poprzedniej odkrywce. Po niewielkiej przerwie mamy tutaj „szarą kredę“ w anormalnym kontakcie tektonicznym.

Jeżeli chcemy obejrzeć wyższą część warstw podgrybowski ch, musimy udać się na grzbiet i północne stoki Krasieńskiej Góry w Klęczanach lub też do Krasnego Potockiego. Wybierzmy drugą z tych miejscowości. Warstwy podgrybowski e tworzą tu regularną antyklinę. Prześledzimy przeto jedynie jej północne skrzydło, poczynając od osi, znajdującej się niecałe 200 m powyżej rozwidlenia potoku wypływającego spod punktu wysokościowego 513 m. Jest to prawy dolny dopływ wielkiej lewej odnogi potoku wpadającego do Smolnika w pobliżu punktu wysokościowego 334 m.

W prawej odnodze naszego rozwidlenia ukazuje się najpierw niebieskawo-grubolawicowy (około 60 cm) piaskowiec. Jest on twardy, drobnoziarnisty i wapnisty. Na nim, na odcinku około 100 m spoczywają najpierw ciemnoszare margle lupiące się w duże spłaszczone i nieregularne bryły. Przegradza je kilkunastocentymetrowy wkład czarnych ilastych oraz wapnistych łupków liściastych. Około 50 m wyżej (stratygraficznie) pojawia się następna ławica takiego samego piaskowca, jaki już widzieliśmy, a na niej twarde i spękane margle. Na północnym brzegu odkrywki odsłania się trzecia ławica znanego piaskowca.

Następna z kolei odkrywka leży około 100 m poniżej wspomnianego rozwidlenia i zawiera tylko margle.

Strop warstw podgrybowskich prześledzimy powyżej rozwidleń sąsiednich potoków, w odległości około 625 m na zachód oraz około 650 m od ostatniej odkrywki, a także na Górze Krasieńskiej, na drodze wiodącej z Klęczan do Krasnego Potockiego. Mamy tu około 80% margli, 5% łupków czarnych i 15% piaskowców. Łupki czarne skupiają się przede wszystkim w samym stropie. Towarzyszy im niewielka ilość margli oraz piaskowce odmiennie od wyżej opisanych. Są one szarozielone, krzemieniste i drobnoziarniste. Przecina je cienka żyła kalcytowa. Grubość ławic waha się w granicach 10—30 cm.

Następuje około 30 m przerwa i dalej ku zachodowi od wschodniego krańca lasu pojawiają się czarne ilaste łupki liściaste, będące już spągami warstw grybowskich.

Profil ten nie daje nam jednak obrazu przejścia stratygraficznego między warstwami podgrybowskimi a grybowskimi. Dlatego też pokażę je w innym profilu. W tym celu posłużymy się potokiem wypływającym spod punktu wysokościowego 526 m. Potok ten jest jednym z dopływów (prawy dopływ) wiekszej lewej odnogi potoku wpadającego do Smolnika obok punktu wysokościowego 337 m w Krasnym Potockiem (około 1370 m na wschodni południowy wschód od kościoła w Męcinie). Pójdziemy od ujścia naszego dopływu w górę ku południowi. Dolną jego część możemy przegłądać pobieżnie, gdyż profil potoku nie wnosi nic nowego do charakterystyki warstw podgrybowskich. Zwrócimy jedynie uwagę na formy tektoniczne posługując się załączonym szkicem geologicznym.

135 m powyżej ujścia wymienionego potoku widzimy czarne łupki grybowskie, które z przerwami ukazują się na odcinku 40 m. Zapoznamy się z nimi nieco bliżej w następnym podrozdziale mojej pracy. Po 85 m przerwie pojawiają się znane nam warstwy podgrybowskie, które już widzieliśmy w prawym położonym ku wschodowi następnym potoku. Tu więc nie zauważyliśmy przejścia stratygraficznego, ale niebawem je pokażę. 100 m wyżej przechodzimy przez antyklinę, którą znacznie lepiej ilustrują odkrywki z sytuacjami hieroglifów w następnym od zachodu potoku. Po przejściu dalszych 100 m już i w naszym potoku obserwujemy hieroglify po stronie północnej. Jesteśmy więc w południowym skrzydle wspomnianej antykliny warstw podgrybowskich, 75 m dalej przechodzimy przez synklinę, którą w sąsiednim potoku podkreśla obecność warstw grybowskich, jakich tu już nie obserwujemy („wyszły w powietrze“). Około 80 m wyżej mamy upady ku północy, a wspomniany, następny ku zachodowi potok, wykazuje poza tym obecność hieroglifów po stronie południowej. Jesteśmy już w południowym skrzydle naszej synkliny a zarazem w północnym skrzydle drugiej z kolei antykliny warstw podgrybowskich. Antykliny te dalej ku wschodowi łączą się w jedną większą. Przez dalsze 80 m mamy upad warstw ku południowi i hieroglify po stronie północnej. Przeszliśmy oś tej antykliny. Teraz zaczniemy obserwować odkrywki. W tej chwili stoimy jeszcze na znanych nam marglach podgrybowskich. Po przejściu 65 m spostrzegamy, że w marglach tych pojawiają się cienkie wkładki czarnych łupków oraz ławica średniopływowego (ok. 40 cm) piaskowca ciemnoszarego, drobnoziarnistego i bardzo wapnistego. Następnie na odcinku 40 m przybywa więcej wkładek czarnych ilolupków, a przy końcu widzimy stalowo-szaro-zielonawe łupki ilaste z licznymi smugami również ilastych czarnych łupków. Wyżej, na przestrzeni 25 m obserwujemy czarne łupki

w równowadze z szarymi, a przy końcu tego odcinka pojawia się ławica piaskowca bardzo twardego, zbitego, stalowoszarego. Około 30 m wyżej mamy już tylko czarne łupki, takie, jakie już widzieliśmy we wkładkach. Po dalszych 20 m odsłaniają się one jeszcze raz. Są to już warstwy grybowskie, na których 17 m wyżej spoczywa nasunięcie płaszczowiny magurskiej (poniżej punktu wysokościowego 526 m).

Podsumowując nasze obserwacje widzimy, że w skład warstw podgrybowskich wchodzi przede wszystkim twarde margle barwy czekoladowej i szarej, które w procesie wietrzenia przybierają barwę jasnopopielatą. W ich spągu oraz w stropie pojawiają się wkłady czarnych łupków. Piaskowce nie tworzą zwartego kompleksu, lecz rozrzucone są w formie „samotnych“ ławic, których grubość przeciętnie waha się w granicach 30—80 cm. W niektórych piaskowcach można zauważyć rzadko rozsiane ziarna glaukonitu a czasem i skaleni. Jest to widoczne zwłaszcza w odkrywce znajdującej się w prawej skarpie potoku Pierzwiączka, około 500 m powyżej jego ujścia.

Miażdżość warstw podgrybowskich oceniam na około 600 m.

Warstwy grybowskie

Spąg ich tworzą liściaste, czarne łupki ilaste, które zaobserwowaliśmy już na Krasieńskiej Górze. Występują one również poniżej rozwidlenia dużego prawego dopływu prawej odnogi potoku. Dopływ ten wpada do Smolnika około punktu wysokościowego 334 m. Na łupkach ilastych spoczywają margle z wkładami czarnych łupków wapnistych. Te z kolei przechodzą w łożupki czarne z kilkunastocentymetrowymi wkładami łożupków szarych. W tych ostatnich tkwi 0,5 m ławica niebieskawego piaskowca wapnisteo. Jest on drobnoziarnisty i posiada strzałkę kalcytową. Wietrzeje brunatnawożółto i ma klebiaste hieroglify na dolnej powierzchni. Na nim spoczywają brudnoszare łupki margliste ze smugami łupków czarnych. W tej partii skupiło się kilka cienkich (10—20 cm) ławic twardego piaskowca skorupowego, drobnoziarnistego, wapnisteo. Na ich dolnych powierzchniach występują niewyraźne hieroglify.

Piaskowce te obserwujemy również w górnych rozwidleniach potoku wypływającego spod Wysokiego i wpadającego do Smolnika w miejscu położonym na rzeciu kościoła w Męcinie, a także w górnych rozwidleniach potoku wypływającego spod Kwiczałówki i również wpadającego do Smolnika. W tych ostatnich widzimy osiowy fragment antykliny tektonicznie zredukowanej. Piaskowce nasze znajdują się na jej skrzydłach, samą zaś oś tworzą czarne łupki margliste na przemian z szarymi, wapnistymi. Na przestrzeni około 20 m ponad owymi piaskowcami dominują wapniste, czarne lub ciemnobrunatne łupki. Są wśród nich kilkucentymetrowe wkładki łożupków szarych i zielonawych, które ku górze tworzą wyraźną smugę dającą się wydzielić graficznie na mapie i przekrojach (tabl. VI—VIII). W partii tej pojawiają się czasem kilku- lub kilkunasto- rzadziej kilkudziesięciocentymetrowe wkładki łożupków czerwonych lub zielonych. Są one dobrze widoczne na południowy-zachód od przysiółka Paszkowiec (w Męcinie), w jarze niewielkiego potoku wypływającego spod wzgórza oznaczonego punktem wysokościowym 492. Towarzyszą im konkretne manganowe

ułożone w smudze 5 cm grubości. Większe wkłady łupków czerwonych zaobserwowałem w górnych rozwidleniach czwartego (licząc od ujścia) dopływu Zadziela. W spągu ich leżą zielone ilaste łupki, twarde i spękane, o kierunkach spękań: 150° , 60° , 30° . Podścielają je brunatne i czarne łupki wapniste miąższości około 1,5 m. W nich tkwi kilka ławic piaskowców brudnoszarych, drobnoziarnistych, wapnistych, ze strzałką o kierunkach spękań: 100° , 200° i 255° . Natomiast nadkładem stratygraficznym czerwonych i zielonych łupków są czarne zbrekcjowane, bardzo twarde łupki wapniste, poprzecinane żyłami kalcytowymi. Na nich widzimy iółupki szare i zielone z wkładkami czarnych, łupki zielone stanowią 80%. W stropie ich leżą czarne łupki wapniste z siatką kalcytowych żyłek i nieznaczną smugą czarnego, spękanego rogowca. Na nich spoczywają warstwy inoceramowe nasunięcia magurskiego.

Rogowiec ten świadczy o zbliżaniu się do stropu warstw grybowskich. Wyraźny zespół rogowcowy obserwujemy nieco dalej ku północnemu zachodowi. Powyżej znacznego rozwidlenia piątego (licząc od ujścia) prawego dopływu Zadziela, w wąskiej przechylonej ku północy antyklinie. W jądrze jej obserwujemy czarne liściaste iółupki z kilkunastocentymetrowymi wkładkami szarych i czarnych margli łupkowych. Na skrzydłach skupia się 6—10 m zespół czarnych rogowców, w ławicach 3—10 cm grubości. Są one gęsto poprzecinane żyłkami kalcytowymi grubości 2—3 cm. Poszczególne ławice przegradzają kilku- do kilkunastocentymetrowe wkładki iółupków czarnych lub brudnoszarych, podczas procesu wietrzenia uzyskujących barwę żółtą.

Stropowa część warstw grybowskich najlepiej odsłania się w Cieniawie, w potoku przecinającym serpentynę limanowskiego gościńca oraz w sąsiednich prawobocznych dopływach potoku Mordarka. Czarne margliste łupki nieco przeważają nad szarymi. W łupkach czarnych widać nieliczne kilkunastocentymetrowe ławice czarnych, wapnistych piaskowców jasno laminiowanych, drobnoziarnistych oraz ciemnoszare piaskowce młkowe wapniste tej samej grubości. Piaskowiec ten przechodzi tu i ówdzie w zlewny, krzemienisty.

W stropie pojawiają się partie szarych mikowych i marglistych łupków „szarej kredy“ z kilkunastocentymetrowymi wkładkami margli syderytowych.

Od opisanego wykształcenia warstw grybowskich istnieją pewne odchylenia. Na przykład rogowce i smugi zielonych oraz czerwonych łupków występują tylko w zachodniej części opisywanego terenu. Jedynie na Słocinach (w Klęczanach) zaobserwowano w rowie przeciwczołgowym nieznaczną, kilkunastocentymetrową wkładkę łupków czerwonych. Zjawiają się one tu raczej w partii stropowej. We wschodniej części kartowanego obszaru nie widzimy również charakterystycznej wkładki piaskowcowej, jaką wydzieliłem w Męcinie.

Warstwy grybowskie odpowiadają „czarnej kredzie magurskiej“ z okolic Grybowa i Gorlic (40, 42, 50, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 91, 95), gdzie również zaobserwowano stratygraficzne wkładki czerwonych łupków (97). Do warstw tych należy zapewne zaliczyć i „czarną kredę“ z okolic Mszany Dolnej (12, 63, 64, 69).

Czarne łupki warstw grybowskich z okolic Klęczan a także i Ropy uważano początkowo za łupki menilitowe. W ten sam sposób podszedł do nich

i St. Weigner, przy czym te same łupki, spoczywające w kontakcie tektonicznym na „szarej kredzie“ po południowej stronie elewacji Mordarki i Marcinkowic np. w Kaninie, zaliczył do warstw inoceramowych (53, 96, 97). J. Nowak dopatrywał się w nich podobieństwa do górnej kredy istebniańskiej (52 str. 19), a zaobserwowane tu silne strzaskania i żyły kalcytu, widoczne w spągu nasunięcia magurskiego nazwał „facją tektoniczną“ (52 str. 48).

W opisanym rejonie warstwy grybowskie osiągają miąższość około 400 m.

Warstwy krośnieńskie („szara kreda“)

Spąg tych warstw przydzielił V. Uhlig (75, 89) do warstw grybowskich. Szara seria przypomina środkową lub dolną część warstw krośnieńskich, tzw. górnych grupy zewnętrznej. Jednakże przy dokładniejszym badaniu można zauważyć pewne różnice, które w kilku zdaniach postaram się nakreślić na podstawie cech makroskopowych.

Warstwy krośnieńskie grupy zewnętrznej w stanie świeżym mają barwę ołowianoszarą, gdy tymczasem warstwy szarej serii są raczej niebieskawoszare, na ogół ciemniejsze od warstw krośnieńskich. Pod wpływem wietrzenia seria szara przybiera barwę popielatostalową, nieraz z czarniawym odcieniem. W warstwach krośnieńskich grupy zewnętrznej nie spotykałem wśród łupków, poza nielicznymi wyjątkami w rejonie Sanoka — Płowce oraz w Olszówce koło Rabki, strzałki kalcytowe, która byłaby prostopadłą do płaszczyzny łupkowatości, a tym bardziej takiej, która by przebiegała we wspomnianej płaszczyźnie. Natomiast w szarej serii zjawisko to jest bardzo pospolite. Szara seria ma na płaszczyznach łupkowatości obfite czarne naskorupienia detrytusu roślinnego. W warstwach zaś krośnieńskich jest on raczej rozsiany równomiernie w formie większych lub mniejszych okruczków (siecinka roślinna). Źródła siarczane w ogólnie znanych warstwach krośnieńskich występują głównie w kompleksach piaskowcowych, tu zaś przede wszystkim w łupkowych. Hieroglify typowych warstw krośnieńskich są z reguły dobrze wykształcone i na ogół silnie wypukłe; w szarej serii są przeważnie spłaszczone i wygładzone. W warstwach krośnieńskich tzw. dolnych częste są soczewki lub wkłady margli syderytowych; spotyka się je też i w szarej serii, na przejściu do warstw grybowskich. Zjawisko to zaobserwowali już H. Walter i E. Dunikowski (92) oraz St. Weigner (98) w miejscowości Ropa, a dalej V. Uhlig (89) w Pisarzowej i Grybowie, St. Weigner w rejonie Kleczan (53, 98) oraz H. Świdziński w okolicy Grybowa i Gorlic (65, 70, 75).

Kończąc ten ogólny opis „szarej kredy“ należy jeszcze nadmienić, że łupki zawierają bardzo często drobne łuski miki i są ilasto-margliste. W niższych partiach tych warstw spotyka się cieńsze i grubsze wkładki szarych piaskowców mikowych, płytowołupkowatych. Łupkowatość ta jest charakterystyczna dla całej „szarej kredy“. Znana miąższość tej serii wynosi 450—500 m.

Przejdziemy teraz do przeglądu niektórych odkrywek.

Spąg szarej serii najlepiej odsłania się w górnym rozwidleniu potoku Mordarka, około 700 m na północny zachód od szczytu 615 m na Raszówce oraz w znanym nam już górnym lewym dopływie Mordarki, powyżej goś-

cińca. Widzimy tu stalowoszare łupki wapniste, nieco zapiaszczone, z kilkoma wkładkami margli syderytowych grubości 5—15 cm, przybierających podczas wietrzenia barwę żółtą. Całość jest poprzecinana bardzo wyraźnymi pęknięciami o kierunkach 200° , 240° , 270° . Szczeliny wypełnia strzałka kalcytowa.

Szara seria leżąca około 100 m ponad spągim jest najlepiej widoczna w osi jednej z antyklin. Antyklina ta istnieje około 350 m powyżej wielkiego rozwidlenia potoku płynącego spod Kwiczałówki w kierunku północnym i wpadającego do Smolnika około 200 m poniżej ujścia potoku Zadziele. Ponieważ lewa odnoga tego rozwidlenia daje piękne odkrywki, pójdziemy nią z biegiem potoku, obierając za punkt wyjściowy oś antykliny. Najpierw widzimy szare łupki z 5 cm wkładkami margli syderytowych; na dolnych, a niekiedy i na górnych powierzchniach łupkowatości widać wyraźne czarne naskorupienia detrytusu roślinnego.

O kilkadziesiąt metrów dalej charakter „szarej kredy” zmienia się. Ławice szarych łupkowatych piaskowców wapnistych o grubości 5—10 cm tworzą tu 50% warstw. W świeżym przełomie piaskowce są niebieskawostalowe lub brudnoszare, wietrzejąc przybierają barwę jasnoszarą. Niektóre mają wyraźną skorupowatość. Mika jest tu bardzo pospolita. Kilkucentymetrowe wkładki czarnych wapnistych łupków występują dość rzadko (5—10%). W pobliżu ujścia potoku ilość piaskowców spada do 30—20%, a ławice, które wyżej miały grubość 10—20 cm cienieją do 2—5 cm. Na ich dolnych powierzchniach widać nieduże lecz wyraźne gruzłowane hieroglify. Natomiast na górnych powierzchniach istnieją wyraźne rowki ściekowe o kierunku północno-wschodnim, a więc niemal zgodnym z kierunkiem upadu. Żyły kalcytu biegną w kierunku 15° . Na niektórych ławicach spotyka się „żebrowate” wklęsłe ślady pełzania.

Wyższą część szarej serii najwygodniej nam będzie prześledzić w potoku Smolnik, od ujścia potoku Zadziele do granicy Męciny z Pisarzową (ku zachodniemu północnemu zachodowi). Szara seria, z małymi przerwami, odsłania się na odcinku niemal 700 m. Jest to jedna z najpiękniejszych odkrywek tych warstw. Mamy tu 70—80% piaszczystych łupków o dużej zawartości węgla wapnia i miki. Są one dosyć twarde, barwy szaroniebieskawej o stalowym odcieniu. Brązowe i czarne naskorupienia detrytusu roślinnego są dosyć pospolite. Łupki w kierunku prostopadłym do płaszczyzny łupkowatości, a także w jej płaszczyźnie, poprzecinane są żyłami kalcytowymi. Piaskowce z reguły są silnie wapniste i występują w kilku typach o grubości 5—40 cm. Mamy tu więc najpierw szare, łupkowate, kruche piaskowce mikowe, o drobnym ziarnie. Występują one w grubszych ławicach, cienkie ławice natomiast to piaskowce skorupowe, niebieskawe, drobnoziarniste, bardzo twarde, przecinane żyłami kalcytowymi grubości nieraz 2—3 cm. Najmniej jest piaskowców najcieńszych (około 5 cm grubości), brunatnawych na powierzchni wietrzenia, a w świeżym przełomie niebieskawych, o wyraźnej laminacji. Ziarno mają bardzo drobne. Zawierają dużo miki i są również poprzecinane żyłami kalcytu. Do rzadkości należą tu kilkucentymetrowe wkładki czarniawych, wapnistych i zapiaszczonych łupków, dosyć twardych, o nieznacznej zawartości miki. Spękania w tej odkrywce mają kierunki: 10° , 20° , 335° i 360° . Wklęsłe żebrowate ślady pełzania (dwa pasy łukowych żebrowań długości do 3 cm przedzielone wolną przestrzenią) są tu dość liczne.

Najwyższa stratygraficznie obserwowana część naszej serii najlepiej odsłania się w skarpach wygonu wiodącego z doliny Zadziela do punktu wysokościowego 427 m, na grzbiecie działu Zbyrka. Widzimy tu odkrywkę długości 23 m, której skład litologiczny przedstawia się następująco: szare łupki wapniste około 50%, szare zapiaszczone łupki wapniste około 5%; czarne ilaste łupki około 5%; zwiertzałe piaskowce skorupowe około 40%. 10 metrów wyżej na grzbiecie przy drodze sterczą ławice 10—15 cm, niebieskawych, wapnistych piaskowców, droбноziarnistych i zbitych. Należą one już do warstw inoceramowych.

Zaobserwowana miąższość szarej kredy waha się w granicach 400—500 metrów; niewątpliwie musiała ona być o wiele większa.

„Szara kredę“ z okolic Męciny Wielkiej (39) uważam obecnie za warstwy krośnieńskie, prawdopodobnie należące do wglębnego przedłużenia fałdu Folusza (83). Obecność sferosyderytów wskazywałyby na dolną partię tych warstw.

c) Grupa zewnętrzna

„Kreda kurowska“

Występuje ona w odrębnym wysadzie tektonicznym (62, str. 83). Widzimy ją na lewym brzegu jeziora Rożnowskiego, na południowy zachód od mostu w Kurowie. Odkrywki te znali już H. Walter i E. Dunikowski (92, warstwy dolno-ropianieckie); opisał je również St. Sokółowski dodając „do opisów wspomnianych autorów, że grubsze warstwy piaskowców tej serii przypominają odmiany z warstw grodziskich z kredy cieżyńskiej“ (62, str. 81).

Oglądając odsłonięcia kredy kurowskiej byłem w znacznie gorszej sytuacji niż wymienieni autorzy. Mieli oni bowiem możliwość obejrzenia najniższej części tych warstw, która dziś jest niedostępna na skutek zalania wodami jeziora zaporowego. Odkrywki zaś widoczne w dolnej części potoku płynącego spod Rozdziela uległy w dużej mierze w ciągu ostatnich dziesiętnastu lat zniszczeniu.

Najniższą część kredy kurowskiej reprezentuje silnie zaburzona seria strzałkowa (62), której wyższą partię jeszcze dziś można zaobserwować. Są to łupki czarne o granatowym odcieniu, nie burzące się z kwasem solnym. Wśród nich widzimy kilka kilkunastocentymetrowych ławic piaskowca nieco wapnisteo, droбноziarnistego lub zbitego, barwy brunatnej, a w świeżym przełamie niebieskawej. Strzałka, przeważnie kalcytowa, jest bardzo obfita. W szczelinach spotkałem również pięknie wykrystalizowany kwarc (kryształy długości do 15 mm).

Poza tym zaobserwowałem tu cienkie, kilkunastocentymetrowej grubości wkładki margli syderytowych o czerwonobrunatnych powierzchniach wietrzenia. Całość jest zmięta w szereg zygzakowatych fałdów (Spitzfalten) przechylonych ku północy. Jest to partia, w której St. Sokółowski (62) widzi podobieństwo do najwyższych części górnych warstw cieżyńskich. Na niej dosyć spokojnie leżą nieco piaszczyste, czarne, ilaste łupki liściaste z kilkunastomilimetrycznymi wkładkami łupków ciemnobrunatnych i brudnoszarych. Wśród tych ostatnich jest kilka cienkich ławic piaskowca sza-

roniebieskawego, wapnistego, o płytowej oddzielności. Partia ta, widoczna w potoku płynącym spod Rozdziela, jest obecnie niezbyt dobrze odsłonięta. W samym ujściu tego potoku jest hałda, w której znalazłem (w lecie 1944 r.) bardzo wyraźny odcisk amonita wielkości nikłowej złotówki. Okaz ów zaginął w czasie działań wojennych. W latach następnych, mimo kilkakrotnych poszukiwań, nie natrafiłem w ogóle na ślady fauny.

Wyżej, w tym samym potoku, ponad opisanymi warstwami, ukazuje się ponownie partia strzałkowa. Na niej leżą czarne łupki ilaste, przykryte warstwami krośnieńskimi (kontakt tektoniczny). Widzę w nich odpowiednik warstw wierzowskich. Natomiast zwietrzelina warstw lgockich sypie się powyżej tej odkrywki na lewobocznej drodze potoku.

Nie jest wykluczone, że mogą to być warstwy grupy zewnętrznej, wyrwane przez płaszczowinę magurską z jej fliszowego podłoża i złożone w formie porwaka nad Dunajcem. Mogą też okazać się warstwami spoczywającymi in situ. Ta ewentualność wydaje mi się mało prawdopodobna. U niezbyt bowiem odległego czoła płaszczowiny magurskiej spoczywają duże masy warstw krośnieńskich południowego skrzydła fałdu różnowskiego (62).

Badaniami swymi objąłem także skrawek przedpola płaszczowiny magurskiej. Strefa ta należy do grupy zewnętrznej H. Świdzińskiego (69, 75) i stanowi południowe skrzydło wielkiej antykliny Rożnowa (61, 62). Większość terenu zajmują warstwy krośnieńskie. Warstwy menilitowe widoczne są zaledwie w trzech punktach.

Warstwy menilitowe bardzo typowe, a właściwie ich strop widzimy u samego czoła płaszczowiny, w potoku płynącym spod Dąbrowskiej Góry przez Wolę Kurowską. Oprócz prawie czarnych łupków z nalotami alunowymi są tu wyraźne wkładki ciemnobrunatnych rogowców. Całość jest silnie zmięta i strzaskana. W sąsiedztwie warstw menilitowych z jednej strony mamy zieloną fację pstrego „eocenu“ magurskiego, z przeciwnej zaś — kilka grubych ławic piaskowców krośnieńskich, które ku górze przechodzą w szare łupki.

W tymże samym potoku, na północnym zboczu Dąbrowskiej Góry, około 420 m na północny-wschód od punktu wysokościowego 583,6 m łupki czarne pojawiają się po raz drugi, lecz już nie tak typowe; mają one również wkładki rogowców. Powyżej nich zauważyłem szare, margliste, silnie piaszczyste łupki, tu i ówdzie pokryte białymi wykwitami. Jako wkładki występują w nich piaskowce cienkopłytowe ze strzałką. Ilość ich wzrasta w kierunku stropu. W dół potoku, a więc na północ od drugiej odkrywki warstw menilitowych, pojawia się najpierw zwietrzelina łupków czarnych, dalej szarych oraz brunatnych margli biało wietrzejących. Jeszcze niżej ukazują się niebieskawe piaskowce strzałkowe średniopłytowe, potem łupki szare z cienkopłytowymi piaskowcami podobnymi do położonych na południe od warstw menilitowych. Około 350 m w kierunku ENE od tego odsłonięcia na drodze wiodącej do lasu sypie się zwietrzelina szarych łupków i brunatnych margli, a nieco dalej na S — łupków czarniawych.

Widzimy więc, że warstwy menilitowe zaobserwowane we wspomnianym potoku, kierują się ku wschodowi; na skrzydłach tej antykliny występują warstwy krośnieńskie.

Warstwy krośnieńskie

Znajomość tych warstw jest u nas o tyle dostateczna, że pozwalam sobie na dość pobieżny ich opis. Nie dzieliłem ich według ogólnie przyjętego schematu, lecz rozbiłem na kilka grup litologiczno-facjalnych, wzorując się w tym na pracach J. W d o w i a r z a (94). Podział ten nie ogranicza się do sztucznego na ogół podziału stosowanego przez innych geologów a usystematyzowanego przez Z. O p o l s k i e g o¹, z którego wynika, że postawienie granicy między poszczególnymi ogniwami tej serii jest rzeczą bardzo subiektywną. Zastosowany przeze mnie podział jest bardziej naturalny, oddaje bowiem charakter litologiczno-facjalny warstw krośnieńskich, a więc przynajmniej przybliżony stosunek poszczególnych typów piaskowca do łupków.

Podział warstw krośnieńskich przedstawia się następująco:

- 1) piaskowce gruboławicowe;
- 2) piaskowce średnio i cienkopłytkowe oraz skorupowe z łupkami;
- 3) łupki z piaskowcami cienkopłytkowymi;
- 4) łupki z piaskowcami cienkopłytkowymi i łupkami czarnymi;
- 5) łupki szare.

Trzy pierwsze grupy znane są z odkrywek, dwie zaś ostatnie — z wierceń. Podział ten ilustruje szczegółowo mapa (tabl. VI), a przede wszystkim przekroje XVII—XX (tabl. VIII oraz tabl. V), które wyraźnie podkreślają charakterystyczną nieregularność tych grup w pionowym rozmieszczeniu.

Z jakim stratygraficznym poziomem warstw krośnieńskich mamy tu do czynienia — ilustrują słowa St. S o k o ł o w s k i e g o: „zaznaczę tylko, że do stratygraficznego stropu serii krośnieńskiej jest tutaj zapewne daleko i ukrywają się one może pod płaszczowiną magurską, leżącą przypuszczalnie w niezgodności tektonicznej z grupą średnią (zewnątrzną wg Ś w i d z i ń s k i e g o)². W myśl tego seria krośnieńska ukazująca się nad Dunajcem należy do niższych poziomów warstw krośnieńskich i zapewne da się pomieścić w dolnokrośnieńskim poziomie piaskowcowym O p o l s k i e g o (patrz odsyłacz) wraz z przejściem do warstw menilitowych, w ogólnym znaczeniu“ (62, str. 72). Porównując powyższy cytat z moimi obserwacjami stwierdzamy, że przewidywania St. S o k o ł o w s k i e g o sprawdziły się niemal w zupełności i, że mamy tu do czynienia z warstwami dolnokrośnieńskimi, co wynika z istnienia warstw menilitowych w zbadanych wtórnych antyklinach. Niezgodność tektoniczna między grupą zewnętrzną, a płaszczowiną magurską również została udowodniona. Natomiast pod płaszczowiną magurską, a właściwie jeszcze niżej, bo pod jednostką podmagurską, stwierdzono istnienie warstw dolnokrośnieńskich (patrz tabl. VIII przekrój XIV), a nie wyższych poziomów, jak to przypuszczal wspomniany autor.

Miażdżość warstw krośnieńskich tak samo trudno było mi określić jak i St. S o k o ł o w s k i e m u (62) tym bardziej, że dysponowałem skromniejszym niż on materiałem.

¹ O p o l s k i Z. O stratygrafii warstw krośnieńskich. Spraw. Państw. Inst. Geol. t. VII z. 4. Warszawa 1933.

² Przypisek autora.

Krótką charakterystyka poszczególnych grup litologiczno-facjalnych przedstawia się następująco:

1. Piaskowce gruboławicowe — są niebieskawoszare lub szare, mikowe i średnioziarniste, kruche, przez co łatwiej ulegają wietrzeniu i rozsypują się na piasek. Czasem zawierają one sporo detrytusu roślinnego. Grubość ławic wynosi często ponad 1 m. Przewarstwione bywają piaskowcami twardszymi o drobniejszym ziarnie. Szare łupki występują tu podrzędnie. Całą srieę, jak w ogóle całe warstwy krośnieńskie cechuje wybitna wapnistość.
2. Piaskowce średnio i cienkopłytkowe oraz skorupowe z łupkami. Piaskowce średnio- i cienkopłytkowe są twarde i mikowe. Grubość ławic waha się w granicach 20—50 cm. Piaskowce średniopłytkowe łupią się często na cienkie płytki, niekiedy są lekko faliste i czasem zawierają strzałkę, która jest liczniejsza w piaskowcach cienkopłytkowych i skorupowych. Te ostatnie są szare lub niebieskawoszare, czasem zielonawoszare lub niebieskawe. Są jak i poprzednie drobnoziarniste i na ogół twardsze od gruboławicowych. Niektóre partie są dosyć obfite w mikę. Łupki bywają szare, zielonawe i ołowianoszare, czasem ciemnoszare.
3. Łupki z piaskowcami cienkopłytkowymi. Grupa ta ma skład petrograficzny taki sam jaki ma grupa poprzednia, z tą różnicą, że łupki zdecydowanie przeważają nad piaskowcami.
4. Łupki z piaskowcami cienkopłytkowymi i łupkami czarnymi. Grupa ta ma skład petrograficzny analogiczny do poprzedniej i stopniowo w nią przechodzi. Cechą charakterystyczną są tu wkładki czarnych łupków, nieco podobnych do menilitowych, ale reagujących z kwasem solnym.
5. Łupki szare — jest to zespół wybitnie łupkowy, spotyka się w nim nieznaczne wkłady piaskowców cienkopłytkowych, które czasem zawierają niewielką ilość pojedynczo rozrzuconych ziaren glaukonitu.

Jeśli chodzi o wiekową przynależność opisanych poziomów stratygraficzno-facjalnych, to dla „kredy kurowskiej“, która reprezentuje dolną kredę w facji śląskiej, należy przyjąć walanżyn po barrem. Natomiast warstwy menilitowe za F. Biedą (3, 7), W. Rogalą (58) i innymi umieszczam w eocenie, do którego wypada również zaliczyć przynajmniej spągową część warstw krośnieńskich, a to dzięki obecności typowych dyskocyklin (ortofragmin) znalezionych w okolicy Gorlic (3, 75). Ewentualne występowanie ich na drugorzędym złożu odrzuca, nie bez słuszności, F. Bieda (3) argumentując w sposób następujący; „Może w Karpatach dyskocykliny przeżywają granicę eocen — oligocen, a więc może mielibyśmy do czynienia z tzw. fauną superstytową, ale na to musimy mieć inne dowody, tak jak obecnie sprawy stoją, to nie tylko łupki menilitowe, ale także i dolne części warstw krośnieńskich należą do górnego eocenu“ (3) str. 33.

PROBLEM SZAREJ KREDY

Nazwę tę rozpowszechnił w polskiej literaturze geologicznej H. Świdziński (69, 70, 71), a użył po raz pierwszy St. Weigner (69). Charakterystykę tych warstw oraz ich stosunek do łupków grybowskiych podaje H. Świdziński (69, 75).

Początkowo St. Weigner uważał szarą kredę za warstwy krośnieńskie, a łupki grybowskie za łupki menilitowe (53, 97, 98 i tabl. I). Późniejsze badania St. Weignera (69, 75) i H. Świdzińskiego (69, 70, 71) „stwierdziły, że jest to facjalna odmiana dolnej części warstw inoceramowych płaszczowiny magurskiej. Doskonale rozwinięta w strefie brzeżnej tej płaszczowiny, między Grybowem a Kleczanami, gdzie miąższość jej przekracza 200 m. Na południe i południowy wschód od Grybowa towarzyszy wysadom czarnej kredy, ale traci na miąższości. Uhlig (1888), włączył część szarej kredy (dolna o przewodzie łupków) do swych „łupków grybowskich“.

„Fauna dotąd nie znana, poza skorupą inocerama z Kleczan. Wiek bliżej nie jest określony, sądząc z położenia stratygraficznego — zapewne dolna część górnej kredy, lub kreda środkowa“ (75, str. 104).

Łupki grybowskie (89), zwane także „czarną kredą magurską“ (71), uważano najpierw za łupki menilitowe (53, 97, 98; tabl. I), później za dolną kredę magurską, czyli za odpowiednik warstw wierzowsko-lgockich grupy zewnętrznej. Występują łącznie z szarą kredą, z którą wiążą się przejściami stratygraficznymi, bardzo wyraźnymi, jak to wykazały badania H. Świdzińskiego (69) i moje.

Poglądy swe zilustrował H. Świdziński dopiero w roku 1950 na profilach geologicznych przeprowadzonych przez łuskę Stróż (76, tabl. II. profile I—VI). Początkowo poszedłem w swoich badaniach geologicznych po linię wytyczonej przez wyżej wymienionych autorów (39, 40, 41).

Nie zaobserwowałem wyraźnych i niewątpliwych przejść stratygraficznych z szarej kredy do warstw inoceramowych ani na terenie Kleczan—Pisarzowej, ani też w okolicy Rabki, czy Ropy — Bielanki. Natomiast spotykałem się z niezgodnościami natury tektonicznej.

To samo można powiedzieć o przekrojach H. Świdzińskiego (76, tabl. II profile I—VI) tym bardziej, że szara kreda kontaktuje na nich anormalnie z „eocenem“ pstrym od południa, a od północy z „eocenem“ pstrym i warstwami inoceramowymi. H. Świdziński nie demonstruje tu żadnego przekroju, który by zdecydowanie potwierdzał jego poglądy na stratygrafię płaszczowiny magurskiej, czego wcale nie może tłumaczyć fakt, że płaszczowina ta była tu (76) potraktowana raczej na marginesie innego zagadnienia. Natomiast przejścia z szarej kredy do warstw grybowskich (= łupki grybowskie = „czarna kreda magurska“) są tak niewątpliwe, jak niewątpliwa jest różnica między warstwami grybowskimi, a warstwami menilitowymi. Używam terminu warstwy, bo i tu również mamy do czynienia nie tylko z łupkami, co łatwo można zauważyć z tekstu podanego wyżej. Różnicę tę potwierdzają także badania H. Świdzińskiego; „w stosunku do łupków menilitowych wykazują one dużo podobieństwa, ale także i wyraźne różnice (wapnistość, sposób wietrzenia), obecność czarnych rogowców w stropie itp.“ a w przypisie dodaje „np. nie bieleją one na powierzchni, tak jak łupki menilitowe“ (75, str. 66).

Na podstawie przytoczonych obserwacji i omówionych dowodów paleontologicznych, którymi nie rozporządzali ani St. Weigner ani też H. Świdziński, warstwy grybowskie nie należą do kredy lecz są wieku eoceńskiego. Szara kreda przeto powinna w znacznym stopniu być wieku oligoceńskiego, analogicznie do warstw krośnieńskich grupy zewnętrznej i za takie musi być uznana. Równocześnie jednak warstwy grybowskie

zdecydowanie różnią się od łupków menilitowych znanych mi nie tylko w rejonie Klęczan—Pisarzowej, czy w okolicach Grybowa. Znam bowiem z autopsji łupki menilitowe z Kosmacza, Borysławia, z okolic Sanoka i Krosna, z Lipinek, Krygu, Gorlic i Fólusza, a także z okolic Ciężkowic i Starego Żywca. W wymienionych rejonach nie spotkałem takich łupków menilitowych, które można było zidentyfikować z warstwami grybowskiemi okolic Klęczan—Pisarzowej, Ropy i Łosia.

Z tej też przyczyny oraz na podstawie pewnych różnic między warstwami krośnieńskimi (= „szara kreda“) z okolic Klęczan — Pisarzowej, a typowymi warstwami krośnieńskimi, można uznać warstwy grybowskie za ekwiwalent warstw menilitowych, należących do odrębnej jednostki tektonicznej. Tę odrębność wskazuje również wykształcenie niższych ogniw facjalnych, a więc warstw podgrybowskich i klęczańskich, zdecydowanie różnych tak od „eocenu“ magurskiego, jak i od eocenu grupy zewnętrznej. Z nazwą tej jednostki zapoznał się czytelnik na stronach poprzednich, lecz dopiero teraz mogę ją należycie umotywić. Nazywam ją jednostką podmagurską, ponieważ w rejonie Klęczan — Pisarzowej występuje ona pod magurską płaszczowiną. Ponadto podkreślić należy, że jednostka ta różni się facjalnie zarówno od jednostki przedmagurskiej (14) jak i od fałdów dukielsko-użockich (79, 80, 81, 82), czym jeszcze dosadniej podkreśla swoją odrębność.

TEKTONIKA

Tektonika zbadanego terenu nie jest prosta. Najlepszym tego dowodem są wyniki prac poprzedników, którzy nie uniknęli błędów lub pomyłek. Być może, że i moja praca nie jest od nich wolna. Tereny bowiem sąsiednie (mam na myśli obszar położony na północy) nie zostały skartowane aż do granicy arkusza, co uniemożliwiło mi ujęcie budowy geologicznej terenu w szerszych ramach. W każdym bądź razie starałem się wszystkie zaobserwowane zjawiska powiązać w logiczną i harmonijną całość, mając stale na uwadze charakter ruchów nasuwających poszczególnych jednostek tektonicznych. Za punkt wyjściowy a zarazem kluczowy mojej koncepcji tektonicznej obrałem zachodnią część zbadanego terenu, gdzie budowa geologiczna jest o wiele prostsza niż w okolicy Klęczan.

Po zapoznaniu się z oznaczeniami, już pierwszy rzut oka na mapę geologiczną okolic Klęczan — Pisarzowej pozwala nam zauważyć, że od Mordarki w kierunku Marcinkowic i Wielogłów ciągnie się strefa okna tektonicznego o zmiennej szerokości, reprezentowana przez warstwy jednostki podmagurskiej. Drugim zjawiskiem, które zaraz można spostrzec jest znaczna ilość dyslokacji poprzecznych (uskoków), dzielących to okno tektoniczne na szereg bloków. Dyslokacje te niekiedy znacznie przedłużają się ku północy i południowi. Większą ich część zaobserwował już St. Weigner (53, 98, tabl. I).

Warstwy położone na północ od okna tektonicznego tworzą strefę wybitnie synklinalną o nieznaczących wtórnych załadowaniach.

Natomiast obszar leżący po południowej stronie strefy okna tektonicznego wygląda nieco odmiennie. Północną jego część zajmuje antyklinalny pas warstw inoceramowych, spiętrzony i nasuwający się na jednostkę

podmagurską, południowa zaś — jest rozbita na kilka kopulastych antyklinali i nieckowatych synklin. Po wschodniej stronie Dunajca strefa ta wyraźnie zapada tworząc szeroką i płaską synklinę wypełnioną warstwami magurskimi.

Na przedpolu płaszczowiny magurskiej widzimy przełańdowane masy warstw krośnieńskich, należących do południowego skrzydła antyklinali Rożnowa (62).

Dokładną analizę poszczególnych stref przeprowadzimy według wyżej wymienionej kolejności, poczynając od strefy okna tektonicznego jako najbardziej interesującej części badanego terenu, która obok strefy zewnętrznej wywarła duży wpływ na budowę geologiczną płaszczowiny magurskiej.

STREFA OKNA TEKTONICZNEGO

W części zachodniej jądro tej strefy okien tektonicznych stanowi wąska smuga warstw grybowski, ukazująca się na powierzchni spod warstw krośnieńskich, a zapadająca ku południowi pod kątem około 45° (tabl. VII, przekrój I). Warstwy inoceramowe stanowiące w skrzydle północnym nadkład tektoniczny ukazują się zaledwie w dwu odkrywkach, które pozwoliły mi jedynie na dość przybliżone przeprowadzenie granic. Na północ od warstw grybowski obserwujemy wtórne zafaldowanie w obrębie warstw krośnieńskich (Cieniawa). Natomiast warstwy krośnieńskie południowego skrzydła większego z dwu fałdów są silnie zredukowane przez nasuwającą się na nią pod kątem $25\text{--}30^\circ$ niższą część warstw inoceramowych płaszczowiny magurskiej.

W potoku płynącym spod punktu wysokościowego 631 w kierunku północnym warstwy grybowski osiągają szerokość ponad 6 razy większą (tabl. VII, przekrój II), niż w sąsiednim potoku odległym o 450 m. Stąd już ciągną się one bez większych zmian aż do drogi biegnącej od tartaku w Siekierczynie, w kierunku Zbyrka. Są one tu tak samo przechylone ku północy. W warstwach krośnieńskich skrzydła północnego tego fałdu w dalszym ciągu pojawiają się zaobserwowane już, wtórne zafaldowania (tabl. VII, przekroje II i III). Warstwy krośnieńskie południowego skrzydła również i tu uległy silnej redukcji tektonicznej, a warstwy inoceramowe nasunęły się na nie nieco ukośnie.

Wzdłuż wspomnianej drogi biegnie poprzeczny uskoki. Po jego wschodniej stronie zaznacza się w warstwach krośnieńskich już zupełnie wyraźne podwójne sfałdowanie, ukazujące w swych jądrach warstwy grybowski, które wynurzając się ku południowemu wschodowi (tabl. VI, przekroje IV i V) zostają tam obcięte przez drugi z kolei uskoki. Tu z południowej strony okna warstwy inoceramowe, spoczywające ukośnie na serii okna tektonicznego prawie całkowicie maskują i redukują południowe skrzydło południowego z dwu fałdów jednostki podmagurskiej, zdzierając także część jego jądra (tabl. VII, przekrój V).

W następnym ku wschodowi bloku, cofniętym w stosunku do poprzedniego, nasunięcie jest tak silne, że wytarte zostają nie tylko warstwy krośnieńskie, ale częściowo również i oba skrzydła warstw grybowski fałdu południowego (tabl. VII, przekroje VI i VII). Warstwy grybowski ku po-

łudniowemu wschodowi coraz bardziej znikają pod płaszczyzną magurską i w końcu zostają odcięte nowym poprzecznym uskokiem o kierunku SW — NE.

Warstwy krośnieńskie, widoczne tu w znacznie szerszym pasie niż w bloku poprzednim, fałdując się parokrotnie, zapadają stopniowo ku północnemu wschodowi pod nasunięcie płaszczyzny magurskiej.

W kierunku wschodnim tektonika stopniowo coraz bardziej się komplikuje. Widoczne we wspomnianym bloku warstwy grybowskie, jak wynika z północnego położenia hieroglifów i antyklinalnego ułożenia sąsiadujących z nimi warstw krośnieńskich, są resztką fałdu, który skutkiem procesów górotwórczych uległ zredukowaniu. Dzięki naciskowi od strony południowej powstało także podłużne pęknięcie w skrzydle północnym tej antykliny, która przy nadal trwających ruchach nasuwających uległa zmiażdżeniu i częściowemu zredukowaniu. Zjawisko to w jego kolejnych stadiach obrazują przekroje V—IX (tabl. VII). W przekroju VIII zaobserwować można oś antykliny przy równoczesnej redukcji skrzydeł. Przekrój zaś IX ilustruje nam zachowaną część północnego skrzydła i część synkliny warstw grybowskich nasuniętych na warstwy krośnieńskie i redukcję skrzydła południowego.

Z południowo-wschodniej strony ostatnio omówionego poprzecznego uskoku leży blok następny. Szerokość pasa warstw krośnieńskich jest tu mniejsza niż w bloku poprzednim. W potoku spod Kwiczałówki widać warstwy grybowskie szerokości 200 m, biegnące w kierunku południowo-wschodnim. Tworzą one jądrową resztkę fałdu południowego, o silnie zredukowanych skrzydłach (tabl. VII, przekrój VIII). Warstwy te nasuwają się na wstecznie przechyloną antyklinę warstw krośnieńskich, której północne skrzydło zapada pod stwierdzone w niewielu odkrywkach warstwy inoceramowe nasunięcia magurskiego. Południowo-wschodnie skrzydło opisanego bloku przecina w kierunku niemal że południkowym mniejszy uskok, poza którym (ku wschodowi) warstwy grybowskie występują w pasie szerokości około 500 m. Zachowała się tu jedynie północna część jądra tych warstw oraz fragment synkliny, które przechylając się znacznie ku północy nasuwają się na południowe skrzydło fałdu warstw krośnieńskich, o których dopiero co mówiłem (tabl. VII, przekrój IX).

Na wschód od poprzecznego uskoku, biegnącego na południku kościoła w Męcinie, budowa jednostki podmagurskiej w oknie tektonicznym Mordarki — Marcinkowic komplikuje się znacznie, ale równocześnie staje się bardziej interesująca (tabl. VII, przekroje X i XI). Mianowicie — ukazują się na powierzchni ziemi warstwy podgrybowskie, wtórnie sfaldowane i przykryte warstwami grybowskimi, spoczywającymi w łękach i na skrzydłach (tabl. VII, przekrój X). Warstwy inoceramowe płaszczyzny magurskiej leżą tu z jednej strony na warstwach podgrybowskich, a z drugiej na warstwach grybowskich.

Widoczny w Krasnym Potockim łukowato wygięty anormalny kontakt warstw krośnieńskich z warstwami podgrybowskimi pozwala nam przypuszczać, że masy warstw podgrybowskich i grybowskich południowego fałdu jednostki podmagurskiej odkłute, względnie oderwane od swej strefy „spłynęły“ na warstwy krośnieńskie fałdu północnego (tabl. VII i VIII, przekrój XI i XIII). Skrawek ich wysuwający się spod płaszczyzny magurskiej widzimy jeszcze dalej ku wschodowi, na podszczytowych, południo-

wych partiach Góry Krasieńskiej, tuż ponad osuwiskiem (tabl. VIII, przekrój XII).

Wobec powyższego mamy w Krasnym Potockim ciekawe zjawisko tektoniczne. Otóż w oknie tektonicznym płaszczowiny magurskiej ukazują się południowy element jednostki podmagurskiej, który utworzył się z południowego jej fałdu i nasuwa się na element (antyklinę) północny, odsłaniający się w oknie tektonicznym wyerodowanym w nasuniętym elemencie południowym. Jednym słowem mamy tutaj okno tektoniczne w oknie tektonicznym.

Okno to w swej centralnej części zostało przesunięte aż poza Smolnik, przez uskoki przedłużający się ku północnemu-wschodowi. Widzimy tu nadal północny element jednostki podmagurskiej, pod postacią fałdu warstw krośnieńskich, we „wtórnym” oknie tektonicznym. Okno to od południa ogranicza nasunięcie płaszczowiny magurskiej, a od północy nasunięcie elementu południowego, który został tu „przerzucony” przez element niższy (północny). Jest on odsłonięty dzięki daleko zaawansowanej erozji płaszczowiny magurskiej na wschodnim skrzydle ostatniego z wymienionych uskoków (tabl. VIII, przekrój XIV). Fakt ten potwierdziły badania wiertnicze. Widzimy tu czołową partię fałdu południowego odkłątą i rzuconą z jednej strony na warstwy krośnieńskie elementu północnego, a z drugiej na dolne warstwy krośnieńskie grupy zewnętrznej. Na granicy tektonicznej występuje większa ilość brekcji. Przekrój XV (tabl. VIII) ilustruje nam jądro elementu południowego i jego stosunek do elementu północnego, a także do głębszych warstw krośnieńskich grupy zewnętrznej.

Jądro to ujawnia się dalej ku wschodowi w odosobnionym bloku tektonicznym (tabl. VIII, przekrój XVI). Jest to niewątpliwie maksimum wydźwignięcia tego fałdu, który ku południowemu-wschodowi, zapadając nagle wzdłuż uskoku Chełmieckiej Góry, biegnie niewątpliwie pod płaszczowiną magurską ku dolinie Dunajca, „cofając się” przy tym na swe właściwe miejsce, na południową stronę fałdu północnego jednostki podmagurskiej. Ten ostatni tworzy kopulaste wypiętrzenie przed czołem nasunięcia magurskiego w Marcinkowicach. W jego jądrze (od strony Klęczan) ukazał się fragment warstw grybowskich (tabl. VIII, przekroje XVI i XVII). Warstwy inceramowe nasunięcia magurskiego otaczają ten fałd półkolem, by wysunąć się ku północy w kierunku Rdziostowa (tabl. VIII, przekrój XVIII) i urwać się na linii Dunajca.

Po przekroczeniu doliny Dunajca obserwujemy w strefie okna tektonicznego następującą budowę geologiczną: w Wielogłowach wynurza się spod nasunięcia magurskiego szeroki, lekko przechylony ku północy fałd, w którego jądrze występują warstwy podgrybowskie w otoczeniu warstw grybowskich. Nieco dalej ku północnemu-wschodowi w odległości około 1—1,5 km spod nasuniętego „eocenu” pstrego, wynurzają się jeszcze raz warstwy grybowskie i towarzyszące im warstwy podgrybowskie tworzące drugi fałd, który w kierunku Dąbrowy zanurza się pod warstwy krośnieńskie jednostki podmagurskiej, a ku wschodowi niknie całkowicie pod płaszczowiną magurską.

Powtarza się więc znów „dwufałdowość” jednostki podmagurskiej, z tą jednak różnicą, że po wschodniej stronie Dunajca następuje znów uspokoi-

jenie w jej tektonice, które można porównać ze stosunkami panującymi na zachodnim krańcu mego zdjęcia.

Na północ od tych fałdów obserwujemy tektoniczny stosunek warstw krośnieńskich jednostki podmagurskiej do warstw krośnieńskich grupy zewnętrznej. Wyraża się on w różnicach litologiczno-facjalnych, a przede wszystkim w niezgodności biegów jednych warstw względem drugich.

W licznych próbkach pobranych z warstw „inoceramowych“ wg. St. Sokołowskiego (62) z Dąbrowskiej Góry i Białowody Polskiej nie znaleziono wogóle fauny, która by umożliwiła określenie wieku tych warstw. Zresztą już i Sokołowski (62) wyraża pewne wątpliwości, podkreślając duże podobieństwo tych warstw do warstw krośnieńskich. Wobec powyższego zdecydowałem się tzw. warstwy inoceramowe z Góry Dąbrowskiej i Białowody Polskiej uznać za warstwy krośnieńskie grupy zewnętrznej.

W wyniku powyższych obserwacji nasze okno tektoniczne okazuje się półoknem.

Na moim zdjęciu geologicznym jednostka podmagurska ukazuje się jeszcze raz w Librantowej również w półoknie tektonicznym w postaci fałdu warstw krośnieńskich, o czym wiemy z przekrojów Świdzińskiego (76). Są to warstwy krośnieńskie otulające zapewne fałd południowy.

Co dzieje się z jednostką podmagurską dalej ku wschodowi? — Oto pytanie, które postawiłem sobie kończąc nowe opracowanie geologiczne badanego terenu. Odpowiedzą nam na nie wspomniane przekroje H. Świdzińskiego (76, tabl. II, przekroje I—VII), które musimy najpierw zinterpretować w myśl nowych poglądów na stratygrafię płaszczowiny magurskiej. Interpretację tę przedstawia nam tabl. X, do której jeszcze wrócimy. Podkreślić należy, że nie naruszałem upadu ani granicy warstw uwidoczniionych w publikacji (76), jakkolwiek, moim zdaniem, granica nasunięcia magurskiego powinna raczej łagodniej zapadać.

PÓLNOCNA STREFA SYNKLINALNA

Przy omawianiu tej strefy będę, tak jak w rozdziale poprzednim, kierował się z zachodu ku wschodowi.

Południowe i południowo-wschodnie zbocza Łysej Góry (w Mordarce), u których stóp leży przysiółek Porąbka zbudowane są w swej górnej części z warstw magurskich, co odzwierciedla się nie tylko w morfologii, ale i w widocznych odkrywkach. Warstwy podmagurskie tworzą tu pas szerokości około 500 m; mają one upad zgodny z upadem warstw magurskich. W licznych potokach można obserwować stopniowe przechodzenie w „eocen“ pstry, który dochodzi niemal do potoku Mordarka (tabl. VII, przekrój I).

Kompleks wzgórz Brzostowa (tabl. VII, przekroje II i III) stanowi szeroką synklinę o skłonnościach do zamykania się w nieckę. Od zachodu ogranicza ją znana nam już dyslokacja. Liczne odkrywki ułatwiły wyznaczenie osi tej synkliny biegnącej w kierunku NW—SE.

Przy szczegółowej analizie mapy i przekrojów rzucają się w oczy różnice w miąższości warstw podmagurskich. Zjawisko to jest wynikiem zmian facjalnych. Granice warstw, wyznaczone na podstawie kryteriów facjalnych, po uzyskaniu danych paleontologicznych lub stwierdzeniu charakterystycznych grup minerałów ciężkich uległyby w niektórych częściach przesunięciu w górę lub też w dół (55, 85).

Warstwy magurskie Brzostowa od wschodu kontaktują (anormalnie) z warstwami podmagurskimi ułożonymi synklinalnie; w jądrze synkliny spoczywają warstwy magurskie, które budują szczyty Wielkiej Góry. Na północ od niej w obrębie warstw podmagurskich ujawnia się antyklina, której przedłużenie znalazłem na północ od Brzostowa (tabl. VII, przekrój III). W przeciwnym kierunku istnieje ona także i to w kotlinie Jaworza (tabl. VII, przekroje IV, V i VII). Jednakże skąpa ilość odkrywek nie pozwoliła na wyznaczenie dokładnego przebiegu jej osi. Warstwy podmagurskie w południowej części Markowskiej Góry biegną ku wschodowi na przestrzeni zaledwie 650 m, gdzie obcina je uskok poprzeczny. Po wschodniej stronie tej dyslokacji, między potokiem Bobrowskim a Kłodnianką na warstwach podmagurskich znajduje się niewielka synklina warstw magurskich, oddzielona od masy tych warstw, widocznych na Markowskiej Górze i na Babiej Górze, małą antyklina warstw podmagurskich (tabl. VII, przekrój X). Od wschodu synklina ta niespodzianie urywa się na następnej z kolei dyslokacji, a warstwy podmagurskie biegną lekkim łukiem ku południowemu-wschodowi; w Kłodnej (tabl. VII, przekrój XI) skierowują się na wschód, wreszcie w Chomranicach chowają się pod warstwy magurskie Góry Chełm.

W lewobocznych dopływach Kłodnianki pojawiają się znaczne zaburzenia w regularnych dotąd upadach warstw podmagurskich. Widzimy tu drobne zygzakowate antykliny, lustra tektoniczne, niewielkie spękania i przesunięcia, świadczące o zluźnieniu na granicy z warstwami magurskimi, co podkreśla jeszcze bardziej wzmiankowane „chowanie się warstw podmagurskich“ od strony Zawadki pod warstwy magurskie.

Opisując północną strefę synklinalną, mało do tej pory wspominałem o pstrym „eocenie“ spoczywającym na warstwach inoceramowych północnego skrzydła okna tektonicznego Mordarki — Marcinkowic. W obrębie tych warstw wtórne sfałdowania są zjawiskiem powszechnym i to od Mordarki aż po Chomranice (tabl. VII, przekroje I—V i IX—XI, oraz tabl. XII).

W północnej części Chomranic pstry „eocen“ gwałtownie zmienia kierunek swego biegu i zwraca się ku północy spoczywając na warstwach inoceramowych Chomranic; w Zawadce zaś wraz z warstwami inoceramowymi skręca na wschód. W potoku o tej samej nazwie widzimy je przechylone ku północy, z hieroglifami od góry, tworzące tu północne skrzydło fałdu.

Na południe od mostu w Kurowie ukazują się odkrywki „kredy kurowskiej“, ciągnące się po ujście potoku płynącego z Rozdziela w kierunku wschodnim. Leżące ponad nimi (w kierunku północno-zachodnim i północnym) warstwy krośnieńskie wykazują antyklinalny układ hieroglifów. Dalej ku południowi od ujścia tego potoku, mamy warstwy magurskie. W Słocinach (Kłęzany) kontaktują one z warstwami grybowskimi, a nie-

co dalej ku zachodowi, poza poprzeczną dyslokacją, spoczywają na warstwach inoceramowych Chomranic. (tabl. VIII, przekrój XIII).

Warstwy magurskie Kurowskiej Góry leżą wyłącznie na warstwach krośnieńskich grupy zewnętrznej. Trzeci zaś z kolei, najmniejszy płat warstw magurskich spoczywa na warstwach krośnieńskich jednostki podmagurskiej, których odkrywkę widać na drodze po południowej stronie Grodziskowej Góry (tabl. VIII, przekrój XVII).

St. Sokołowski (62) nie był zdecydowany co do tego, czy luka istniejąca pomiędzy jego jednostką M3, a niżejleżącymi warstwami jest natury tektonicznej, czy też stratygraficznej. Dziś, po zbadaniu obszaru przyległego, można stwierdzić, że jest ona pochodzenia tektonicznego.

H. Walter i E. Dunikowski wspominają o istnieniu czerwonych łupków na wschodnich stokach Kurowskiej Góry (62, 92). Ani Sokołowski (62), ani też ja nie stwierdziliśmy podanego faktu. Mógł to być niewielki fragment pstrego „eocenu“, który z czasem uległ erozji.

Tektoniczny charakter omówionych płatów potwierdza jeszcze jedna obserwacja. Mianowicie ze strefy kontaktowej południowych zboczy Góry Kurowskiej na zachód od wielkiego odsłonięcia sypie się wyraźna brekcja tektoniczna z obficie wykrystalizowanym kalcytem.

Kończąc analizę tektoniczną strefy północnej w rejonie jeziora Rożnowskiego zaznaczyć trzeba, że do powstania skomplikowanej tektoniki tych okolic bez wątplenia przyczyniły się nadległe sztywne masy warstw magurskich, których resztkami są czapy tektoniczne Rozdziela, Góry Kurowskiej i Góry Grodziskowej. Masy te zsunęły się zapewne z południa w czasie tworzenia się tego fałdu, a widoczna w ich obrębie (w Rozdzielu) antyklina może być wtórnym odbiciem owego zredukowanego fałdu.

Mielibyśmy tu do czynienia ze spóźnionym przesuwaniem się sztywnego nadkładu w stosunku do niższych bardziej plastycznych ogniw stratygraficznych płaszczowiny magurskiej.

Zjawiska tego rodzaju, może w mniejszej skali, znane są geologom pracującym w grupie magurskiej (44, 45, 63, 72). Jako przykład przytoczę budowę geologiczną Góry Chełm, położonej między Ropą a Kaclową (na południowy wschód od Grybowa) (40). Jest ona zbudowana z warstw magurskich. Od zachodu i południa mamy ciągłość stratygraficzną podkreśloną istnieniem pstrego „eocenu“. Warstwy podmagurskie nie są tu wykształcone. „Eocen“ ten od południa jest zredukowany, a po północnej i wschodniej stronie Chełmu nie istnieje, wobec czego warstwy magurskie spoczywają tu bezpośrednio na warstwach inoceramowych. A więc i w tym przypadku tego rodzaju zjawisko jest uwarunkowane sztywnością warstw magurskich, plastycznością warstw niżejleżących oraz istnieniem elewacji, którą w tym przypadku jest okno tektoniczne Ropy i Łosia. Podobne zresztą zjawisko obserwuje się na Rachowie i Kuklaczu (tabl. VI).

Synklina Trzetrzewiny jest zapewne „macierzystym łukiem“ jednostki M3, czyli mielibyśmy do czynienia z pewnym „samodzielnym“ ruchem, większym niż w okolicy Ropy, gdyż nie ograniczyłby się on tylko do zluźnienia, lecz do odkłucia i przesunięcia ku północy na odcinku co najmniej 3 km.

STREFA POŁUDNIOWA

Strefę południową, którą będę opisywał rozpoczynając również od zachodu, można podzielić na trzy charakterystyczne części. W północnej skupiają się warstwy inoceramowe, nasuwające się na serię okna tektonicznego Mordarki—Marcinkowice. Na południu warstwy te tworzą dwie łączące się ze sobą, kopulaste antykliny Bukowca—Kraglicy oraz Wól Brzezińskiej. Pozostałą zaś część południowej strefy zajmuje pstry eocen z nieckowatymi synklinami warstw podmagurskich i magurskich. Są to synkliny: Kuklacza, Liszki, Pępówki i Piekła. Wielka synklina Trzetrzewiny zawiera w swym jądrze jedynie pstry „eocen“ (fakt w tej części terenu nie spotykany).

Warstwy inoceramowe części północnej są silnie pofałdowane a nieraz złuszkowane, wskutek nasuwania się na strefę elewacyjną jednostki podmagurskiej. Tworzą one szczytowe partie pasma górskiego Raszków—Litacza. Największą zaś powierzchnię zajmuje w obrębie gminy Siekierczyna, gdzie spoczywają w zwartej masie (tabl. VII, przekroje I—III), przedzielonej jedną tylko sprasowaną synkliną pstrego „eocenu“ (tabl. VII, przekrój IV).

W Kaninie, po wschodniej stronie dyslokacji Zadziela, widzieliśmy dalszy ciąg tej synkliny, przesuniętej nieco ku południowemu zachodowi. Nieco dalej na wschód wychodzi ona w powietrze (tabl. VII, przekrój VI). Natomiast na południe od kościoła pojawia się niewielki fragment nowej synkliny utworzonej z pstrego „eocenu“. W samej zaś wsi, na północ od gościńca, widzimy jeszcze jedną synklinę o wrzecionowatym kształcie (na mapie), wyznaczoną jedynie na podstawie czterech niewielkich odkrywek. W Kaninie, w bezpośrednim sąsiedztwie erozyjnego brzegu nasunięcia „inoceramowego“, można zaobserwować jeszcze trzy strzępy pstrego „eocenu“ (tabl. VII, przekroje VI—IX). Są to sprasowane szczątki synklin.

Warstwy inoceramowe stopniowo zwężają się ku południowemu wschodowi, następnie zmieniają swój kierunek na północno-wschodni tworząc nieznaczną synklinę, by wreszcie poza uskokiem w Męcinie w pobliżu kościoła pojawić się w pasie szerokości 1,5 km. Dalej ku południowemu wschodowi pas ten zwęża się nieco i ciągnie się po Trzetrzewinę, gdzie urywa się na poprzecznym uskoku. Tu również, w czołowej strefie nasunięcia widzimy zniecione synkliny pstrego „eocenu“, widoczne głównie w potokach chociaż w kilku przypadkach udało mi się zaobserwować także i na zboczach, z reguły pokrytych wietrzeliną warstw inoceramowych i gliną zboczną (tabl. VII i VIII, przekroje X—XIII).

Czwarty odcinek pasa nasuniętych warstw inoceramowych jest już bardziej urozmaicony. Przez środek jego biegnie szeroka nieckowata synklina pstrego „eocenu“ (tabl. VIII, przekroje XIV i XV), obcięta uskokiem i spiętrzona ku górze w kierunku zachodnim. Ku wschodowi rozbiega się palczasto i wychodzi w powietrze w kierunku wschodnim i południowo-wschodnim. W jej bezpośrednim sąsiedztwie widać szczątki jeszcze dwu synklin. Trzecia, nieco szersza, można zaobserwować na północnych stokach Chełmieckiej Góry, w kierunku Szcząbu. Przecina ją uskok Chełmieckiej Góry. Na wschód od tego uskoku wtórnie pofałdowane warstwy inoceramowe z fragmentami pstrych łupków widzimy jeszcze w Rdzio-

stowie i w północno-zachodniej części Chełmca. Urywają się na skraju doliny, by pojawić się dopiero na północ od Librantowa, gdzie budują grzbiet Kuminowieckiej Góry.

Szczytowa partia Kuklaczka zbudowana jest z warstw magurskich zluźnionych i odkłutych od warstw podmagurskich, które zupełnie zakrywa od zachodu, analogicznie jak na Górze Chełm w okolicy Ropy.

Synklina Liszki (tabl. VIII, przekroje IV i VI) jest obszerną rozpłaszczoną niecką. Warstwy podmagurskie są gdzieniegdzie lekko pomarszczone. Jądro synkliny tworzą warstwy magurskie. Na południe od niej widać część synkliny Pępówki utworzonej w jej partii szczytowej z warstw podmagurskich i zapewne magurskich.

Trzecią z kolei nieckowatą synkliną i to bardzo typową dla południowej strefy jest synklina Piekła. Podścielają ją warstwy pstręgo „eocenu“, a tworzą w zasadzie „pomarszczone“ na brzegach warstwy podmagurskie. Widać to szczególnie dobrze w południowej części, gdzie ukazuje się mały fałd złożony z pstrych łupków „eocenijskich“. Partię szczytową Piekła zajmuje niewielki skrawek warstw magurskich.

Po wschodniej stronie Dunajca budowa strefy południowej nie jest skomplikowana. Czoło nasunięcia stanowi pstry „eocen“ płasko „spływający“ na obniżającą się tu strefę elewacyjną. W Wielogłowach pięknie uwydatnia się jego intersekcja. W Wielopolu i dalej w kierunku wschodnim spoczywają na nim warstwy podmagurskie i typowe magurskie, w obrębie których, między Piątkową a Koniuszową, pojawia się antyklina warstw podmagurskich z pstrym „eocenem“ w jądrze.

TEKTONIKA PRZEDPOLA PŁASZCZOWINY MAGURSKIEJ

Północna część warstw krośnieńskich badanych okolic należy do południowego skrzydła antykliny Rożnowa (61, 62). W kierunku brzegu płaszczowiny magurskiej, w Wilkonoszy, tworzą one pokaźną synklinę wtórnie sfałdowaną (tabl. VIII, przekroje XVII—XX). Na południe od tego łuku wynurza się spod płaszczowiny magurskiej fałd, w którego jądrze zaobserwowałem w miejscowości Wola Kurowska warstwy menilitowe, zanurzające się dość nagle w kierunku wschodnim.

Dalszy przebieg tego fałdu można zaobserwować w obrębie warstw krośnieńskich. Oś jego odchyła się od kierunku równoleżnikowego, skręcając ku Jelnej a dalej ku Milkowej. W przeciwnym zaś kierunku biegnie on zapewne przez północną część Białowody Polskiej.

Na południe od niego, na Dąbrowskiej Górze, ukazuje się drugie siodło z warstwami menilitowymi w jądrze; od poprzedniego oddziela je wąska synklina warstw krośnieńskich. Dalej ku wschodowi fałd ten biegnie tuż przed czołem płaszczowiny magurskiej i dopiero w Słowikowej skręca na Siedlec. Po zachodniej stronie jeziora widzimy go przed czołem płatu Rozdziela.

Dalszy ku wschodowi przebieg tych fałdów nie jest znany. Odnosi się jednak wrażenie, że północny z nich, nazwijmy go fałdem Milkowej, jest wschodnim przedłużeniem fałdu Jankowej (76). Fałd zaś Słowikowej nie jest, jakby się wydawało, przedłużeniem łuski Stróż (76), lecz niewątpliwie „wygasa“ ku wschodowi, w synklinie między fałdem Stróż i Jankowej.

Trzeba w tym miejscu omówić również występowanie „kredy kurowskiej“, ukazującej się w otoczeniu warstw krośnieńskich grupy zewnętrznej. St. Sokółowski (62) uważa, że tworzy ona odrębny tektoniczny wysad (62, Mn na profilu VI). Nie ma bezpośrednich dowodów, które by ten pogląd podważały. Trudno jest bowiem przyjąć, że „kreda kurowska“ może być porwakiem tektonicznym, przywleczonym z południa przez płaszczowinę magurską i złożonym na warstwach krośnieńskich. Wydaje mi się, że w tym przypadku jedynie wiercenie mogłoby rozstrzygnąć nasze wątpliwości.

OGÓLNE WNIOSKI TEKTONICZNE

Jednostka podmagurska, jak widać z poprzednich wyjaśnień, nie jest czymś drobnym, ponieważ tylko na terenie przeze mnie skartowanym odślania się na odcinku niemal 22 km, a jak wiemy z mapy St. Weignera (tabl. I) sięga jeszcze o 4 km dalej do zachodniej części Mordarki, wszędzie zachowując swoisty styl budowy geologicznej. Przekrój XIV (tabl. VIII) objaśnia nas, że spoczywa ona na warstwach krośnieńskich grupy zewnętrznej. Amplituda jej nasunięcia musi być zapewne znaczna, skoro doszło do utworzenia brekcji tektonicznej o miąższości ponad 100 m. Taką skalę nasunięcia wskazuje również istnienie porwaka tektonicznego między brekcją a jądrem nasuniętego fałdu (w Klęczanach).

Pierwotna budowa jednostki podmagurskiej, zwłaszcza w części centralnej, była zapewne nieco prostsza. Powikłania zaś nastąpiły w dalszej fazie nasuwania się płaszczowiny magurskiej, kiedy to jednostka podmagurska wraz ze swym tektonicznym nadkładem wykonała wspólny ruch. Z tego zapewne okresu datuje się cały szereg uskoków tektonicznych przecinających jednocześnie obie jednostki. Zauważyć przy tym można, że uskoki te skupiają się przede wszystkim w strefie okna tektonicznego i w jej bezpośrednim sąsiedztwie.

Nasuwa się teraz pytanie — dlaczego w tym a nie w innym miejscu denudacja odkryła jednostkę podmagurską. W innych częściach zbadanego terenu denudacja i erozja są nieraz nawet bardziej zaawansowane, a jednak nie spowodowały odsłonięcia tej jednostki: Przyczyn należy więc szukać gdzie indziej. Okno tektoniczne musiało powstać w tym miejscu, bo tu właściwie jednostka podmagurska została najbardziej dźwignięta w kierunku pionowym. Równocześnie jednak nie obserwuje się silnych sfałdowań mas, które by ten fakt usprawiedliwiły. Przyczyna przeto powinna tkwić znacznie głębiej.

Należy zatem przypuszczać, że płaszczowina magurska nasuwa się wraz z jednostką podmagurską pomiędzy Limanową a Nowym Sączem na podłoże znajdujące się już w pewnym zakończonym etapie rozwoju tektonicznego i morfologicznego. Podłożem tym byłby flisz grupy zewnętrznej, sfałdowany jeszcze w akwitanie (37), przed nasunięciem się tych jednostek. Powierzchnia jego nie była bynajmniej płaska i chociaż według K. Koniora uległa częściowej denudacji (37), tworzyła niewątpliwie podłużny garb erozyjny albo tektoniczny, lub będący wynikiem kombinacji obu czynników. Garb ten mieściłby się przeto pod strefą okna tektonicznego lub może nieco na północ od niej. Po jego północnej i południowej stronie musiały istnieć poważniejsze zagłębienia. Największą

amplitudę pionową garb ów miał zapewne w rejonie Klęczan; tu właśnie częściowo stwierdzono jego obecność i to znacznie płycej niż tego spodziewałem się jeszcze w r. 1947.

Jednostka podmagurska i płaszczowina magurska, nasuwając się w okresie porupelskim (górną akwitan po okres tortoński według 37) na swe podłoże, napotykały na znaczny opór w postaci wspomnianego garbu. Partie czołowe płaszczowiny magurskiej sforsowały go łatwiej i „spłynęły” łagodnie ku północy, układając się w szerokie i płaskie synkliny, zagarniając za sobą fałdy jednostki niższej, podmagurskiej. Tam, gdzie wyniesienie wspomnianego garbu było małe, a więc na wschodnich i zachodnich krańcach mego zdjęcia, fałdy jednostki podmagurskiej uległy jedynie przechyleniu ku północy. Natomiast w miejscu większego wydzwignięcia tektonicznego, lub morfologicznego, płaszczowina magurska odkorzeniła południowy z dwu fałdów podmagurskiej jednostki i przewlekła go ku północy poprzez fałd drugi.

Ponieważ wspomniany garb dźwiga się stopniowo od zachodu ku wschodowi, możemy obserwować poszczególne stadia tego procesu na przekrojach tabl. VII i VIII, a więc od fałdów przechylonych, poprzez złuszkowanie do odkorzenia i przerzucenia.

Charakterystyczną jest również rzeczą, że tu właśnie leżą płyty tektoniczne Góry Kurowskiej, Rozdziela i Góry Grodziskowej, które w przeszłości stanowiły niewątpliwie jednolitą czapę, rozdzieloną później, na skutek denudacji, na trzy części. Podejrzewam, że ich synkliną „macierzystą” jest synklina Trzetrzewiny. W jednej z końcowych „faz” nasuwania się, czyli w okresie wzmożonych ruchów orogenicznych, została ona wydzwignięta ku górze, a wówczas jej nadkład odkłuł się od swego plastycznego podkładu i zsunął się ku północy.

W okolicach bezpośrednio sąsiadujących z tym rejonem nastąpiły jedynie nieznaczne, w stosunku do poprzednich, odkłucia warstw magurskich od warstw stratygraficznie niższych.

W ten sposób uległa pewnemu przesunięciu szczytowa partia Rachowa i masyw piaskowcowy Chelmu, który od wschodu zamaskował sobą warstwy podmagurskie; ku zachodowi, w Kłodnej, zluźnienie to stopniowo maleje i w końcu „wygasa” w rejonie Góry Babiej i Markowskiej.

Nie miała też rola w budowie geologicznej skartowanego terenu przypadała fałdowi Różnowa—Ciężkowic, który tworzył pewnego rodzaju zapórę dla płaszczowiny magurskiej, przyczyniając się tym samym do intensywniejszych fałdowań tak w obrębie płaszczowiny magurskiej, jak też i jednostki podmagurskiej, które ze swej strony wpłynęły na sfałdowanie się jego południowego skrzydła.

Powstanie i rola wysadu „kredy kurowskiej” trudne są do sprecyzowania. Powstał on zapewne przez „wyciśnięcie” tych stosunkowo plastycznych warstw po linii jakiegoś pęknięcia, zachowując zupełną odrębność i pewnego rodzaju samodzielność tektoniczną. Trudno zorientować się w ocenie czasu jego powstania. Przypuszczalnie jest on wiekowo nieco wcześniejszy od nasunięcia płaszczowiny magurskiej, której zbliżanie się i wzrastający stale nacisk mogły w dużym stopniu przyczynić się do powstania wysadu kurowskiego. Spełniał on rolę pewnego rodzaju guza w znaczeniu tektonicznym, o który oparł się element południowy jednostki podmagurskiej w rejonie Klęczan (tabl. VIII, przekr. XIII i XIV).

Widzimy, że tektoniczna budowa okolic jeziora Rożnowskiego jest szczególnie skomplikowana. Obecny stan badań nie wyjaśnia nam pierwotnych przyczyn, które wywarły decydujący wpływ na tektonikę tej części badanego terenu. Przyczyn tych prawdopodobnie należy szukać w głębszym podłożu, co do którego pewnych danych dostarczyć by nam mogły badania geofizyczne.

W strefie południowej płaszczowiny magurskiej sztywne masy warstw magurskich i częściowo podmagurskich tworzą szerokie nieckowato rozplaszczone synkliny, między którymi warstwy inoceramowe z „eocenem” pstrym, jako bardziej plastyczne tworzą dużo mniejszych i większych antyklin. Lokalnie doszło i tu do pewnych zluźnień na granicy warstw podmagurskich i magurskich, jak np. w okolicy Kuklacza.

Pragnę teraz z kolei zwrócić specjalną uwagę na bardzo charakterystyczne zjawisko natury tektonicznej, a to na spoczywanie na sobie kilku różnych jednostek i elementów tektonicznych, z których każdy z osobna zachował swoisty styl budowy, uzależniony częściowo od jednostek z którymi kontaktuje, a częściowo od swego składu litologicznego. Podobna „symbioza” jest zjawiskiem bardzo ciekawym i zasługującym na badania w skali regionalnej. Widzimy tu jakby kilka pięter tektonicznych, które razem tworzą jeden wspólny gmach geologiczny. Ten rodzaj budowy geologicznej zasługuje na specjalną nazwę, oddającą równocześnie jej charakter. Mamy więc tu struktury piętrowe, dla których A. Tokarski w dyskusji, odnoszącej się zresztą do innego terenu, zaproponował termin — struktury spiętrzone. Ten drugi znacznie lepiej odtwarza charakter tej budowy i dlatego uznałem go za lepszy.

Na poprzednich stronach nadmieniałem kilka słów na temat różnic w budowie geologicznej lewego i prawego brzegu Dunajca. Fakt ten świadczy o znacznych poprzecznych zaburzeniach tektonicznych, których linie kryją się pod akumulacyjnym materiałem rzeki. Istnieje tu zapewne uskok poprzeczny typu nożycowego, z którym wiążą się może jakieś mniejsze poprzeczne dyslokacje. Do nich trzeba będzie zaliczyć i uskok podłużny w okolicy Chruślic—Paszyna, który obcina od południa wielką synklinę. Wzdłuż niego, na południe od tej synkliny, wynurza się fałd Piątkowej z pstrym „eocenem” w jądrze. Można przypuszczać, że zaburzenia te wiążą się ściśle z genezą doliny Nowego Śacza (86), a przynajmniej z ostatecznym jej kształtowaniem się.

Wracając raz jeszcze do problemu jednostki podmagurskiej, widzimy na podstawie szczegółowej analizy map, że jednostka ta nie ogranicza się wyłącznie do terenu przeze mnie skartowanego, lecz występuje również koło Starej Wsi, Strzylawki i Grybowa (66, 68, 69, 70, 71, 75; 76) i to na odcinku długości ponad 12 km. Tektonikę tej jednostki i jej stosunek do jednostek niżej- i wyżejleżących ilustrują przekroje z tabl. X. Charakterystyczne jest tu zaklinowanie czołowej partii płaszczowiny magurskiej między warstwy krośnieńskie grupy zewnętrznej i jednostki podmagurskiej. Sądząc według załączonych przekrojów H. Świdziński prawdopodobnie musiał też zaobserwować bezpośredni kontakt tektoniczny, tych, tak do siebie podobnych warstw.

W kierunku południowo-wschodnim od Grybowa notowano „szarą kredę” i warstwy grybowskie w rejonie Ropy (70, 71), o czym miałem możliwość przekonać się w 1948 r. kartując szczegółowo ten teren. I tu również,

w świetle nowych poglądów na stratygrafię płaszczowiny magurskiej mamy dosyć duże okno tektoniczne, w którym ukazują się jednostka podmagurska w postaci kilku fałdów o jądrach zbudowanych z warstw grybowskich. Antykliny te wykonują wyraźny skręt w kierunku Grybowa i zanurzają się pod warstwy inoceramowe nasunięcia magurskiego. Na przeciwnym jego krańcu, w Łosiu, stopniowo zanurzają się one pod płaszczowinę magurską. Jest to już jednak temat do osobnej publikacji. Tymczasem zapoznaj czytelnika z kilkoma schematycznymi przekrojami przez ten rejon (tabl. XI).

Podkreślam, że identyczność petrograficzna i litologiczna obu serii okien tektonicznych z rejonu Klęczan—Pisarzowej oraz Ropy—Łosia jest niewątpliwa, co powinny potwierdzić również badania paleontologiczne.

Jeszcze dalej ku południowemu-wschodowi jednostka podmagurska ukazuje się powtórnie w okolicy Smrekowca — Ujścia Gorlickiego (dawniej Ruskiego) (70, 71). Byłoby to jej najdalsze w obrębie granic Polski występowanie ku południowemu-wschodowi na powierzchni ziemi.

Na wschodzie pozostałby jeszcze problem Świątkowej (11). Teren dość odległy od omawianych, a więc trudny do sparalelizowania. W ubiegłym roku wykonywał tu szczegółowe zdjęcie K. M r o z e k. Na podstawie odkrywek, które mi pokazywał odnosi się wrażenie, że i tu występują łupki grybowskie. Jednakże, o ile sobie przypominam, nie są one tak typowe. Szkoda, że nie widać tam ich stratygraficznego podkładu — wówczas sprawa byłaby bardziej jasna. Ich ewentualna przynależność do fałdów dukielsko-użockich wydaje mi się raczej wątpliwa, choć niewykluczona.

Pomijając na razie zagadnienie czarnych łupków ze Świątkowej widzimy, że w świetle moich poglądów zasięg jednostki podmagurskiej jest znaczny. Ciągnie się ona łukiem, którego strona wypukła zwraca się ku północnemu-wschodowi, od Ujścia Gorlickiego niemal że po Limanową, powtarzając zapewne, przynajmniej w grubszych zarysach, łuk jaki wykonuje erozyjny brzeg jej nadkładu tektonicznego — płaszczowiny magurskiej.

Automatycznie więc wylania się pytanie — jaki jest jej dalszy przebieg w kierunku zachodnim? W tym przypadku trudno mi będzie zaspokoić ciekawość czytelnika. Tu bowiem muszę obracać się jedynie w strefie bardzo swobodnych przypuszczeń, może nawet dalekich od prawdy.

Wiadomo, że B. Ś w i d e r s k i (63, 64) w okolicy Mszany Dolnej widzi okno tektoniczne, w którym ukazują się warstwy krośnieńskie i czarne łupki. Wykonując w 1948 r. szczegółową mapę okolic Rabki objąłem swymi badaniami także to okno tektoniczne (w zachodniej części Olszówki). Uderzyła mnie przede wszystkim tektoniczna niezgodność szarej serii z czarnymi łupkami w stosunku do warstw inoceramowych w niższej części potoku „od Pasięki“.

Czarne łupki widziałem zaledwie w dwu odkrywkach, w pobliżu tego potoku. Ich rozciągłość i upad okazały się bardzo zaburzone. Uważałem wówczas oczywiście szarą serię za „szarą kredę“, a czarne łupki za warstwy grybowskie. Ponadto stwierdzono w Skomielnej Białej pod nasunięciem magurskim warstwy krośnieńskie już raczej typowe. Znana mi jest również szara seria z Poręby Wielkiej (na południe od Mszany Dolnej). Tu jakkolwiek przypomina mi ona chwilami tzw. „szarą kredę“, to jednak

w całości posiada charakter litologiczny, bardzo zbliżony do znanych mi warstw krośnieńskich grupy zewnętrznej z okolic Skrzydłnej, które obserwowalem w 1944 r. z K. Tołwińskim, a po raz drugi w 1950 r. z Z. R. Olewiczem. B. Świderski (63, 64) jest zdania, że szare łupki z rejonu Mszany Dolnej są „czarną kredą” magurską zaklinowaną z góry w warstwach krośnieńskich.

Przyjmując poglądy B. Świderskiego (63, 64) za słuszne i dodając do nich swoje obserwacje śmiem wysunąć taką hipotezę:

Podłoże płaszczowiny magurskiej tworzy w rejonie Mszany Dolnej wielki „guz” ujawniający się pod postacią okna tektonicznego. Okno to zbudowane jest z warstw krośnieńskich grupy zewnętrznej. Po warstwach tych przesunęła się płaszczowina magurska miażdżąc i wycierając jednostkę podmagurską, która zachowała się jedynie w strzępach czarnych łupków grybowski, a możliwe, że i szarych łupków warstw krośnieńskich tej jednostki, zaklinowanych od góry w warstwach krośnieńskich grupy zewnętrznej.

Z całej dotychczasowej treści tego rozdziału jasno wynika, że wyrażam nową koncepcję tektoniczną południowej części centralnych Karpat fliszowych i popieram ją dowodami uzyskanymi w rejonie Klęczan — Pisarzowej. Przyznać muszę, że jest ich jeszcze wciąż za mało. Sądzę przeto, że problemem tym zechcą zainteresować się bardziej zżyci z fliszem karpackim paleontolodzy.

UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI I UTWORY CZWARTORZĘDOWE

Ukształtowaniem powierzchni i czwartorzędem okolic Klęczan — Pisarzowej zajmowałem się jedynie na marginesie mojej pracy, dlatego też problem ten nie został przeze mnie należycie opracowany. Szczegółowe badania z tej dziedziny przeprowadził M. Klimaszewski (33, 36) w rejonie Dunajca i na pracach tego autora częściowo opierałem się. W wątpliwych przeto kwestiach ośmielałem się odsyłać czytelnika do tychże publikacji.

Ukształtowanie badanych okolic nastąpiło już w czasach przedplejstocenijskich (33, 62). Na obecną rzeźbę terenu złożyły się ówczesna struktura podłoża skalnego, na której uformowanie wpływały ruchy górotwórcze, oraz skład litologiczny.

Wpływ tych czynników widać nie tylko na stokach dolin, ale i w pasmach górskich. Charakterystyczną cechą badanego terenu jest wybitnie zaznaczająca się inwersja reliefu przy wyraźnym podkreśleniu amplitudy rzeźby oraz różnic w odporności poszczególnych kompleksów skalnych na wietrzenie i erozję. Odwrócenie rzeźby jest szczególnie dobrze widoczne w północnej strefie synklinalnej. Partie szczytowe z reguły tworzą synklinalnie ułożone i odporne na erozję warstwy magurskie, a kierunki grzbietów są uwarunkowane przebiegiem ławic piaskowcowych.

Załamaniem profilów zboczy szczególnie ostro uwydatnia się na granicy warstw magurskich z podmagurskimi. Jako przykład mogą nam posłużyć południowe zbocza Góry Chełm oraz zachodnie stoki Wielkiej Góry, a także góry Liszki. Wprost przeciwnie dzieje się z granicą pomiędzy war-

stwami podmagurskimi a „eocenem“ pstrym. W morfologii nie uwydatnia się ona ze względu na zbliżony skład petrograficzny. Natomiast granica między tymi ostatnimi a warstwami inoceramowymi uwytkła się nieco wyraźniej, zwłaszcza ich niższe partie (przewaga piaskowców oraz spiętrzenia tych warstw w sąsiedztwie okna tektonicznego).

Te same warstwy doskonale podkreślają w morfologii granicę nasunięcia od południowej strony strefy okien tektonicznych (pasmo Jabłońca—Litacza), gdzie silnie kontrastują z terenem zajęтым przez warstwy krośnieńskie (mniej odporne na erozję i denudację).

Niemają też wpływ na ukształtowanie morfologiczne badanych okolic wywierają uskoki. Zachodzi to zwłaszcza tam, gdzie wzdłuż ich płaszczyzn nastąpiło przesunięcie mas skalnych o różnej odporności na wietrzenie, jak np. przesunięcie warstw inoceramowych względem warstw krośnieńskich na Raszówce, w północnej części Kaniny oraz w okolicy Klęczan. Ponadto w Klęczanach wznórza Gródka zbudowane z piaskowcowych partii warstw klęczańskich dominują nad najbliższym otoczeniem. Wznórza te są jednakże niewielkie w porównaniu z Białoworską Górą.

Wpływ form tektonicznych, łącznie z litologią warstw, na ukształtowanie morfologiczne skartowanego terenu uwydatnia się także, i to dosyć jaskrawo, w Kłodnej. Jeszcze raz podkreślona została tutaj inwersja reliefu, gdyż pomiędzy potokiem Bobrowskim a Kłodnianką znajduje się niewielka synklina warstw magurskich oddzielona erozyjnie od masywu warstw magurskich Góry Markowskiej i Babiej Góry. Od wschodu i zachodu jest ona obcięta uskokami, które również zaznaczają się w ukształtowaniu powierzchni.

Sieć wodna okolic Klęczan—Pisarzowej należy do dorzecza Dunajca. Wyjątek stanowi jedynie potok Mordarka wraz z dopływami, który wpada do Łososiny. Z ważniejszych lewobrzeżnych dopływów Dunajca należy wymienić Smolnik, Słonkę oraz potok Pruska. Smolnik ulokował się w znacznej mierze na eocenie pstrym obejmując lewobrzeżnymi dopływami warstwy magurskie, a prawobrzeżnym — serie okna tektonicznego, wykorzystując dla swego koryta kierunek wzdłuż biegu warstw. Te same kierunki wykorzystaly i pozostałe dwa potoki, z których Słonka oprócz „eocenu“ pstrego przecina także kopułę Bukowca—Krağlicy.

Prawoboczne dopływy Dunajca mają nieco inny charakter. Potoki Naściszowa i Lękówka przecinają warstwy poprzeczne, w kierunku upadu, a Jelnianka w kierunku przeciwnym do upadu.

Wpływ sieci wodnej tych potoków na ukształtowanie morfologiczne jest niewątpliwy, dotyczy to zwłaszcza Smolnika i Słonki. Wyrzeźbiły one krajobrazowo piękne doliny, podkreślając dużą amplitudę rzeźby, która wraz z szatą roślinną nadaje im swoisty urok.

Dolina Dunajca jest typową doliną przełomową, uwarunkowaną tak tektoniką jak i składem litologicznym płaszczowiny magurskiej. Według badań J. Smoleńskiego i M. Klimaszewskiego (33, 36) uległa ona wcięciu już w pliocenie. Poprzednio zaś wody Dunajca stworzyły dwa poziomy denudacyjno-erozyjne. W okresach lodowcowych uległa zasypywaniu, a w czasie interglacjałów i w postglacjale była ona na nowo rozcinana i wyprzątana z materiału akumulacyjnego. Do zasypania jej w okresie zlodowacenia krakowskiego przyczynił się także i lodowiec pół-

nocny, tworząc pewnego rodzaju podpórę dla akumulacji. Materiał gromadzący się w dolinie Dunajca pochodził z południa, skąd był wynoszony przez wody lodowców tatrzańskich. Częściowo jest on także i wieku preglacjalnego (33).

W przekroju Dunajca wyróżnia M. Klimaszewski (33), począwszy od najstarszych.

1. Poziomy erozyjno-denudacyjne:
 - a) śródgórski (230—260 m n. p. D.)
 - b) pogórski (130—150 m n. p. D.)

Pierwszy tworzy grzbietowe spłaszczenia Góry Chełmieckiej i Szczańbu. Jest także widoczny nad Świdnikiem. Drugi natomiast obserwujemy w Siennej, w Woli Kurowskiej oraz na Kurowskiej Górze. Według M. Klimaszewskiego powstały one w czasie od sarmatu do pontu (33).

2. Tarasy zboczowe umieszcza ten autor (33) w okresie między dakiem a zlodowaceniem najstarszym. Mamy tu erozyjne spłaszczenie występujące na wysokości 80—90 m oraz 20—25 m n.p.m., a widoczne w Zabełczu, Wielogłowach, Dąbrowie, na Kurowskiej Górze, W Radziostowie i Marcinkowicach.

Poziomów erozyjno-denudacyjnych oraz tarasów zboczowych nie znaczyłem na swojej mapie (tabl. VI) ze względu na konieczność uwypuklenia budowy geologicznej. Z tarasów zboczowych zaznaczyłem jedynie dwa: w Tęgorborzu i Dąbrowie. Z tych samych względów nie wydzieliłem na mapie tarasów Smolnika w Pisarzowej. Natomiast wszystkie tarasy Dunajca zostały uwzględnione.

3. Tarasy:

- a) tarasy 10 m odpowiada tarasom 8—15 m M. Klimaszewskiego (33) i 8—12 m J. Smoleńskiego (33). Występują one fragmentarycznie i należą do pierwszego zlodowacenia warszawskiego. Jest to najniższy z tarasów pokrytych lessem, pochodzącym z drugiego zlodowacenia warszawskiego. Pokrywa lessowa posiada około 3 m miąższości i zawiera soczewki piasku oraz koncentracje wapienne;
- b) taras 3—4 m odpowiada M. Klimaszewskiego „terasie rolnej“ (33). Jest on przeważnie żwirowy. Widzimy tu przede wszystkim dość świeże otoczaki granitu tatrzańskiego i bardzo mało kwarcytowych. Nierzadkie są też wkładki gliniaste. Tarasy te zaliczamy do drugiego zlodowacenia warszawskiego (33);
- c) tarasy 2 m pochodzą z postglacjału. Są to wg. wyżej wymienionego autora „tarasy łąkowe“ mające w spągu żwiry, wyżej zaś „gliny powodziowe“. Z reguły są one pokryte roślinnością, a zwłaszcza wikliną i przy wysokich stanach wody w Dunajcu ulegają zalewowi.

Kamieńce są to żwiry występujące na dnie koryta Dunajca i tworzące ruchome ławice, które zmieniają swój kształt po każdorazowym wysokim stanie wody. Dzięki temu podlegają one selekcji petrograficznej. W skład ich wchodzi około 40% granitu, 8% wapieni, 50% piaskowca i 2% łupków (33). Widzimy więc, że skały fliszowe tylko nieznacznie wśród nich przeważają.

Cały obszar skartowany pokryty jest przeważnie glinami zboczowymi, których wydzielenie kartograficzne jest bardzo utrudnione. Z reguły wy-

stępują one ponad tarasami i aluwiami. Miejscami, a zwłaszcza w dolinie Dunajca leżą na nich utwory lessowe, przy czym w ich części spągowej zaobserwować można uwarstwienia; widoczne jest, że ich część spągowa osadzała się w środowisku wodnym.

Najmłodszymi utworami są osuwiska. Są one predysponowane albo litologią warstw skalnych lub też zaburzeniami tektonicznymi. Są wreszcie i takie, które powstały jedynie w obrębie gliniastego płaszcza niemal zupełnie nie naruszając podłoża skalnego.

Do osuwisk predysponowanych litologią warstw skalnych zaliczyć należy przede wszystkim osuwiska występujące w obrębie „eocenu“ pstręgo. Dotyczy to osuwisk w Biczycach, Zbyszycach i okolicach Kwieciszowej, gdzie przesunięcia mas skalnych zaznaczyły się zarówno w pokrywie gliniastej, jak i częściowo w litych skałach podłoża.

W związku z zaburzeniami natury tektonicznej przy uwzględnieniu czynników litologicznych powstało wielkie osuwisko w dolinie Pierzwiączki, na południowych zboczach Krasieńskiej Góry.

Inne, mniejsze osuwiska, zwłaszcza w obrębie warstw inoceramowych, powstały głównie w gliniastej pokrywie, rzadko naruszając podłoże skalne.

Litologia badanego terenu wpłynęła w dużym stopniu na jakość gleby, co z kolei uwarunkowało charakter szaty roślinnej, zwłaszcza w partiach, gdzie pokrywa gliniasta jest nikła lub nie istnieje na zwietrzelinie zboczowej. Odnosi się to przede wszystkim do miejsc występowania warstw podmagurskich, magurskich i częściowo inoceramowych, na których z reguły występują duże partie leśne, stanowiące wspaniałą ozdobę krajobrazu, a zwłaszcza piękne ramy dla zaporowego Jeziora Rożnowskiego.

ZAKOŃCZENIE

Praca ta nie wyczerpała poruszonych w niej tematów. Niektóre zagadnienia zostały zaledwie wspomniane, inne potraktowano dość pobieżnie, a jeszcze inne wymagają dowodów.

Na szersze opracowanie zasługuje przede wszystkim mikro- i makrofauna. Mikrofaunę należałoby zbadać także i od strony ilościowego jej występowania, poprzez sumienne i szczegółowe profilowanie w częściach niezaburzonych tektonicznie. Niezależnie od tego wypadałoby prowadzić intensywne poszukiwania dużych otwornic. Ciekawą również rzeczą byłoby przekonanie się, czy małe otwornice będą mogły uzupełniać biostratygrafię opartą na dużych.

Ważne również moim zdaniem jest stwierdzenie możliwości niezgodnego przebiegania granic litologiczno-facjalnych w stosunku do granic biostratygraficznych między Limanową a Ropą.

Nie określono też wiekowej przynależności spągu warstw krośnieńskich.

Pożądaną rzeczą byłoby przeprowadzenie porównań petrograficznych między warstwami krośnieńskimi typowymi a tzw. „szarą kredą“. S. t. Jaskólski (31) widzi pewne różnice w zespołach ciężkich minerałów. Jeśliby więc opracowano je metodą stosowaną przez A. O b e r c a (55) dla

warstw krośnieńskich grupy zewnętrznej, moglibyśmy znaleźć, pewniej-
sze od makroskopowych, kryteria służące do odróżnienia obu typów
warstw krośnieńskich.

Fotografie wykonano w Laboratorium Fotograficznym Państwowego
Przedsiębiorstwa „Wiercenia Poszukiwawcze“ już po napisaniu pracy. Dla-
tego też dopiero w tym miejscu dziękuję koleźce J. Janikowi za uzu-
pełnienie szaty ilustracyjnej.

L I T E R A T U R A

1. Bieda F. — O gatunku *Nummulina puschi* d'Archia c. *Państw. Inst. Geol. Biul.* nr 13. Warszawa 1938.
2. Bieda F. — Numuliny fliszu magurskiego z okolic Limanowej. *Państw. Inst. Geol., Biul.* nr 9. Warszawa 1939.
3. Bieda F. — Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwor-
nic *Roczn. Pol. Tow. Geol.* t. 16. Kraków 1947.
4. Bieda F. — Przyczynek do znajomości otwornic fliszu Karpackiego. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* t. 17. Kraków 1948.
5. Bieda F. — O nowych mało znanych otwornicach fliszu Karpat Polskich. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, t. 18. Kraków 1949.
6. Bieda F. — O numulinach z łupków menilitowych ze Seletyna na Bukowinie *Państw. Inst. Geol.*, 1, t. 9, z. 2. Warszawa 1938.
7. Bieda F., Horwitz L. — Próba stratygrafii trzeciorzędu na Podhalu. *Państw. Inst. Geol., Spraw.*, t. 6. Warszawa 1931.
8. Bohdanowicz K. — Tereny i złoża naftowe. Warszawa 1923.
9. Bohdanowicz K. — Geologia porównawcza. Sosnowiec 1936.
10. Bohdanowicz K. — Działalność Państwowego Instytutu Geologicznego
w r. 1938. *Państw. Inst. Geol. Biul. Nr 18.* Warszawa 1939. (L. Watycha, str: 89
i H. Świdziński str. 40 i 41).
11. Böhm B. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932
w S części arkusza Jasło. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.* nr 36. Warszawa 1933.
12. Bujalski B. — Kilka spostrzeżeń geologicznych okolic Zarytego. *Państw. Inst. Geol. Spraw.*, t. 5. Warszawa 1930.
13. Burtanówna J. — Geologia Myślenic na zachód od Raby. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 9. Kraków 1933.
14. Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M. — Mapa
Geologiczna Karpat Śląskich. Wyniki badań i objaśnienia do mapy. *Pol. Akad. Umiej. Kraków 1937.*
15. Cizancourt M. — O kilku numulitach fliszu karpackiego i ich znacze-
niu dla stratygrafii Karpat. *Kosmos*, t. 53. Lwów 1928.
16. Czernikowski J. — Wiek warstw godulskich i margli węglowieckich. *Nafta*, r. V, z. 5. Kraków 1949.
17. Czernikowski J. — Otwornice serii fliszowej facjesu śląskiego na po-
graniczu kredy górnej i dolnej. *Nafta*, r. V, z. 7—8. Kraków 1949.
18. Czernikowski J. — Otwornice tzw. „pstręgo eocenu“ i jego paleo-
geografia na obszarze między Sanokiem a Gorlicami. *Nafta*, r. VI, z. 5. Kra-
ków 1950.
19. Dylążanka M. — Warstwy inoceramowe złomu w Szymbarku koło Gor-
lic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 1. Kraków 1923.

20. Engler — Höfer. — *Das Erdöl*, Bd. 2, T. II.
21. Friedberg W. — Otwornice warstw inoceramowych okolic Rzeszowa i Dębnicy. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr.*, Dz. B. t. 41. Kraków 1901,
22. Grzybowski J. — Mikroskopowe badania namulów wiertniczych z kopalń naftowych. *Kosmos*. Lwów. 1897.
23. Grzybowski J. — Otwornice pokładów naftowych okolic Krosna. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat. Przyr.* Kraków 1898.
24. Grzybowski J. Otwornice warstw inoceramowych okolic Gorlic. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat. Przyr.*, Dz. B, t. 41. Kraków 1901:
25. Guzik K. Pożaryski Wł. — Fałd Biecza (Karpaty Środkowe). *Państw. Inst. Geol. Biul.* Nr 53. Warszawa 1949.
26. Hilterman H. — Stand und Aussichten der angewandten Mikropaläontologie in den Oelfeldern Westgaliziens. *Oel und Kohle*, Nr 31, Berlin 1940.
27. Hilterman H. — Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpathen. *Oel und Kohle*, nr 33—34. Berlin 1943.
28. Horwitz L. — W sprawie wieku lupków menilitowych. *Państw. Inst. Geol. Spraw.*, t. 8. Warszawa 1937.
29. Horwitz L. — Jeszcze w sprawie wieku lupków menilitowych. (*Nakład autora*). Warszawa 1938.
30. Jaskólski St. — Materiały do geologii i petrografii filszu Karpat okolic Rymanowa. *Państw. Inst. Geol. Spraw.*, t. 6. Warszawa 1931.
31. Jaskólski St. — Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych serii ropnych polskich Karpat fliszowych. *Państw. Inst. Geol. Biul.* Nr 23. Warszawa 1939.
32. Kisłow A. — Pomiar ciężarów gatunkowych skał na kopalniach Rostoki-Sądkowa. *Nafta*, r. III, z. 1. Kraków 1947.
33. Klimaszewski M. — Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin aż po ujście. *Inst. Geogr. Prace*, z. 18. Warszawa. 1937.
34. Klimaszewski M. — O wpływie zlodowaceń północnych na działalność rzek w Karpatach Zachodnich. *Wiad. Geogr.*, nr 15. Kraków 1937.
35. Klimaszewski M. — Przebieg zlodowacenia maksymalnego u północnego brzegu Karpat. *IV Congres de Géographes Slaves* 1939. Sofia 1939.
36. Klimaszewski M. — Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Wrocł. Tow. Nauk. Prac. Ser. B.*, nr 7 Wrocław 1948.
37. Konior K. — Z badań geologicznych w Karpatach środkowych między Górlcami a Sanokiem. *Państw. Inst. Geol. Spraw.*, t. 9. Warszawa. 1933.
38. Konior K. — Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w odrębnie ark Biała — Bielsko. *Pol. Akad. Umiej. Wydawnictwa śląskie — Prace Geol.*, nr 5. Kraków 1938.
39. Kozikowski H. — Zarys budowy geologicznej płaszczowiny magurskiej w okolicy Męciny Wielkiej około Gorlic i jej stosunek do przedpola. *Nafta*, r. III, z. 10—12. Kraków 1947.
40. Kozikowski H. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1948 w okolicy Ropy — Bielanki około Gorlic. *Z mat. arch. P. P. W. P.* (Maszynopis — r. 1949).
41. Kozikowski H. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1948 w okolicy Rabki. *Ibid.* (Maszynopis — r. 1949).
42. Książkiewicz M. — Badania geologiczne w Karpatach Wadowickich. Cz. I. Stosunki stratygraficzno-tektoniczne. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Int Cracovie* 1930.

43. Książkiewicz M. — Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 8. Kraków 1932.
44. Książkiewicz M. — Budowa brzeżnych mas magurskich między Sułkowicami a Suchą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 11. Kraków 1935.
45. Książkiewicz M. — Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. *Państw. Inst. Geol. Biul.* Nr 48. Warszawa. 1948.
46. Książkiewicz M. — O wieku pstrych margii we fliszu Karpat Zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 19. Kraków 1950.
47. Macovei G. — Les Gisements de pétrole. Paris 1938.
48. Małkowski S. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1921 w okolicy Krościenka nad Dunajcem. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.* nr 2. Warszawa 1922.
49. Małkowski S. — Sprawozdanie z badań fliszu magurskiego i fliszu granicznego w okolicy Krościenka nad Dunajcem. *Państw. Inst. Geol. Spraw.*, t. 2. Warszawa 1923.
50. Nowak J. — Stosunki stratygraficzne rejonu magurskiego w okolicy Rabki. *Kosmos*, t. 46. Lwów 1921.
51. Nowak J. — Geologia Krynicy. *Kosmos*, t. 49. Lwów 1924.
52. Nowak J. — Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
53. Nowak J. — Die Geologie der polnischen Oelfelder. Stuttgart 1929.
54. Nowak J. — O wieku piaskowcowa magurskiego okolic Babiej Góry. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Int. Sér. A.* Cracovie 1937.
55. Oberg A. — Stratygrafia warstw krośnieńskich na podstawie ciężkich minerałów (Maszynopis — r. 1947).
56. Pożaryski Wł. — O metodzie mikropaleontologicznej w geologii naftowej. *Nafta*, r. II, z. 6. Kraków 1946.
57. Rogala W. — (Zapiski rękopiśmienne dotyczące wierceń Walerkeyna w rejonie Klęczan).
58. Rogala W. — W sprawie wieku łupków menilitowych. *Spraw. Tow. Nauk.* VIII. Lwów 1928.
59. Rogala W. — Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze Karpat w latach 1930/31. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 33. Warszawa 1932.
60. Rogala W. — Spostrzeżenia geologiczne z okolic Przemyśla. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 48. Warszawa 1937.
61. Sokołowski St. — Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1931 w dolinie Dunajca między Tropiem a Kurowem. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.* nr 33. Warszawa 1932.
62. Sokołowski St. — Geologia doliny Dunajca między Kurowem a Tropiem. *Kosmos*, 9, Lwów 1935.
63. Świdorski B. — Zarys geologii Mszany Dolnej. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 33. Warszawa 1932.
64. Świdorski B. — Drugie sprawozdanie o geologicznej budowie okolic Mszany Dolnej. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 36. Warszawa 1933.
65. Świdziński H. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1930, na ark. Jasło — Dukla i Gorlice — Grybów. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 30. Warszawa 1931.
66. Świdziński H. — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na ark. Gorlice — Grybów. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 33. Warszawa 1932.

67. Świdziński H. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932 w okolicy Bednarki i Harkłowej na ark. Jasło. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 36. Warszawa 1934.
68. Świdziński H. — Badania geologiczne w grupie magurskiej *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 39. Warszawa 1934.
69. Świdziński H. — Uwagi o budowie Karpat fliszowych. *Państw. Inst. Geol. Spraw.*, t. 8. Warszawa 1934.
70. Świdziński H. — O budowie płaszczowiny magurskiej w dorzeczu górnej Ropy i Białej, ark. Gorlice-Krynica. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 42 Warszawa 1935.
71. Świdziński H. — Zdjęcia geologiczne płaszczowiny magurskiej na ark. Gorlice. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 45. Warszawa 1936.
72. Świdziński H. — Kilka spostrzeżeń geologicznych z okolic Seletyna na Bukowinie. *Państw. Inst. Geol. Spraw.*, t. 9—2. Warszawa 1938.
73. Świdziński H. — Wiercenie poszukiwawcze w Lipnicy. *Nafta*, r. II, z. 2. Kraków 1946.
74. Świdziński H. — Gazy w Bieśniku koło Gorlic. *Nafta*, r. II, z. 2. Kraków 1947.
75. Świdziński H. — Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych *Państw. Inst. Geol. Biul.* 50. Warszawa 1947.
76. Świdziński H. — Łuska Stróż koło Grybowa (Karpaty Środkowe). *Państw. Inst. Geol. Biul.* Warszawa 1950.
77. Szajnocha W. — Atlas geologiczny Galicji. Z. VI. Kraków 1896.
78. Szajnocha W. — Atlas geologiczny Galicji. Z. XI. Kraków 1905.
79. Teisseyre H. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1929 w okolicy Dukli. *Państw. Inst. Geol. Spraw.*, t. 5. Warszawa 1930.
80. Teisseyre H. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1930 na ark. Jaślisła (Ropianka). *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 30. Warszawa 1931.
81. Teisseyre H. — Kopalnia Ropianka. *Stat. Naft. Polski nr r. 1931*, nr 11. Borysław 1931.
82. Teisseyre H. — Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. *Państw. Inst. Geol. Spraw.*, t. 7. Warszawa 1932.
83. Tokarski A. — Zachodnia część fałdu Mrukowej oraz możliwości ropne terenów Pielgrzymki i Folusza. *Nafta*, r. II, z. 10—12. Kraków 1946.
84. Tokarski A. — Grójce i żywieckie okna tektoniczne. *Państw. Inst. Geol. Biul.* nr 28. Warszawa 1947.
85. Tokarski A. — Ciężkie minerały jako wskaźniki stratygraficzne serii fliszowych. *Nafta*, r. III, z. 9. Kraków 1947.
86. Tołwiński K. — Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach Polskich. *Prace geograf.* wyd. przez E. Romera. *Książnica Atlas.* Lwów 1928.
87. Uhlig V. — Vorkommen von Nummuliten in Ropa in Westgalizien. *Reichsanst. Ver. d. Geol.* Wien 1882.
88. Uhlig V. — Beiträge zur Geologie der Westgalizischen Karpathen. *D. k. k. Reichsanst.*, Jb. 33. Wien 1883.
89. Uhlig V. — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den Westgalizischen Karpathen. *D. k. k. Reichsanst.* Jb. 38. Wien 1888.
90. Uhlig V. — Bau und Bild der Karpathen. Wien 1903.

91. U h l i g V. — Über die Tektonik der Karpathen. *Ak. Wiss. Sitz. Ber.*, nr 116 Wien 1907.
92. W a l t e r K. — D u n i k o w s k i E. — Geologiczna budowa naftonośnego obszaru zachodnio-galicyjnych Karpat. *Kosmos*, t. 7—8. Lwów 1882—1883.
93. W d o w i a r z J. — Budowa geologiczna Karpat w okolicy Błażowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* nr 14. Kraków 1938.
94. W d o w i a r z J. — Tektoniczne jednostki centralnej depresji Karpat Środkowych i ich roponośność. *Nafta*, r. II, z. 3. Kraków 1946.
95. W d o w i a r z J. — Zdjęcie geologiczne fałdów Iwonicza-Klimkówki-Rymonowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* nr 19, z. 3. Kraków 1949.
96. W y s z y ń s k i O. V. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932, na ark. Gorlice-Grybów. *Państw. Inst. Geol. Pos. Nauk.*, nr 36. Warszawa 1933.
97. W y s z y ń s k i O. V. — Złoża naftowe w Ropie. — Z zapisków archiwalnych St. Weignera. *Przem. Naft.*, z. 16. 1936.
98. W y s z y ń s k i O. V. — Głębokie wiercenia pionierskie w Pisarzowej i Mor-darce — Z zapisków archiwalnych St. Weignera. *Przem. Naft.*, z. 22. 1938.
99. Z u b e r R. — Atlas geologiczny Galicji, Z. 2. Kraków 1888.
100. Z u b e r R. — Flisz i nafta. Lwów 1918.
101. P r a c a z b i o r o w a. — Regionalna geologia Polski. Tom I. Karpaty. Z. 1. Stratygrafia. *Pol. Tow. Geol.* Kraków 1951.

Генрик КОЗИКОВСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОКРЕСТНОСТЕЙ КЛЕНЧАН—ПИСАРЖЕВОЙ

РЕЗЮМЕ

Содержание

В настоящей работе автор рассматривает геологию района, расположенного к востоку от Лымановой. В состав геологической структуры окрестностей Кленчан-Писаржевой входят три тектонические единицы, названные автором структурными поднятиями.

1. Наружная группа, представленная менилитовыми слоями (эоцен), кросненскими слоями (олигоцен) и „куровским мелом“;

2. Подмагурская структура, в состав которой входят кленчановые слои¹ (палеоэоцен), подгрибовские (эоцен), грибовские (эоцен), а также кросненские (олигоцен), несколько отличающиеся от типичных и названные в прошлом серым мелом;

3. Магурский покров, состоящий из интрузивных слоев, вместе с так называемыми канинскими слоями (верхний мел — палеоэоцен), из пестрого „эоцена“ (палеоэоцен-эоцен), из подмагурских слоев (эоцен) и магурских слоев (эоцен).

Выделение подмагурской структуры, появляющейся в тектоническом окне из подмагурского покрова, автор объясняет разницей в литологическо-фациальном образовании, а также и микропалеонтологическими исследованиями. Последние и определили грибовские слои эоценового возраста, которые до сих пор считались принадлежащими к меловому возрасту.

В результате всего этого, автор видит подмагурскую структуру и в других окрестностях, в которых встречается так называемый „серый мел“ и грибовские слои, а следовательно в окрестностях Грибова, Ропы и Уйстья Горлицкого. В отношении Свентковской и Мшаны Дольной, автор не высказывает своего мнения, выдвигая только некоторые предположения.

Формирование тектонического окна Мордарки-Марцинковца было обусловлено влиянием основы, а следовательно флиша наружной группы.

Кроме того, довольно поверхностно рассмотрена морфология исследованного района и четвертичные отложения.

¹ Кленчановые слои впервые обнаруженные в Кленчанах Свидзинским и Козиковским являются палеоэоценового возраста. В районе Кленчан их стратиграфической вскрышей были подгрибовские слои. Подгрибовские слои, тоже впервые выделенные упомянутыми выше авторами переходят к грибовским сланцам известным в литературе под названием грибовских сланцев или черного грибовского мела. Микрофаунистические исследования показали, что как грибовские, так и подгрибовские слои являются эоценового возраста.

² Автор пользуется термином — пестрый „эоцен“ ввиду того, что микрофауна указывает на то, что слои в значительной степени показывают палеоэоценовый возраст. Названием эоцен пользуются в значении жаргонном, традиционном.

ВВЕДЕНИЕ

Площадь, нанесенная на карту, охватывает участок района, расположенного между Лимановой и окрестностями Нового Сонча. Работу я начал летом 1944 года в Писаржевой, а осенью я работал совместно с проф. докт. Г. Свидзинским в районе Кленчан. Результатами наших работ заинтересовалась Дирекция Государственного Предприятия Разведочного Бурения, которая поручила мне продолжение и расширение геологических исследований 1946 и 1949 г.г. Настоящая работа является результатом труда этого периода.

В разработке микропалеонтологической части приняли участие др Я. Сыневская, мгр. Ф. Гусс, мгр. Я. Черниковский и мгр. Г. Юркевич. На расширение этих исследований, инициатором которых был автор, вошли дискуссии мои с проф. др. М. Ксёнкевичом и проф. др. Ф. Бедой. Микропалеонтологические исследования были проведены в лабораториях Государственного Предприятия Разведочного Бурения:

Вышеупомянутым лицам, а также Дирекции Геологического Предприятия Разведочного Бурения выражаю сердечную благодарность за сотрудничество и доброжелательное отношение к моим исследованиям.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Первым исследователем этого района был В. Улиг (88, 89), автор названия Канинские слои для свиты залегающей на пестром эоцене под магурскими слоями. В этом районе он обнаружил также и черные сланцы, которые причислил к менилитовым сланцам.

Перед 1903 годом этот район исследовал В. Шайноха (78), который канинские слои причислил к мелу.

Позже здесь работал Р. Зубер и В. Рогаля (57, 100). Зубер видел в магурском покрове окрестностей Кленчан тектоническое окно, в котором появляется автохтон с кросненскими слоями и менилитовыми сланцами. Он тоже впервые дал отчетливое стратиграфическое подразделение магурского покрова.

Первые новые геологические съемки исполнил Ст. Вейгнер (таблица I, 53, 98), который вначале соглашается с мнением Зубера, но в 1932 году приходит к выводу, что слои, принятые как автохтон, являются мелового возраста, а не олигоценового и входят в состав стратиграфии магурского покрова (69).

В 1931 году Ст. Соколовский (61, 62) изучает край и предполье магурского покрова вблизи Дунайца. В периоде 1932—1934 Г. Свидзинский разрабатывает профиль Задзеле—Канина, согласно мнению Зубера (кросненские слои) (69), но в 1944 г. принимает мнение Вейгнера (69), какое он занимал в 1932 году.

ИЗ ИСТОРИИ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В Кленчанах и в соседних районах В. Улиг (3, 87, 89) находит в пестром эоцене и магурских слоях эоценовые фораминиферы.

Аналогичное открытие совершили Г. Вальтер и Э. Дуниковский (62, 91, 92).

М. Дылонжанка (3, 19) в 1923 году устанавливает в иноцерановых слоях окрестностей Горлиц наличие формы *Operculina cretacea*. После нее Я. Новак (54) вслед за М. де-Цисанкурт (15) подает фауну магурских песчаников окрестностей Лимановой, принимая для них возраст нижний эоценовый. Ф. Беда (2, 3) считает ее возрастом не старшей от верхнего *lutetien*.

Во время войны Ф. Беда и Г. Свидинский (3, 39) находят богатую фауну фораминифер в пестрых сланцах, в Ропе около Горлиц.

Шестой горизонт Ф. Беды (3) *bartonien* или *ludien* соответствует магурским слоям. Четвертый горизонт (*lutetien*) подмагурским слоям, тогда как третий горизонт (*uprésien*) пестрому эоцену.

В обнажении подгрибовских слоев в Кленчанах Ф. Беда нашел несколько экземпляров нумулитов. В 1950 году это подтвердили М. Ксёнжкевич и автор в совместной экскурсии, проведенной в этих районах.

В 1946 году, по поручению Государственного Предприятия Разведочного Бурения Б. Кокосинская провела поисковые работы в этих районах за меловой макрофауной. Однако, работы эти прошли безуспешно.

СТРАТИГРАФИЯ

В начале мои взгляды на стратиграфию исследуемого района были проведены по линии намеченной Ст. Вейгнером и Г. Свидзинским (69), а следовательно в стратиграфический состав магурского покрова я причислил также и серый мел и грибовские слои, а также нижние звенья, открытые в Кленчанах Свидзинским, названные мною подгрибовскими и кленчановыми слоями.

Неудовлетворительным в работе оказалось отсутствие фаунистической документации. Найденный Ф. Бедой в подгрибовских слоях нумулит подверг сомнению меловой возраст этих слоев. Поэтому я решил воспользоваться микрофауной, как основой по крайней мере местного возрастного расслоения встречаемых на моем участке пород. Вдохновлением к этого рода работам были предварительные труды Я. Синевакой.

МИКРОФАУНА ОКРЕСТНОСТЕЙ КЛЕНЧАН — ПИСАРЖЕВОЙ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ БИСТРАТИГРАФИИ

Обсуждение микрофауны исследованных местностей следует объяснить, как предварительную попытку палеонтологической интерпретации, после которой должны начаться систематические исследования. И только последние смогут дать удовлетворительные результаты.

Базой к анализу послужило сопоставление микропалеонтологических форм всего района, с обозначением в каких слоях они встречаются (таблица II). Из этой таблицы можно легко прочесть, какую позицию занимают отдельные формы в вертикальном (литологическо-фациальном) расположении. Из этого видно, что некоторые формы

встречаются только в одних слоях, предел же других есть больший. Кроме того, я заметил, что некоторые фораминиферы являются общими для некоторых слоев. Уже из этого поверхностного сопоставления видно, что взгляды Р. Зубера (100) и первоначальная точка зрения Ст. Вейгнера (53, 98) оказались, если не правдивыми, то по крайней мере близки к истине. Следовательно между Лимановой и Новым Солнцем существует тектоническое окно в котором показывается обособленная структура иного литологическо-фациального характера, чем это относилось к магурскому покрову. Принадлежит ли она к наружной группе Г. Свидзинского (69), или является обособленной структурой — на этот вопрос я постараюсь ответить ниже.

Характерные формы для отдельных литологическо-фациальных групп иллюстрирует таблица III. По всей вероятности, при дальнейших исследованиях возникнет необходимость исключить из нее некоторые формы. Дальнейшая сортировка форм проходила в направлении возрастного определения отдельных слоев, отдельно для каждой из тектонических единиц. Таким образом была составлена таблица IV. Но ввиду того, что и она в некоторой степени неясно отображает картину, я решил включить микрофаунистические позиции в синтетические литологическо-фациальные профили (таблица V) и только эта таблица послужила для дальнейших обсуждений, основанных на работе Я. Черниковского (16, 17, 18), Я. Гржыбовского (22, 23, 24), М. Ксёнжкевича (46) и В. Пожарыского (25). (смотри соответствующую таблицу польского текста).

Следует посвятить несколько слов канинским слоям, которые причислены то к эоцену (89, 100, 53, 75, 88, табл. I) — то к мелу (78). На основании стратиграфическо-фациальных переходов я принял канинские слои из Канина за разновидность иноцерамовых слоев. Они проходят наискось через эти слои и одним своим „крылом” касаются подошвы пестрого „эоцена” (таблица V, иноцерамовые слои 3). За то слои, встречающиеся по Вейгнеру (таблица I) в других окрестностях исследованного мною района, залегающие на пестром эоцене и под магурскими слоями, считаю типичными подмагурскими слоями.

Обнаруженные находки Улига (89), и Г. Вальтера и Дуниковского (92) я поместил на таблице V, так как упомянутые авторы представили подробную локализацию обнажений. Этого не сделал Ф. Беда (3), цитируя свои собранные экземпляры из Кленчан и Курова. Поэтому более подробные сравнения коллекций этого автора с экземплярами прошлых исследователей не являются возможными.

Следует отметить, что формы, которые я принял, как происходящие из вторичной залежи подверглись повреждению, деформации или оказались окатанными.

ЛИТОЛОГИЧЕСКО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ

Объяснения к таблицам V, VI, VII и VIII для настоящего текста, вместе с объяснениями, которые я поместил в предыдущих главах и которые дополнили в следующих, по-моему достаточно хорошо иллюстрируют стратиграфическо-фациальное развитие, отдельных тектонических структур района Кленчан—Писаржевой. Следует еще

добавить, что в пределах отдельных тектонических структур я отчетливо заметил литологическо-стратиграфический переход между их отдельными литологическо-фациальными звеньями.

ПРОБЛЕМА „СЕРОГО МЕЛА“

В польской геологической литературе „серый мел“ известен из трудов Г. Свидзинского (69, 70, 71, 75, 76), который описывает характеристику этих слоев, а также их отношение к грибовским слоям (69, 75, 76).

Первоначально Ст. Вейгнер (таблица I, 53, 69, 96, 97, 98) принимал „серый мел“, как кросненские слои, а грибовские сланцы — как менилитовые сланцы. В последующих исследованиях Ст. Вейгнера (69, 75) и Г. Свидзинского (69, 70, 71) установлено, что это фациальная разновидность в нижней части иноцерамовых слоев магурского покрова. В береговой зоне этого покрова она хорошо развита, т. е. между Грибовом и Кленчанами, где ее мощность превосходит 200 метров. К югу и к юго-востоку от Грибова она сопутствует выступам черного мела, но не теряет своей мощности.

Улиг (1888) включил часть серого мела (нижнюю с преимуществом сланца) к своим грибовским сланцам. „Фауна этих слоев, кроме иноцерамовой раковины из Кленчан (I) до настоящего времени не известна. Возраст точно не определен. Судя по стратиграфическому положению, это вероятно нижняя часть верхнего мела или средний мел“ (75, стр. 104).

Грибовские сланцы (89), известные также как черный магурский мел (71), считались вначале, как сланцы относящиеся к менилитам (53, 93, 98 и таблица I), позже, как аналогические нижне магурским слоям, соответствующим верховско-льготским наружной группе. Появляются они совместно с „серым мелом“ с которым, как это показали исследования Свидзинского и мои, они связаны очень отчетливыми стратиграфическими переходами.

И только в 1950 году Г. Свидзинский проиллюстрировал свое воззрение на геологических профилях, проведенных через чешую Струж (76, таблица II, разрез I—IV).

По линии намеченной вышеупомянутыми геологами пошли и мои начальные исследования (39, 40, 41). Однако, следует прибавить, что отчетливых стратиграфических переходов между иноцерамовыми слоями и серым мелом я не обнаружил. Здесь имело место несогласие тектонического характера, которое также следует из цитируемых выше разрезов Г. Свидзинского, где серый мел несогласно состоит в контакте даже с пестрым эоценом. Но зато переход из серого мела к грибовским слоям так очевиден, как очевидна разница между этими последними и менилитовыми слоями. Это подчеркивает также и Свидзинский (75), а подтверждает мое знакомство как с одними, так и с другими на значительной территории северных Карпат. Кросненские слои и серый мел, подобно близнецам, похожи друг на друга.

Следовательно, имея ввиду вышеприведенные причины, я считаю грибовские слои, как эквивалент менилитовых слоев, относящихся к обособленной тектонической структуре. Обособленность этих струк-

тур подчеркивает также и образование низших стратиграфическо-фациальных звеньев, а значит, подгрибовских и кленчановых слоев, не встречающихся в других тектонических структурах Карпат. Эта структура названа мною подмагурской, так как в районе Кленчан—Писаржевой появляется под магурским покровом. Кроме того, следует подчеркнуть, что она отличается также и своим стратиграфическо-фациальным образованием от предмагурской структуры (14) и от дукельско-ужокских складок (79, 80, 81, 82), тем самым еще убедительнее подчеркивает свою обособленность.

ТЕКТОНИКА

Тектоника рассматриваемого района чрезвычайно сложна. Весь район грубо-ориентировочно можно разделить на 4 зоны: зону тектонического окна, зону северно-синклиналичную, южную зону и предполье магурского покрова.

Исходной точкой тектонической концепции я выбрал участок тектонического окна, где геологическое строение довольно простое. Разрезы на таблицах (VII и VIII) и карта (таблица VI) наглядно показывают тектонику этого района.

ЗОНА ТЕКТОНИЧЕСКОГО ОКНА

После ознакомления с расцветкой геологической карты окрестностей Кленчан—Писаржевой (таблица VI), сразу можно заметить, что от Мордарки в направлении Мартинковиц и Велоглуп протягивается зона тектонического окна переменной ширины, представленная складчатыми и даже надвинутыми друг на друга слоями подмагурской структуры. Вторым явлением, бросающимся в глаза, является значительное количество поперечных сбросов, делящих тектоническое окно Кленчан—Писаржевой на ряд блоков. Эти сбросы иногда очень протягиваются к северу и к югу. Значительную их часть пронаблюдал уже Ст. Вейгнер (53, 98, таблица I).

СЕВЕРНАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Слои, залегающие к северу от тектонического окна, образуют синклиналичную зону с незначительной вторичной складчатостью. В осях синклиналей находятся упругие массы магурских слоев.

ЮЖНАЯ ЗОНА

Площадь, расположенная по южной стороне зоны тектонического окна, выглядит несколько иначе. Его северную часть занимает антиклинальный пояс иноцерамовых слоев, поднятых и надвигающихся на подмагурскую единицу, тогда как южная часть разбита на несколько куполообразных антиклиналей и мульдообразных синклиналей. В восточной стороне Дунайца эта зона отчетливо проваливается, образуя широкую и плоскую мульду, наполненную магурскими слоями и отрезанную с южной стороны продольным сбросом.

ТЕКТОНИКА ПРЕДПОЛЬЯ МАГУРСКОГО ПОКРОВА

На предполье магурского покрова видим массы собранные в складки кросненских слоев, относящихся к южному крылу антиклинали Рожнова (62). Среди них выделяются две большие складки, показывающие в своем ядре менилитовые слои. Казалось бы, южная складка не является продолжением чешуи Струж (75), но несомненно „затухает” к востоку в синклинали между складками Струж и Янковой.

„Куровский мел” по Ст. С о к о л о в с к о м у образует обособленный тектонический выступ (62, Мп, профиль VI).

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО ТЕКТОНИКЕ

Подмагурская структура — это структура больших размеров залегающая на кросненских слоях наружной группы. Амплитуда ее надвига вероятно должна быть очень большой, если дошло до образования тектонической брекчии, мощностью свыше 100 метров (таблица VIII, разрез XIV) и вталкивания оторванных глыб кросненских слоев.

В начале ее несложная структура в своей средней части подверглась осложнениям, которые, вероятно, образовались в одной из дальнейших „фаз” наступления, тогда как подмагурская структура вместе с магурским покровом совершили совместное движение. По всей вероятности, из этого периода происходят поперечные сбросы, пересекающие одновременно обе структуры.

Следует предполагать, что магурский покров, вместе с предмагурской структурой надвигались на почти готовое, а может быть уже готовое в тектоническом и морфологическом отношении, основание. Основанием этим является флиш наружной группы, собранный в складки еще в аквитане (37), перед тем как эти структуры надвинулись. Ее поверхность подверглась частичной денудации (37), образуя несомненно продольный горб тектонического или эрозионного происхождения; возможно, что является он результатом комбинации обоих факторов.

Следовательно, этот горб помещался бы под зоной тектонического окна, или возможно, несколько севернее от нее. По его северной и южной стороне, вероятно, существовали более серьезные углубления. Самую большую вертикальную амплитуду, вероятно, этот горб имел в районе Кленчан.

Подмагурская структура и магурский покров, наступая на свое основание в послерупельском периоде (верхний аквитан до тортонского периода, 37) встретились со значительным сопротивлением, в виде упомянутого горба. Фронтальные партии магурского покрова ускорили его лучше и умеренно „поплыли” к северу, располагаясь в широкие и плоские синклинали, захватывая с собой складки низшей, т. е. подмагурской структуры. Там где выступы упомянутого горба были небольших размеров т. е. на востоке и западе исследованного района, складки надмагурской структуры подверглись только наклонению к северу, а на месте где основание больше всего выдвинулось, магурский покров оторвал южную складку, т. е. одну из двух складок предмагурской структуры и приволок ее к северу через вторую складку.

Отдельные стадии этого действия иллюстрируют нам разрезы на таблице VII и VIII. Они сохранились по той причине, что упомянутый горб постепенно снижается к западу, а значит и напряженная деятельность магурского покрова в разных местах была различной.

Характерным является и тот факт, что именно на месте самого высшего поднятия горба из основания, лежат тектонические глыбы Куровской горы, Розделя и Гродисковой горы. Я подозреваю, что их „материнской” синклиналью является мульда Тржетшевины. В одной из последних фаз процесса надвига, т. е. в периоде усиленных орогенических движений, она была выдвинута кверху, а в то время ее вскрыша оторвалась от своей пластической подстилки и сдвинулась к северу.

В окрестностях, связанных непосредственно с этим районом, произошли только незначительные, по отношению к предыдущим, отепления магурских слоев от слоев стратиграфически нисших.

В геологическом строении района, нанесенного на карту, большую роль сыграла складка Рожнова—Ценшковиц, которая образовала своего рода тектоническое заграждение, тем самым способствуя дальнейшему более интенсивному образованию складок, как в своих пределах, так и в пределах подмагурской структуры.

Выступ „куровского мела”, по всей вероятности, образовался путем „отжатия” этих сравнительно пластичных масс вдоль предполагаемой линии какой-то трещины, сохраняя свойственную обособленность. Время его образования совпадает с периодом приближения магурского покрова к нашему району. Он исполнил роль своего рода глубинного тектонического выступа. Южный элемент подмагурской структуры в районе Кленчан опирается на этот выступ (таблица VIII, разрез XIII и XIV). Однако, состояние в котором находятся сейчас исследования не выясняют нам первичных причин, которые способствовали образованию сложной геологической структуры окрестностей Рожновского озера. Эти причины, вероятно, следует искать в более глубоком основании, которым, по всей вероятности, следует провести геофизические исследования. Сейчас я хочу подчеркнуть весьма характерное явление тектонического происхождения, т. е. наложение друг на друга нескольких различных структур и тектонических элементов, из которых каждая в отдельности сохранила своеобразный стиль строения, состоящий в зависимости частично со структурами с которыми состоит в контакте, а частично от своего литологического состава. Основание магурского покрова в периоде наступления находилось в определенном законченном этапе морфологического и тектонического развития. Подобный симбиоз является очень интересным и заслуживает исследования в региональном масштабе. Здесь мы видим, как бы несколько тектонических единиц, которые вместе создают один общий геологический блок-массив. Такого рода строение мы совместно с А. Токаном назвали „структурными поднятиями”.

На фоне моих исследований следует иначе интерпретировать также и другие районы, в которых встречаются грибовские слои, с так называемым „серым мелом”. Следовательно, подмагурская структура отделяется далее к востоку в окрестностях Грибова (66, 68, 69, 70, 71, 75,

76). Районы эти иллюстрируют разрезы на таблице X, на которых интерпретация магурского покрова исполнена мною на основании разреза Свиндзинского (76). Отсюда мы видим в юго-восточном направлении подмагурскую структуру около Ропы (вблизи Горлиц) (70, 71 и таблица XI) и в районе Смрековца—Уйстья Горлицкого (70, 71). Это было бы самым отдаленным пунктом выступления на наших землях подмагурской структуры. Мне сейчас трудно высказаться относительно грибовских слоев окрестностей Свентковой (11). Район этот расположен довольно далеко от рассматриваемых и грубовские сланцы этой местности, насколько я это припоминаю, не являются особенно типичными. Однако, с другой стороны их возможная принадлежность к дукельско-ужоцким складкам мне кажется, пожалуй, сомнительной, хотя и не исключена эта возможность.

Отсюда возникает вопрос — каким будет последующий ход подмагурской структуры в западном направлении? На этот вопрос трудно дать удовлетворительный ответ. Далее к западу находится тектоническое окно Мшаны Дольной (63, 64). Кросненские слои, появляющиеся в нем, по-моему относятся к наружной группе и обманчиво напоминают кросненские слои из Скржыдльной. „Черный мел” окрестностей Мшаны Дольной (63, 64) может быть остатком отсрванной здесь подмагурской структуры. Конечно это предположение, которое нельзя доказать никакими, хотя бы косвенными фактами; остается единственный выход — это ждать новой разработки этого района.

Из всего вышеприведенного содержания этого раздела следует, что я представляю новую тектоническую концепцию южной части центральной партии польских флишевых Карпат и доказываю это полученными данными в районе Кленчан—Писаржевой. Я должен признать, что их еще слишком мало. Обнаружение большого количества доводов за — или против, зависит, прежде всего, от палеонтологов.

МОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Морфологию и четвертичные отложения окрестностей Кленчан—Писаржевой я представил поверхностно. Более подробно этим вопросом занимался Климашевский (33, 36) в районе Дунайца.

Морфологическое формирование исследованных районов произошло уже в преддилювиальном времени (33, 62). Современный рельеф местности сложился из основания почвы; тогдашняя структура литологической основы на формирование которого влияли горообразовательные движения и литологический состав.

Характерной чертой исследованного района является исключительно отмечающаяся инверсия рельефа, при отчетливом обозначении амплитуды рельефа и разницы в сопротивляемости отдельных массивов на действие выветривания и эрозии.

В морфологии вырисовываются также замечательно границы надвигов и значительная часть сбросов.

Влияние водной сети на морфологическое формирование несомненно, особенно по отношению к потокам Смольник и Слонки. Они надали

рельефу долины с большой амплитудой, которая вместе с растительным покровом придает им свойственную красоту.

Долина Дунайца является типичной переломной долиной, предрасположенной как литологическим, так и тектоническим составом к магурскому покрову. Согласно исследованиям Я. Смоленского и М. Климашевского (33, 36), она подверглась вдавлению еще в плиоцене, а еще перед этим воды Дунайца образовали два денудационно-эрозионные горизонта. В ледниковых периодах долина подверглась засыпыванию, а в межледниковых периодах и после-ледниковых, она вновь подверглась размыву и денудации.

В процессе засыпывания ее в периоде краковского оледенения принял участие и северный ледник, образуя своего рода опору для аккумуляции. Аккумуляционный материал происходил с юга, где он образовался благодаря ледникам Татра. Частично они предгляциального возраста (33). В разрезе Дунайца М. Климашевский отличает (33):

1. Эрозионно-денудационные горизонты.

а) между горный (230—260 мтр. над уровнем Дунайца).

б) погорный (130—150 мтр. над уровнем Дунайца).

Согласно Климашевскому, они образовались во время сармата до понта (33).

2. Откосные террасы.

а) эрозионная поверхность на высоте 80—90 мтр. над уровнем Дунайца;

б) эрозионная поверхность на высоте 20—25 метров над уровнем Дунайца.

М. Климашевский помещает их между даком а самым старшим оледенением.

3. Донные террасы.

а) террасы десятиметровые, соответствующие 8—15 метровым расам М. Климашевского (33) и 8—12 метров Я. Смоленского (33).

Это самая нижняя терраса, покрытая лёссом происходящим из второго варшавского оледенения.

б) терраса 3—4 мтр. соответствует „рольной террасе” (33).

Обе террасы относятся ко второму варшавскому оледенению (33). По М. Климашевскому (33) это „луговые террасы”, которые при высоком состоянии воды в Дунайце подвергаются разливу.

Из вышеприведенных эрозионных и аккумуляционных форм, картографически я рассмотрел, прежде всего, донные террасы, а из старших только 25 метр. и то только в том случае, где они не разрушили картину геологического строения.

Кроме этого, выделены „каменьцы” (термин предлагаемый М. Климашевским (приписка редакции) т. е. слои гравия мобильного характера изменяющие свою форму после каждого поднятия воды. Кроме того я выделил и оползни, обусловленные литологией, тектоническими нарушениями или, наконец, охватывающие только глинистый покров.

Не были учтены откосные глины, которые, как правило, встречаются над террасами и аллювием. В долине Дунайца часто на них покрываются лёссовые отложения, пррслсенные в своей подошвенной части.

Литология исследованной территории в значительной степени имеет влияние на качество почвы, что, в свою очередь, обусловило характер растительного покрова, особенно в поверхностных партиях, где глинистый покров на откосной дресве совершенно отсутствует, или является очень ничтожным. Здесь мы видим большие лесные партии, являющиеся прекрасным украшением пейзажа, а особенно красивые рамы для запруженного Рожновского озера.

ОКОНЧАНИЕ

Настоящая работа не исчерпала всех затронутых в ней тем. Некоторые вопросы только едва упомянуты, иные объяснены довольно поверхностно, а другие требуют доказательств.

Прежде всего следует широко разработать микро и макрофауну. Микрофауну следовало бы проанализировать так же и в отношении количественного ее появления — путем добросовестного и детального профилирования в тектонически ненарушенных профилях. Независимо от этого, было бы весьма полезно произвести интенсивные псыски за большими фораминиферами.

Интересным было бы тоже убедиться в следующем: могут ли микрофораминиферы пополнить биостратиграфию основанную на больших фораминиферах? По-моему чрезвычайно важным является утверждение возможности несогласного литологическо-фациальных границ по отношению к биостратиграфическим границам на большой территории магурского покрова.

Не исследован также и возраст подошвы кросненских слоев. Желательно было бы произвести петрографическое сравнение типических кросненских слоев с так называемым „серым мелом”. Станислав Яскульский видит определение разницы в сочетаниях тяжелых минералов А. Оберцом (55) для кросненских слоев наружной группы мы могли бы обнаружить критерии, которые были бы воле правильными для розчленения обеих типов кросненских слоев.

Henryk KOZIKOWSKI

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE REGION OF KŁĘCZANY—PISARZOWA

SUMMARY

Abstract

In the present work the author discusses the geology of the region to the east of Limanowa. In the geological structure of the Kłęczany-Pisarzowa region there are three tectonic units, defined by the author as elevated structures.

These are:

1) an external group, represented by menilitic beds (Eocene), Krosno beds (Oligocene), and „Kurów Cretaceous“;

2) a sub-Magura unit, comprising Kłęczany beds¹ (Palaeocene), sub-Grybów beds (Eocene), Grybów beds (Eocene), and Krosno beds (Oligocene), somewhat different from the usual ones and formerly called grey Cretaceous;

3) Magura nappe, consisting of inoceramian beds together with so-called Kanina beds (Cretaceous Upper Palaeocene), of variegated „Eocene“² (Palaeocene-Eocene), of sub-Magura beds (Eocene) and of Magura beds (Eocene).

The author bases the distinguishing of the sub-Magura unit in a tectonic window under the Magura nappe on the differences in lithological-facial formation, as well as on micropalaeontological investigations. The latter were quite decisive in fixing the age of the Grybów beds as Eocene, instead of Cretaceous, as believed hitherto.

As a result the author holds that there is a sub-Magura unit in other places as well, where „grey Cretaceous“ and Grybów beds are to be found, as for example in the region of Grybów, Ropa, and Ujście Gorlickie. The author, however, makes no assertions as to Świątkowa or Mszana Dolna, although he puts forward several suppositions.

The formation of the Mordarka-Marcinkowice tectonic window was due to the influence of the substratum, that is, of the Flysch of the external group.

In addition, the morphology of the area under discussion and the Quaternary deposits found there have been discussed, although somewhat cursorily.

¹ Kłęczany beds, discovered for the first time in Kłęczany by Świdziński and Kozikowski, are of Palaeocene age. In the area of Kłęczany their stratigraphic overburdens made up of sub-Grybów beds. The sub-Grybów beds, also distinguishing for the first time by the above authors, are known in literature by the name of Grybów shales or as black Grybów Cretaceous. Microfaunistic investigations showed that both the Grybów and the sub-Grybów beds are of Eocene age.

² The author uses the term variegated „Eocene“ because the fauna shows that these beds are to a considerable degree of Palaeocene age. The term „Eocene“ is used in the everyday and traditional meaning.

INTRODUCTION

The area mapped includes a section of the region between Limanowa and the neighbourhood of Nowy Sącz. I began this work in Pisarzowa in the summer of 1944, and in the autumn I worked in the area of Klęczany together with prof. H. Świdziński. The results of this work interested the „Wiercenie poszukiwawcze“ (State Exploratory Drillings Enterprise) and they asked me to continue and to extend my geological investigations (1946 and 1949). The following publication is a result of the work done at this period.

Miss J. Syniewska, Mrs F. Huss, J. Czernikowski, and H. Jurkiewicz assisted me in working out the micropalaeontological part. Discussions between the author and prof. M. Książkiewicz and Prof. F. Bieda contributed to the extension of the research started by the author. The micropalaeontological research was done in the laboratory of the „Wiercenia Poszukiwawcze“.

HISTORY OF GEOLOGICAL RESEARCH

The first investigator in this area was V. Uhlig (88, 89), who gave the name of Kanina beds to a series lying on the variegated Eocene under Magura beds. In this region he also discovered black shales which he classed as menilitic shales.

Before 1903 W. Szajnoch (78) did work in this region, and classed the Kanina beds as Cretaceous.

Later, R. Zuber and W. Rogala (57, 100) worked here. In the Magura nappe near Klęczany, Zuber saw a tectonic window in which there were autochthonous formations with Krosno beds and menilitic shales. He was also the first to make a clear stratigraphical division of Magura nappe.

The first geological mapping at recent time was made by S. Weigner (plate I, 53, 98), who at the beginning accepted Zuber's views, but in 1932 came to the conclusion that the beds regarded as autochthonous ones are of Cretaceous and not of Oligocene age, and belong to the stratigraphical series of Magura nappe (69).

In 1931 S. Sokołowski (61, 62) investigated the border and foreland of Magura nappe in the neighbourhood of Dunajec. In 1932—34 H. Świdziński worked out Zadziele—Kanina profiles according to the views of Zuber („Krosno beds“, 69), but in 1944 he took the same view as that adopted by Weigner in 1932 (69).

HISTORY OF PALAEONTOLOGICAL RESEARCH

In Klęczany and in the surrounding region V. Uhlig (3, 87, 89) found Eocene foraminifers in variegated „Eocene“ and in Magura beds.

Similar discoveries were made by H. Walter and E. Dunikowski (62, 91, 92).

In 1923 Miss Dylązanka (3, 19) asserted that in the inoceramian beds near Gorlice there was a form of *Operculina cretacea*. Later, J. Nowak (54) gave, after mrs. M. de Cisancourt (15) the fauna of the

sandstones near Limanowa, taking it to be of Lower Eocene age, while F. Bieda (2, 3) regarded it as „not older than Upper Lutetian“.

During the war F. Bieda and H. Świdziński (3, 39) found rich foraminifers fauna in the variegated shales in Ropa, near Gorlice.

F. Bieda's (3) sixth zone (Bartonian or Ludian) corresponds to the Magura beds, while his fourth zone (Lutetian) corresponds to the sub-Magura beds, and the third one (Ypressian) to the variegated Eocene.

In an outcrop of sub-Grybów beds in Klęczany F. Bieda found several specimens of nummulites. In 1950 the existence of these nummulites was confirmed by M. Książkiewicz and by the author, on a joint expedition to this region.

In 1946, Miss B. Kokoszyńska, working for the „Wiercenia Poszukiwacze“, looked for Cretaceous macrofauna in this region, but without success.

STRATIGRAPHY

To begin with, my views as to the stratigraphy of the region under investigation were more or less the same as those of S. Weigner and H. Świdziński (69), which means that I classified stratigraphically as Magura nappe both the „grey Cretaceous“ and the Grybów beds, as well as the lower complexes discovered in Klęczany by Świdziński and called by me sub-Grybów and Klęczany beds.

The weak side of this working hypothesis was the lack of data as to fauna. The nummulite found by F. Bieda in the sub-Grybów beds casts doubts on the belief that these beds were of Cretaceous age. For this reason I decided to use the microfauna as the basis for dividing, at least locally, the beds found in this region into stratigraphical zones. I was encouraged in this type of investigation by the preliminary researches done by Miss J. Syniewska.

Microfauna of the Klęczany—Pisarzowa region, and its significance for the biostratigraphy of this region.

Discussion of the microfauna of the area under investigation should be regarded as a preliminary attempt at palaeontological interpretation, which should be followed by systematic investigation. Only the latter is capable of giving satisfactory results.

The basis for this analysis was a table showing a correlation micropalaeontological forms from the whole region, with indication of the beds in which they occur (plate II). On this plate it is easy to see the position occupied by the various forms in vertical (lithological-facial) distribution. We see that certain forms are found only in certain beds, whereas others are more widely distributed. In addition, I observed that various foraminifers were common to certain beds. This cursory presentation of the problem is sufficient to show that the views held by R. Zuber (100) and the original point of view of S. Weigner (53, 98) have proved to be, if not wholly

correct, then at least very near the truth. Between Limanowa and Nowy Sącz there is a tectonic window in which there is a separate unit of lithological-facial development different from that of the Magura nappe. Does it belong to the external group of H. Świdziński (69), or does it form a separate unit? — I shall try to give an answer to these questions below.

The forms characteristic of the various lithological-facial associations are illustrated in Plate III. Further investigations will probably necessitate the elimination of certain forms from this Plate. Further segregation of forms took the line of determining the age of the diverse beds, for each of the tectonic units separately. Plate IV was drawn up in this way. But since even this does not give a sufficiently clear picture, I added microfaunistic positions in synthetic lithological-facial profiles (Plate V). This was the first table which was sufficiently useful for further research based on the work of J. Czernikowski (16, 17, 18), J. Grzybowski (22, 23, 24), M. Książkiewicz (46) and W. Pożaryski (25). The results of this analysis are given in the Polish text (p. 16 and 17).

A few words must be said about the Kanina beds, which are classified sometimes as Eocene (89, 100, 53, 75, 88; plate I) and sometimes as Cretaceous (79). Because of the stratigraphical-facial transitions I took the view that the Kanina beds in Kanina are a variety of inoceramian beds. They obliquely run through these beds with their one „arm“ touching the bottom of the variegated „Eocene“ (plate V, inoceramian beds). On the other hand, I regard the beds which according to Weigner (Plate I) occur in other places in this region and lie on the variegated „Eocene“ and under Magura beds, as typical sub-Magura beds.

I have put in Plate V the findings of Uhlig (89), H. Walter, and E. Dunikowski (92), since these authors gave the exact position of the outcrops. F. Bieda (3) did not do so when reporting his own collections from Klęczany and Kurów, and for this reason it is impossible to make a close comparison between his collections and the findings of earlier investigators in this field.

I should like to draw attention to the fact that the forms which in my opinion belonged to the secondary deposits are damaged, deformed, or rounded.

Lithological-facial development

The explanations to Plates V, VI, VII, and VIII in the present summary, together with the explanations I have given in earlier chapters as well as those I shall give in the following ones, in my opinion illustrate sufficiently the stratigraphical-facial development of the various tectonic units of the Klęczany—Pisarzowa region. I must add that in certain tectonic units I clearly observed lithological-facial transitions between their diverse lithological-facial complexes.

The problem of „grey Cretaceous“

In Polish geological literature the „grey Cretaceous“ is known from the works of H. Świdziński (69, 70, 71, 75, 76) who also describes the characteristics of these beds and their relation to Grybów beds (69, 75, 76).

To begin with, S. Weigner (plate I, 53, 69, 97, 98) regarded the gray Cretaceous as Krosno beds, and the Grybów shales as menilitic ones. Later investigations by S. Weigner (69, 75) and H. Świdziński (69, 70, 71) showed that it is a facial variety in the lower part of the inoceramian beds of the Magura nappe. It is extremely well developed in the marginal zone of this nappe, between Grybów and Klęczany, where its thickness exceeds 200 m. South and south-east of Grybów it accompanies elevations of the black Cretaceous, but is less thick.

Uhlig (1888) included part of the grey Cretaceous (the lower Cretaceous with shales predominating) in his Grybów shales. Apart from the shell of Inoceramies in Klęczany, no fauna has been found in these beds. The age of these beds is not previously determined but, judging from the stratigraphical position, they most probably belong to the lower part of the Upper Cretaceous, or else to the Middle Cretaceous (75, page 104).

Grybów shales (89) also known as „black Magura Cretaceous“ (71), were at first regarded as menilitic shales (53, 97, 98 and plate I), and then as Lower Magura Cretaceous, that is, corresponding to the Wierzowice-Lgota beds of the external group. They appear together with „grey Cretaceous“, with which, as was shown very clearly by the investigations of H. Świdziński and myself, they are connected by very clear stratigraphical transitions.

It was not until 1950 that H. Świdziński illustrated his views in geological profiles made on the Stróże scale (76, plate II, diagram I—IV).

In my own investigations to begin with I took the same line as both the aforesaid geologists (39, 40, 41) I must add, however, that I did not find „grey Cretaceous“. There was here a certain discrepancy of a tectonic nature, also to be seen in the aforesaid cross-sections of H. Świdziński, where „grey Cretaceous“ is in anormal contact even with variegated „Eocene“. On the other hand, the transitions from grey Cretaceous to Grybów beds are as certain as is the difference between these latter and the menilitic beds. This is stressed by Świdziński as well (75), and is confirmed by my own investigations of both of them over a considerable area of the northern Carpathians. On the other hand, the Krosno beds and „grey Cretaceous“ are often as like each other as twins.

For the above reasons, therefore, I regard the Grybów beds as the equivalent of menilitic beds, and as belonging to a separate tectonic unit. This difference is also indicated by the formation of the lower stratigraphical-facial complexes and therefore of the sub-Grybów and Klęczany beds — which is not met with in other tectonic units of the Carpathians. I named this unit sub-Magura, for in the Klęczany—Pisarzowa region it appears under the Magura nappe. Moreover, it must be stressed that by its stratigraphical-facial development it differs from the fore — Magura unit (14) and also from the Dukla-Użok folds (79, 80, 81, 82), which gives still greater proof of its separateness.

TECTONICS

The tectonics of the area under discussion is very complicated. The whole area may be roughly divided into four zones — zone of tectonic windows northern syncline zone, southern zone, and foreland of the Magura nappe.

As the starting point for the tectonic conception I chose the western sector of the tectonic window where the geological structure is fairly simple. A view of the tectonics of this area is given in the diagrams in plates VII and VIII as well as in the map (plate VI).

Zone of tectonic windows

After making himself familiar with the colours used on the map, it is sufficient for the reader merely to glance at the geological map of the Klęczany—Pisarzowa region (Plate VI, to see that from Mordarka towards Marcinkowice and Wielogłowy there is a zone of tectonic window of varying width, represented by folded, and even overthrust beds of the sub-Magura unit. The second phenomenon which strikes the eye is a considerable number of transverse faults dividing the Klęczany—Pisarzowa tectonic window into a series of blocks. These faults are sometimes considerably prolonged towards the north and the south. The majority of them were already noted by S. Weigner (53, 98, plate I).

Northern syncline zone

The beds lying to the north of the series of tectonic window form a syncline zone with slight secondary folds. In the axes of the synclines there are rigid masses of the Magura beds.

Southern zone

The area lying on the southern side of the tectonic window zone looks somewhat different. Its northern part is taken up by an anticline belt of inoceramian beds which are elevated and overthrust onto the sub-Magura unit. The southern part is broken into several dome-like anticlines and basin-like synclines. On the eastern side of Dunajec this zone clearly dips, forming a broad flat syncline filled with Magura beds and cut off in the south by a longitudinal fault.

Tectonics of the Magura nappe foreland

On the foreland of the Magura nappe we see folded masses of Krosno beds belonging to the southern limb of the Rożnow anticline (62). Noteworthy among them are two bigger folds, showing menilitic beds in their cores. The southern one is not, as it would appear, the continuation of the Stróże scale (76) but undoubtedly „vanishes“ towards the east in a syncline between folds of Stróże and Jankowa.

According to S. Sokołowski, „Kurów Cretaceous“ forms a separate tectonic elevation (62 Mn, diagram VI).

GENERAL TECTONIC CONCLUSIONS.

The sub-Magura unit is a large unit lying on Krosno beds of the external group. The amplitude of its overthrust must certainly have been considerable, since tectonic breccia was formed of a thickness of over 100 m, (plate VIII, diagram XIV) and a tectonic sheet of Krosno beds was pushed in.

To begin with the middle part of its simple structure was subject to complications which probably took place in one of the later „phases“ of the overthrusting, when the sub-Magura unit and the Magura nappe were both moving. The transverse faults crossing both units probably derive were formed during, this period.

It must be supposed that the Magura nappe, together with the sub-Magura unit, overthrust onto the substratum which was nearly, and perhaps even completely, ready from the tectonic and morphological point of view. This substratum consists, of Flysch of the external groupe, folded as early as the Aquitanian (37), before the overthrust of these units. Its surface was subject to partial denudation (37) this undoubtedly causing a longitudinal elevation which is either erosive or tectonic or the result of a combination of both factors.

This elevation must therefore have been under the tectonic window zone, or perhaps rather to the north of it. There must have been considerable depressions on its northern and southern sides. The greatest perpendicular amplitude of the elevation was undoubtedly in the region of Klezczany.

The sub-Magura unit and the Magura nappe, overthrusting onto its substratum in the post-Ruppelian period (Upper Aquitanian to Tortonian, 37), came upon considerable resistance in the form of the aforesaid elevation. The front parts of the Magura nappe easily surmounted this obstacle, and „flowed“ quietly towards the north, forming flat broad synclines, and gathering up on its way the folds of the unit beneath it — the sub-Magura. Where the elevations of the above mentioned elevation were small, that is, on the east of the area under investigation, the folds of the sub-Magura unit were subject only to overturning towards the north, whereas in the spot where the substratum was subject to the greatest uplift, the Magura nappe uprooted the southern of the two folds of the sub-Magura unit and dragged it towards the north across the second fold. The various stages of this proces are seen in the diagrams on Plates VII and VIII. These stages have been preserved because the aforesaid elevation gradually subsided towards the west, and so the intensity of the effect of the Magura nappe was different in different places.

It is also characteristic that here, where there is the greatest uplift of the substratum elevation, there are tectonic outliers of Góra Kurowska, Rozdziele and Góra Grodziskowa. I suspect that their „mother“ syncline is the syncline of Trzetrzewina. In one of the final „phases“ of the overthrust, that is, in a period of increased orogenic movements, it was lifted up, and then its overburden became stripped from its plastic substratum, and slid down towards the north.

In the areas directly connected with this region, there were only slight — in comparison with the previous ones — strippings off (décollements) of the Magura beds from beds stratigraphically lower.

In the geological structure of the area mapped the Rożnow — Cieżkowice fold played no mean role, as it formed a kind of barrier to the Magura nappe, thereby contributing, to more intensive foldings both in the Magura nappe and in the sub-Magura unit.

The elevation of the „Kurów Cretaceous“ was probably caused by these relatively plastic beds having been pressed along the supposed line of

some fracture; it preserved, however, its own identity. Its origin can probably be traced to the period when the Magura nappe was approaching our area. It fulfilled the role of a kind of „tumour“ against which the southern element of the sub-Magura unit in the region of Klęczany leaned, (plate VIII, diagram XII and XIV). On the other hand the present state of research does not show us the original causes which led to the emergence of the complicated geological structure of the Rożnow Lake region. These causes no doubt must be sought in the deeper substratum which is perhaps worth examining by geophysical methods. I should like now to emphasise a very characteristic phenomenon of a tectonic nature, namely that several different units and tectonic elements are superimposed one upon the other while each of them has preserved its own individual style of structure, dependent partly on the units with which it came into contact and partly on its own lithological composition. While the Magura nappe was being thrust forward, its substratum was in a certain final stage of tectonic and morphological development. Such a „symbiosis“ is a very interesting phenomenon and worthy of investigation on a regional scale. Here there are as it were several tectonic storeys, which together form one common geological edifice. Together with A. Tokarski we named this kind of structure elevated structure.

In the light of my research, a different interpretation should also be used regarding other regions where there are Grybów beds with so-called „grey Cretaceous“. The sub-Magura unit becomes separated further towards the east, near Grybów (66, 68, 69, 70, 71, 75, 76). This region is illustrated in the diagram of plate X in which I have given an interpretation of the Magura nappe on the basis of profiles by H. Świdziński (76). Towards the south-east we see a sub-Magura unit in the neighbourhood of Ropa near Gorlice (70, 71 and plate XI), and also in the Smrekowiec — Ujście Gorlickie region (70, 71). This would be the furthest point towards the south-east reached in our area by the sub-Magura unit.

At the moment it is difficult for me to make statement regarding the Grybów beds near Świętkowa (11). This region is rather far from the area under discussion, and as far as I remember the Grybów shales there are not very typical. On the other hand, it seems doubtful to me whether they ever belonged to the Dukla-Użok folds, although it is not impossible that this was the case.

The question now emerges — what is the further course of the sub-Magura unit towards the west? It is difficult to give a satisfactory answer to that question. Further towards the west there is the tectonic window of Mszana Dolna (63, 64). In my opinion the Krosno beds occurring in it belong to the external group, and bear a deceptive resemblance to the Krosno beds in Skrzydlna. The „black Cretaceous“ of Mszana Dolna (63, 64) is perhaps a relic of the sub-Magura unit, which here is worn. Of course this is only a supposition which I am unable to support with any proofs, even indirect ones. There is nothing for it but to wait for a new investigation of this region.

From the contents of this chapter as a whole, it is clear that I am putting forward a new tectonic conception regarding the southern part of the central part of the Polish Flysch Carpathians, and that I support this

conception with proofs obtained in the Klęczany-Pisarzowa region. I must admit that these proofs are still too few. The finding of additional proofs, either pro or contra depends first and foremost on the palaeontologists.

RELIEF AND QUATERNARY

I have treated only cursorily the relief and the Quaternary of the Klęczany-Pisarzowa region, but M. Klimaszewski (33, 36) has dealt with this problem in detail, in the region of Dunajec.

The morphological formation of the area under investigation took place as early as pre-Pleistocene times (33, 62). The present relief of the area is the outcome of the structure of the solid substratum at that time, the formation of which was influenced by orogenetic movements and also by the lithological composition.

A typical characteristic of the area under examination is the very striking inversion of the relief, with clear emphasis on the amplitude of the sculpture and on the differences in the resistance of the various complexes of rocks to weathering and erosion.

The limits of the overthrusts and a considerable part of the faults are also well reflected in the morphology.

The influence of the hydrographical net on the relief is beyond doubt, especially as regards the streams Smolnik and Słonki. They picturesquely carved out valleys of great amplitude which, together with their plant covering, gives them a beauty peculiar to themselves.

The Dunajec valley is a typical transversal valley, predisposed both tectonically and lithologically by the composition of the Magura nappe. According to the research of J. Smoleński and M. Klimaszewski (33, 36), the valley was incised as early as the Pliocene age, and, before that yet, the waters of the Dunajec formed two denudation and erosion levels. During the periods of glaciation the valley became filled in, and in the interglacial and post-glacial periods it was dissected again and cleared of its accumulated material. The northern glacier also helped to silt up this valley, during the period of Cracovian glaciation, forming a kind of support for the accumulation. The material of accumulation came from the south, where it collected owing to the Tatra glaciers. It is partly of Preglacial age also (33). In the diagram of the Dunajec, M. Klimaszewski (33) distinguishes:

1) erosion and denudation levels:

a) mountainous (230—260 m above Dunajec river level);

b) sub-mountainous (130—150 m above Dunajec river level).

According to this author they were formed between the Sarmatian and the Pontian ages (33).

2) slope terraces:

a) erosive flattenings at a height of 80—90 m above Dunajec river level

b) " " of 20—25 m above Dunajec river level;

M. Klimaszewski (33); regards them as dating from the period between Dacian and the oldest glaciation;

3) bottom terraces:

a) terraces of 10 m corresponding to the 8—15 m terraces of M. Klimaszewski (33), and the 8—12 m terraces of J. Smoleński

- It is the lowest of the terraces covered with loess dating back to the second Varsovian glaciation (Varsovien II of Szafer's scheme),
- b) a terrace of 3—4 m corresponding to the „agricultural terrace“ according to M. Klimaszewski (33). Both are counted as belonging to the second Varsovian glaciation (33);
 - c) terraces of 2 m dating back to the post-glacial period. These are the „meadow terraces“ according to Klimaszewski which are subject to overflow when the waters of the Dunajec are at a high level.

Of the above erosion and accumulation forms I mapped first and foremost the bottom terraces, and of the older ones, only those 25 m high and only where they did not efface the geological structure.

In addition, I segregated moving gravel banks which change their shape every time the water is at a high level, and also landslides predisposed by lithology, tectonic disturbances, or else containing only a loamy cover.

No account has been taken of the slope loams, which as a rule occur above the terraces and alluvia. In the Dunajec valley these are often covered by deposits of loess stratified near the bottom.

The lithologic composition of this area had a great influence on the quality of the soil, and this in turn determined the character of the vegetation, especially in the summit regions where the argillaceous cover is negligible or does not exist on the slope-waste. Here there are great wooded parts which are a splendid ornament to the landscape, and, in particular, form a beautiful frame to the dammed-up Rożnow Lake.

CONCLUSIONS

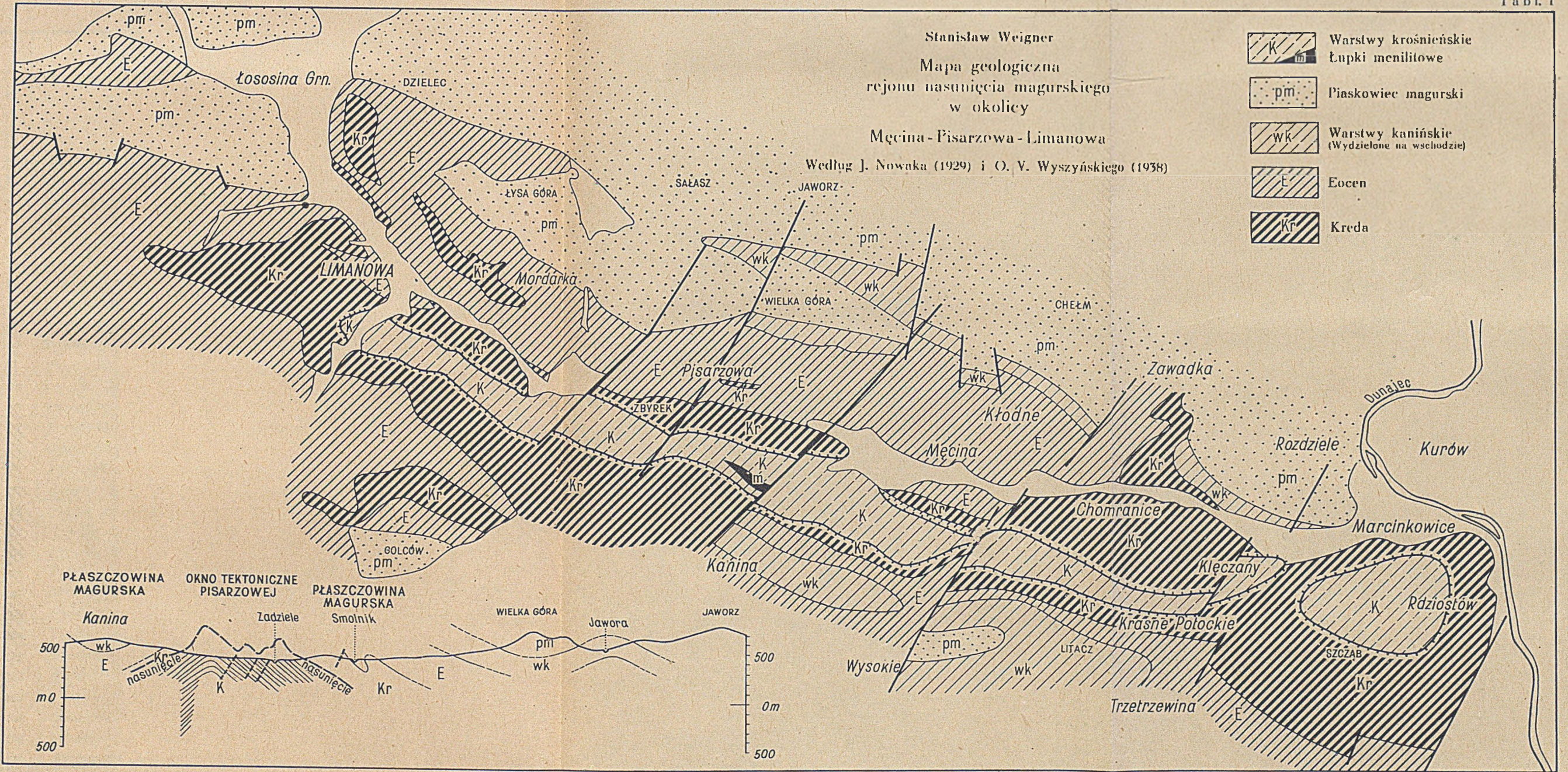
The present work does not deal exhaustively with all the subjects touched upon. Certain problems are scarcely mentioned, others are treated somewhat cursorily, and still others require proofs.

Above all, the micro — and macro-fauna are worthy of further research. The micro-fauna ought also to be investigated as regards its quantity, by profiling it carefully and in detail in those parts which were not subject to tectonic disturbances. Apart from that, it would be useful to make a thorough search for big foraminifers.

It would also be interesting to see if microforaminifers are able to complete bio-stratigraphy based on large foraminifers.

In my opinion it is also important to determine the possibility of discordant disposition of the lithological-facial and the bio-stratigraphical limits over the greater part of the Magura nappe.

The age of the bottom of the Krosno beds has not been determined, either. It would also be desirable to make petrographical comparisons between the typical Krosno beds and the so-called „grey Cretaceous“ S. Jaskólski (31) sees some differences in the assemblages of heavy minerals. If they were examined by the method used by A. O b e r c (55) for the Krosno beds of the external group, we should be able to find criteria more certain than the macroscopic ones, to differentiate these two types of Krosno beds.



H. KOZIKOWSKI. Budowa geologiczna okolic Kłęczan - Piszczowej

Zestawił H. Kozikowski

L. p.	Forma	a - aglutynujące w = wapienne	Płaszczowina magurska				Jednostka podmagurska				Brekcja tekton.	Grupa zewnętrzna
			w-wy magur.	w-wy podmag.	"eocen" psiry	w-wy inocer	szara seria	w-wy grybow.	w-wy podgryb.	w-wy klęcz.		
1	<i>Ammodiscus</i> sp.	a										
2	<i>Ammodiscus angygyrus</i> Rss.	a										
3	<i>Ammodiscus charaides</i> Parker et Jon	a										
4	<i>Ammodiscus glabratus</i> Cushman	a										
5	<i>Ammodiscus grzybowskii</i> Czern.	a										
6	<i>Ammodiscus incertus</i> d'Orb.	a										
7	<i>Ammodiscus latus</i> Grzyb.	a										
8	<i>Ammodiscus polygyrus</i> Rss.	a										
9	<i>Ammodiscus serpens</i> Grzyb.	a										
10	<i>Ammodiscus tenuissimus</i> Grzyb.	a										
11	<i>Ammolagena clavata</i> P. et I.	a										
12	<i>Anomalina ammonoides</i> Plumer	w										
13	<i>Anomalina subnonioides</i> Finlay	w										
14	<i>Astacolus gryi</i> Brotz	w										
15	<i>Bigenerina fallax</i> Grzyb.	a										
16	<i>Bolivinopsis</i> (= <i>Spiroplecta</i>) <i>spectabilis</i> Grzyb.	a										
17	<i>Buliminidae</i>	w										
18	<i>Cyclammina</i> sp.	a										
19	<i>Cyclammina amplexans</i> (= <i>acutidorsata</i>) Grzyb.	a										
20	<i>Cyclammina pusilla</i> Brady	a										
21	<i>Cyclammina retrosepta</i> Grzyb.	a										
22	<i>Cyclammina setosa</i> Grzyb.	a										
23	<i>Cyclammina suborbicularis</i> Rzh.	a										
24	<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb.	a										
25	<i>Dendrophrya latissima</i> Grzyb.	a										
26	<i>Dendrophrya maxima</i> Friedb.	a										
27	<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	a										
28	<i>Dentalina</i> sp.	w										
29	<i>Epistomina kerreri</i> Rzh.	w										
30	<i>Gaudryina coniformis</i> Grzyb.	a										
31	<i>Gaudryina conversa</i> Grzyb.	a										
32	<i>Gaudryina cf. schwageri</i> Rzh.	a										
33	<i>Globigerina</i> sp.	w										
34	<i>Globigerina bilobata</i> d'Orb.	w										
35	<i>Globigerina boroemoenensis</i> Le Roy	w										
36	<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	w										
37	<i>Globigerina cretacea</i> d'Orb.	w										
38	<i>Globigerina triloba</i> Reuss.	w										
39	<i>Globigerina triloculinoides</i> Plumer	w										
40	<i>Globotruncana</i> sp.	w										
41	<i>Globotruncana cf. linneiana</i> d'Orb.	w										
42	<i>Glandulina bicamerata</i> Hermann	w										
43	<i>Glandulina cylindrica</i> Alth	w										
44	<i>Glomospira charoides</i> P. et I.	a										
45	<i>Glomospira gardialis</i> P. et I.	a										
46	<i>Glomospira marocales</i>	a										
47	<i>Glomospira serpens</i> Grzyb.	a										
48	<i>Gümbelina</i> sp.	w										
49	<i>Gyroldyna</i> sp.	w										
50	<i>Haplophragmoides</i> sp.	a										
51	<i>Haplophragmoides alfa</i>	a										
52	<i>Haplophragmoides beta</i>	a										
53	<i>Haplophragmoides</i> (Reussina) <i>buloidiformae</i> Grzyb. var. alfa.	a										
54	<i>Haplophragmoides crassa</i> Reuss	a										
55	<i>Haplophragmium</i> sp.	a										
56	<i>Hyperammia dilatata</i> Rzh.	a										
57	<i>Hyperammia subnodosiformis</i> Grzyb.	a										
58	<i>Lituola incertus</i>	a										
59	<i>Lituola lituiformis</i> Brady.	a										
60	<i>Nodasaria</i> sp.	w										
61	<i>Nodasaria</i> sp. (<i>calomorpha</i>) Reuss.	w										
62	<i>Nodasaria pugens</i> Rzb.	w										
63	<i>Nonionidae</i>	w										
64	<i>Nonion</i> sp. (<i>olsoni</i> ?)	w										
65	<i>Nubecularia tibiui</i> I. et P.	a										
66	<i>Nummulites</i> sp.	w										
67	<i>Polimorphina communis</i> d'Orb.	w										
68	<i>Proteonina complanata</i> Franke.	a										
69	<i>Proteonina placenta</i> Grzyb.	a										
70	<i>Psammosphera fusca</i> Szutze	a										
71	<i>Rhabdammina abyssorum</i> M. Sars.	a										
72	<i>Rhabdammina annulata</i> Rzh.	a										
73	<i>Rhabdammina cylindrica</i> Glaesner	a										
74	<i>Rhabdammina linearis</i> Brady	a										
75	<i>Reophax duplex</i> Grzyb. var. alfa	a										
76	<i>Reophax duplex</i> Grzyb var. beta	a										
77	<i>Reophax globigeriniformis</i> Czern.	a										
78	<i>Reophax guttifera</i> Brady var. <i>scalaria</i>	a										
79	<i>Reophax</i> (<i>Hormossina</i>) <i>ovulum</i> (Grzyb.)	a										
80	<i>Reophax</i> (<i>Hormossina</i>) <i>placenta</i> Grzyb.	a										
81	<i>Reophax pilulifera</i> Brady	a										
82	<i>Reophax splendida</i> Grzyb.	a										
83	<i>Rotalidae</i>	w										
84	<i>Saccammina</i>	a										
85	<i>Spiroloculina occulta</i> Grzyb.	w										
86	<i>Terebella</i>	robak										
87	<i>Trochammina</i> sp.	a										
88	<i>Trochammina amplexans</i> Grzyb.	a										
89	<i>Trochammina deformis</i> nsp. Grzyb.	a										
90	<i>Trochammina draca</i> Grzyb.	a										
91	<i>Trochammina irregularis</i> d'Orb.	a										
92	<i>Trochammina lituiformis</i> Brady	a										
93	<i>Trochammina turbinata</i> Brady	a										
94	<i>Trochamminoides acervulata</i> Grzyb.	a										
95	<i>Trochamminoides carpenteri</i> Grzyb.	a										
96	<i>Trochamminoides contorta</i> Grzyb.	a										
97	<i>Trochamminoides heteromorpha</i> Grzyb.	a										
98	<i>Trochamminoides intermedia</i> Rzh.	a										
99	<i>Trochamminoides lamella</i> Grzyb.	a										
100	<i>Trochamminoides mitrata</i> Grzyb.	a										
101	<i>Trochamminoides cf. nucleolus</i> Grzyb.	a										
102	<i>Trochamminoides olszewskii</i> Grzyb.	a										
103	<i>Trochamminoides simplex</i> Friedb.	a										
104	<i>Trochamminoides subcoronata</i> Rzh.	a										
105	<i>Trochamminoides tenuissima</i> Grzyb.	a										
106	<i>Trochamminoides walteri</i> Grzyb.	a										
107	<i>Trochamminoides variolaria</i> Grzyb.	a										
108	<i>Uvigerina pygmaea</i> d'Orb.	w										
109	<i>Verneuilina</i> sp.	a										
110	<i>Verneuilina</i> (<i>Reussella</i>) <i>szajnochae</i> Grzyb.	w										

**FAUNA NIEPOWTAZAJĄCA SIĘ W POSZCZEGÓLNYCH
OGNIWACH LITOLOGICZNO-FACJALNYCH JEDNOSTEK TEKTONICZNYCH
OKOLIC KLĘCZAN-PISARZOWEJ**

zestawił H. Kozikowski

L. p.	Forma	a = aglut w = wapień.	Płaszczowina magurska				Jednostka podmagurska				Brek- cja tek- tonicz.	Grupa ze- wnę- trzna w-wy krośn.
			Warstwy magurskie	Warstwy podmagurskie	„Eocen“ pssty	Warstwy inoceramowe	Warstwy krośnieńskie	Warstwy grybowskie	Warstwy podgrybowskie	Warstwy kleczańskie		
1	<i>Ammodiscus anggyruss</i> Rss.	a										
2	<i>Ammodiscus incertus</i> d'Orb.	a										
3	<i>Ammodiscus glabratus</i> Cushman	a										
4	<i>Ammodiscus latus</i> Grzyb.	a										
5	<i>Ammodiscus serpens</i> Grzyb.	a										
6	<i>Ammolagena clavata</i> P. et J.	a										
7	<i>Anomalina ammonioides</i> Plumer.	w										
8	<i>Anomalina subnonioides</i> Finlay.	w										
9	<i>Astaccolus gryi</i> Brotz.	w	+++									
10	<i>Bigenerina fallax</i> Grzyb.	a										
11	<i>Bolivinopsis</i> (= <i>Spiropecta</i>) <i>spectabilis</i> Grzyb.	a										
12	<i>Buliminidae</i>	w	+++									
13	<i>Cyclammina pusilla</i> Brady	a										
14	<i>Cyclammina retrosepta</i> Grzyb.	a										
15	<i>Cyclammina setosa</i> Grzyb.	a										
16	<i>Cyclammina suborbicularis</i> Rzh.	a										
17	<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzyb.	a										
18	<i>Dentalina</i> sp.	w										
19	<i>Epistomina karrerai</i> Rzh.	w										
20	<i>Gaudryina coniformis</i> Grzyb.	a										
21	<i>Gaudryina conversa</i> Grzyb.	a										
22	<i>Gaudryina</i> cf. <i>schwageri</i> Rzh.	a										
23	<i>Globigerina bilobata</i> d'Orb.	w										
24	<i>Globigerina baroeomoenesis</i> Le Roy	w										
25	<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	w										
26	<i>Globigerina cretacea</i> d'Orb.	w										
27	<i>Globigerina triloba</i> Reuss	w										
28	<i>Globigerina triloculinooides</i> Plumer	w	+++									
29	<i>Globotruncana</i> sp.	w	+++									
30	<i>Globotruncana</i> cf. <i>linneiana</i> d'Orb.	w										
31	<i>Glandulina bicamerata</i> Hermann	w										
32	<i>Glandulina cylindrica</i> Alth	w										
33	<i>Gumbelina</i> sp.	w										
34	<i>Gyroidina</i> sp.	w										
35	<i>Haplophragmoides</i>	a										
36	<i>Haplophragmoides alfa</i>	a										
37	<i>Haplophragmoides beta</i>	a										
38	<i>Haplophragmoides</i> (<i>Reussina</i>) <i>buloidiformae</i> Grzyb. var. <i>alfa</i>	a										
39	<i>Haplophragmoides crassa</i> Reuss.	a										
40	<i>Haplophragmium</i> sp.	a										
41	<i>Hyperamina dilatata</i> Rzh.	a										
42	<i>Lituola incertus</i>	a										
43	<i>Lituola lituiformis</i> Brady	a										
44	<i>Nodosaria pugens</i> Rzh.	w										
45	<i>Nonionidae</i>	w	+++									
46	<i>Nonion</i> sp. (<i>olsoni</i> ?)	w										+++
47	<i>Nummulites tibia</i> I. et P.	a										+++
48	<i>Nummulites</i> sp.	w										
49	<i>Polimorphina communis</i> d'Orb.	w										
50	<i>Psammosphera fusca</i> Szutze.	a										
51	<i>Rhabdammina annulata</i> Rzh.	a										+++
52	<i>Rhabdammina cylindrica</i> Glaesner	a										
53	<i>Reophax duplex</i> Grzyb. var. <i>beta</i>	a										
54	<i>Reophax globigeriniformis</i> Czern.	a										
55	<i>Reophax pitullifera</i> Brady var. <i>scalaria</i>	a										
56	<i>Reophax pitullifera</i> Brady	a										
57	<i>Reophax splendida</i> Grzyb.	a										
58	<i>Rotalidae</i>	w	+++									
59	<i>Saccamina</i>	a										
60	<i>Trochammina deformis</i> n. sp. Grzyb.	a										
61	<i>Trochammina drace</i> Grzyb.	a										
62	<i>Trochammina lituiformis</i> Brady	a										
63	<i>Trochamminoides acervulata</i> Grzyb.	a										
64	<i>Trochamminoides carpenteri</i> Grzyb.	a										
65	<i>Trochamminoides heteromorpha</i> Grzyb.	a										
66	<i>Trochamminoides intermedia</i> Grzyb.	a										
67	<i>Trochamminoides mitrata</i> Grzyb.	a										
68	<i>Trochamminoides</i> cf. <i>nucleolus</i> Grzyb.	a										
69	<i>Trochamminoides olszewskii</i> Grzyb.	a										
70	<i>Trochamminoides simplex</i> Friedb.	a										
71	<i>Trochamminoides tenuissima</i> Grzyb.	a										
72	<i>Trochamminoides walteri</i> Grzyb.	a										
73	<i>Uvirigerina pygmaea</i> d'Orb.	w										
74	<i>Verneullina</i> (<i>Reussella</i>) <i>Szajnochae</i> Grzyb.	w										+++

Objaśnienia:



kilkanaście do kilkadziesiąt okazów



jeden do kilku okazów — na wtórnym złożu



nieliczne okazy w brekcji tektonicznej

zestawił H. Kozikowski

L. p.	Forma	Wiek	Płaszczowina magurska				Jednostka podmagurska				Brek- cja tekto- nicz.	Grupa ze- wnę- trzna w-wy- krośn.
			Warstwy magurskie	Warstwy podmagurskie	"Eocen" pstry	Warstwy inoceramowe	Warstwy krośnieńskie	Warstwy grybowskie	Warstwy podgrybowskie	Warstwy klęczańskie		
1	<i>Ammodicus angygyrus</i> Rss.	Eocen (ypres)										
2	" <i>grzybowskii</i> Czern.	Paleocen)										
3	" <i>incertus</i> d'Orb.	Eocen (ypres)										
4	" <i>latus</i> Grzyb.	"										
5	" <i>tenuissimus</i> Grzyb.	Paleocen										
6	<i>Gaudrina conversa</i> Grzyb.	"										
7	<i>Globigerina</i> sp.	Eocen do kredy										
8	" <i>bulloides</i> d'Orb.	Kreda eocen										
9	" <i>cretacea</i> d'Orb.	Kreda						+++				
10	<i>Globotruncana</i> sp.	Kreda senon-apt.	+++									
11	" <i>cf. linneiana</i> d'Orb.	Kreda senon-turon						+++				
12	<i>Cyclammia amplectens (acutidorsata)</i> Grzyb.	Eocen (ester)										
13	<i>Haplophragmium</i> sp.	"										
14	<i>Nummulites</i> sp.	Eocen										
15	<i>Reopha globigeriniformis</i> Czern.	Eocen										
16	" (<i>Hormossina</i>); <i>ovulum</i> (Grzyb.)	Paleocen										+++
17	<i>Spiroloculina occulta</i> Grzyb.	"										
18	<i>Verneuillina (Reussella szajnochae)</i> Grzyb.	Kreda mast.-kamp.										
34	<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	Eocen										
20	<i>Haplophragmoides</i> sp.	"										
21	" <i>alfa</i>	"										
22	" <i>beta</i>	"										
23	" (<i>Reussina</i>) <i>bulloidiformae</i>	"										
24	" <i>crassa</i> Reuss.	"										
25	<i>Proteonina complanata</i> Franke	kreda-eocen										
26	<i>Reopha placenta</i> Grzyb.	eocen										
27	<i>Trochammina</i> sp.	"										
28	" <i>amplectens</i> Grzyb.	"						+++				
29	" <i>deformis</i> n. sp. Grzyb.	"						+++				
30	" <i>drace</i> Grzyb.	"										
31	" <i>irregularis</i> d'Orb.	"										
32	" <i>lituiformis</i> Brady	"										
33	" <i>turbinata</i> Brady	"										

Objaśnienia:

||||| kilkanaście do kilkadziesiąt okazów

+++ jeden do kilku okazów — na wtórnym złożu

HENRYK KOZIKOWSKI
**PRZESTRZENNE ROZMIESZCZENIE PRZEWODNICH
 ZESPOŁÓW FAUNISTYCZNYCH
 OKOLIC
 KLĘCZAN — PISARZOWEJ**

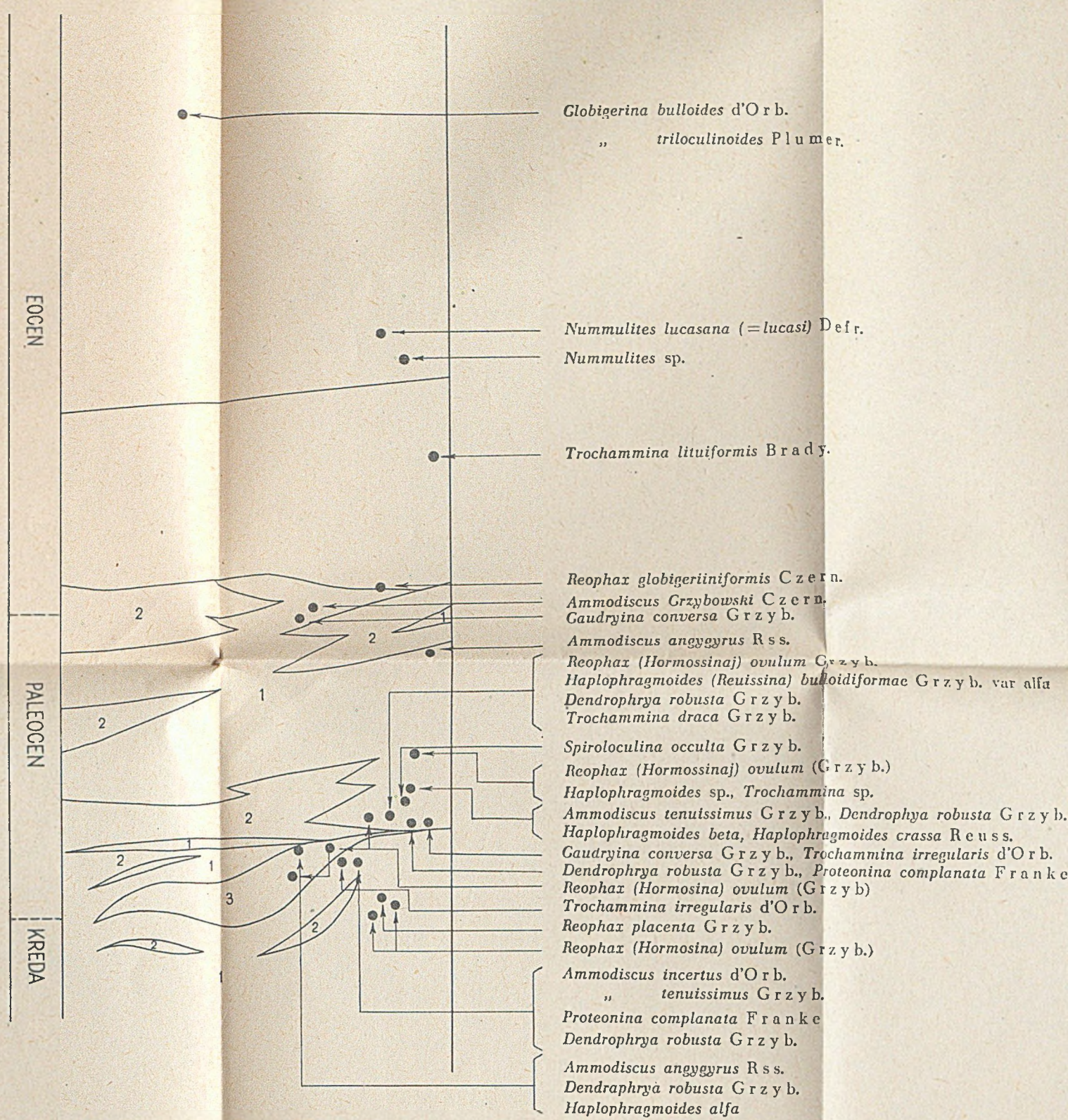
PLASZCZOWINA MAGURSKA

WARSTWY MAGURSKIE
 Piaskowce cienkopłytkowe, średnio i grubolawicowe oraz płytowoskorupowe z glaukonitem i skałkami w niektórych ławicach.
 Wkłady łupków szarzielonych, oliwkowych i w przyspagowej partii łupków — czarnych.
 W spagu — „poziom x” (w północnej części terenu). Miąższość nieznana, jednakże znacznie ponad 700 m.

WARSTWY PODMAGURSKIE
 Wapniaste zielonawe łupki z wkładami piaskowców 5 cm grubości w spagu. Ku stropowi ławice piaskowców dochodzą do grubości półmetrowej i w stropie przeważają nad łupkami. Na przejściu do warstw magurskich — wkładki łupków czarnych. Miąższość 300 — 400 m.

„EOCEN” PSTRY
 1. Łupki czerwone z wkładkami łupków zielonych i piaskowców cienkopłytkowych.
 2. Łupki zielone z wkładkami łupków czerwonych i piaskowców cienkopłytkowych. Miąższość około 450 m.

WARSTWY INOCERAMOWE
 1. Łupki z piaskowcami cienkopłytkowymi.
 2. Piaskowce grubolawicowe.
 3. Warstwy kanińskie. Miąższość nieznana, w każdym razie ponad 250 m.



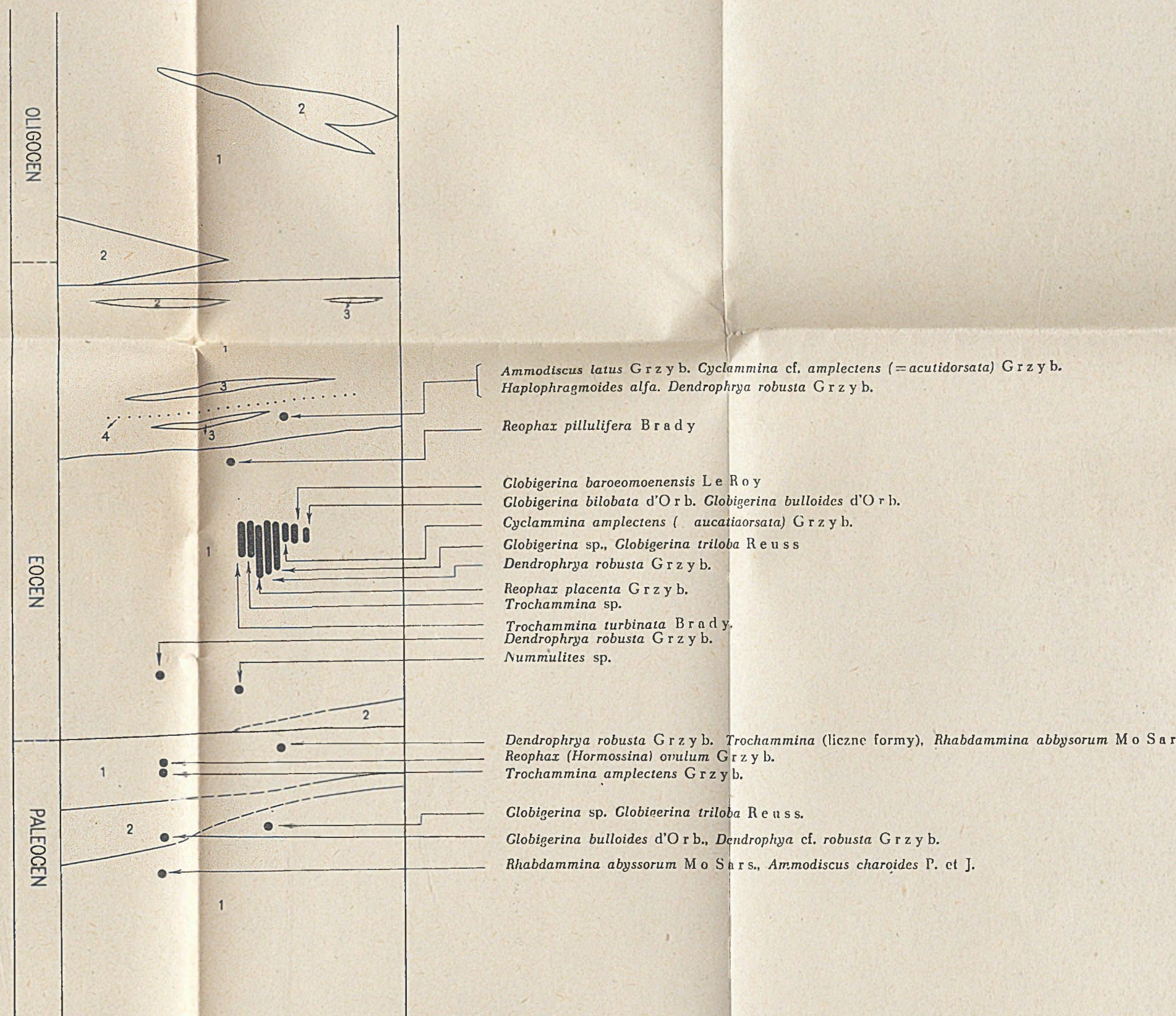
JEDNOSTKA PODMAGURSKA

WARSTWY KROŚNIENSKIE („SZARA KREDA”)
 1. Łupki z piaskowcami cienkopłytkowymi.
 2. Piaskowce cienko- i średniopłytkowe z łupkami. Miąższość nieznana, jednakże ponad 500 m.

WARSTWY GRYBOWSKIE
 1. Czarne łupki.
 2. Czarne rogowce.
 3. Łupki zielone z wkładkami czerwonych i z konkrecjami manganowymi.
 4. Ławica piaskowca szarobrunatnego. Miąższość około 380 m.

WARSTWY PODGRYBOWSKIE
 1. Margle brunatnawe z pojedynczymi ławicami piaskowca. Wkłady czarnych łupków w stropie i w spagu.
 2. Strefa przejściowa: margle z wkładkami piaskowców typu wg kłęczańskich. Miąższość około 600 m.

WARSTWY KLĘCZAŃSKIE
 1. Łupki szare, zielonawe i czarne z wkładkami piaskowców krzemienistych ku N wzrost zapieczenia.
 2. Łupki jw.; piaskowców jw. ponad 50% oraz piaskowce szare, kruche z minką. Miąższość ponad 450 m.



GRUPA ZEWNĘTRZNA

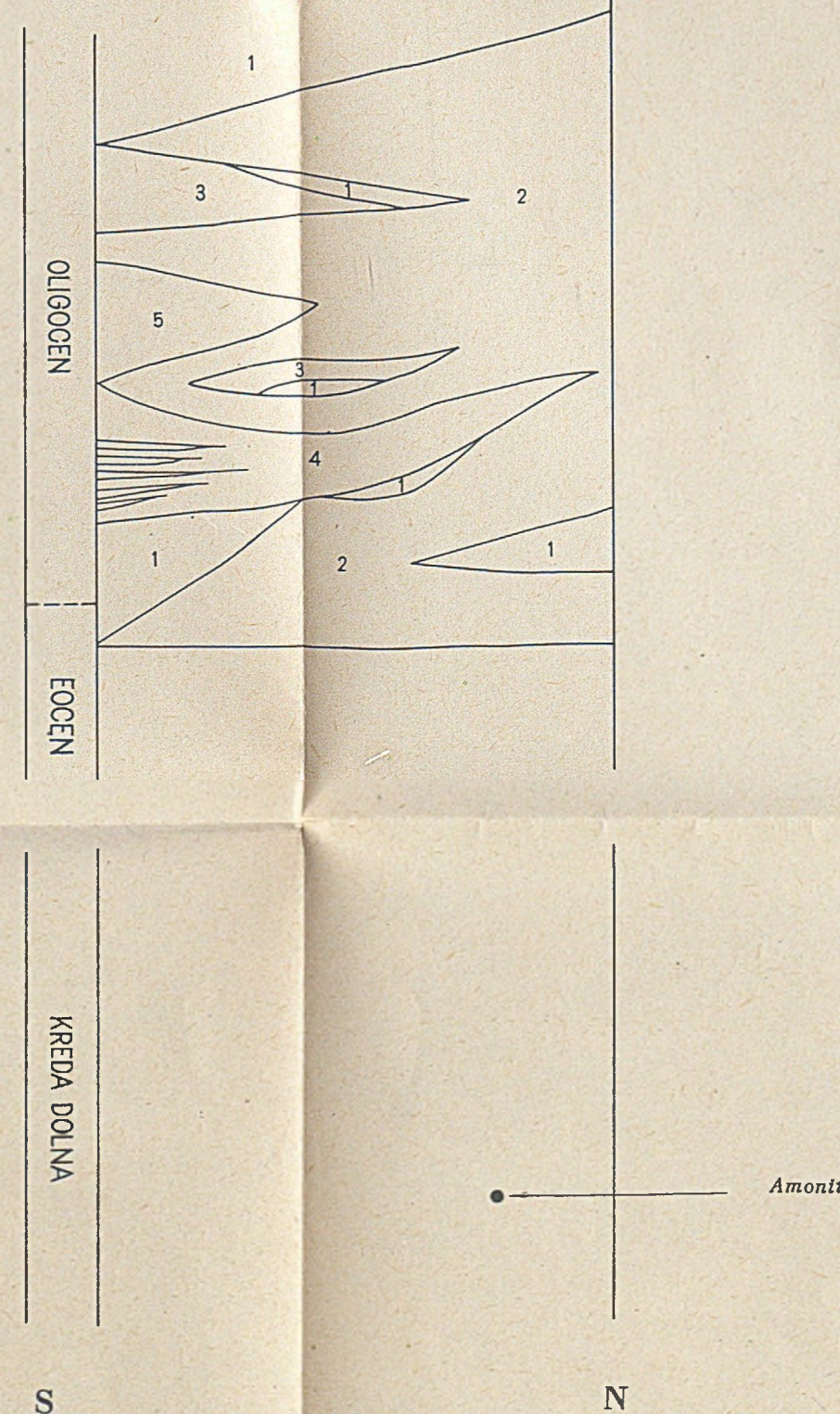
WARSTWY KROŚNIENSKIE
 1. Piaskowce grubolawicowe.
 2. Piaskowce średnio- i cienkopłytkowe z łupkami.
 3. Łupki z piaskowcami cienkopłytkowymi.
 4. Łupki z piaskowcami jw. oraz wkłady czarnych łupków.
 5. Łupki szare. Miąższość nieznana.

WARSTWY MENILITOWE
 Brunatnoczarne łupki, niekiedy z nalotami aluwijnymi. Kilku centymetrowe wkłady brunatnawych rogowców lub margli. Miąższość nieznana.

**„KREDA KUROWSKA”
 WARSTWY IGOCKIE**
 Łupki i kilku cm. piaskowce w zwietrzeli.

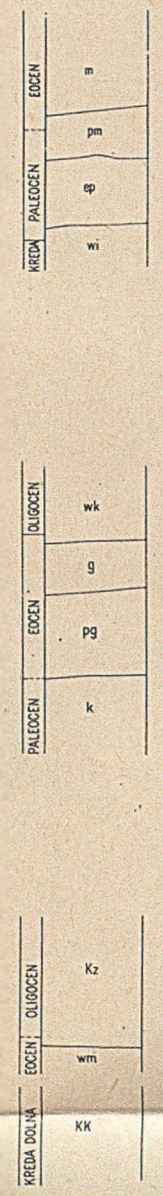
WARSTWY WIERZOWSKIE
 Czarne łupki.

**NAJWYŻSZA CZĘŚĆ WARSTW
 CIESZYŃSKICH**
 Seria strzałkowa z marglami sydereytowymi przedzielona partią piaskowców. Miąższość nieznana.



HENRYK KOZIKOWSKI SZKIC GEOLOGICZNY OKOLIC KŁĘCZAN-PISARZOWEJ

Inst. Geolog., Biul. 85, 1953 r.



PLĄSZCZOWINA MAGURSKA

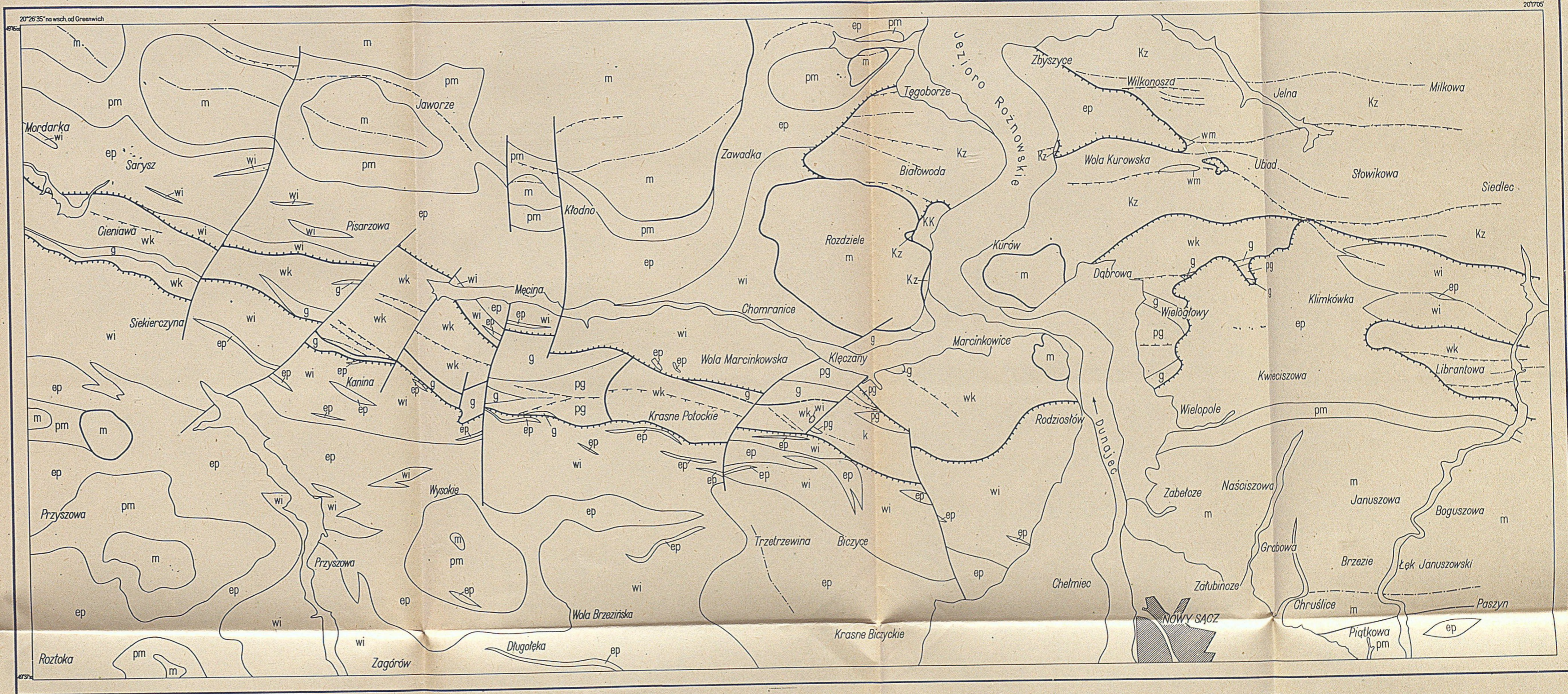
- warstwy magurskie (m)
piaskowce średnio i grubolawicowe i łupki szarozielone (z wkł. łupków czarnych w spągowej części)
- warstwy podmagurskie (pm)
łupki oliwkowozielone z piaskowcami cienko i średnio pływymi
- „Eocen” pstry (ep)
1. czerwone łupki z piaskowcami cienkopłyłowymi
2. zielone łupki z piaskowcami cienkopłyłowymi
- warstwy inoceramowe (wi)
1. łupki z piaskowcami cienkopłyłowymi
2. piaskowce grubolawicowe
3. seria kanińska

JEDNOSTKA PODMAGURSKA (Ropy-Pisarzowej)

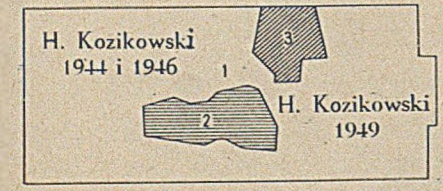
- warstwy krośnieńskie = („szara kreda”) (wk)
1. łupki szare z piaskowcami cienkopłyłowymi
2. piaskowce cienko i średniopłyłowe z łupkami szarymi
- warstwy grybowski (g)
1. czarne łupki 5. łupki zielone z czerwonymi
2. czarne rogowce 4. piaskowce grubolawicowe
- warstwy podgrybowski (pg)
1. margle z piaskowcami
2. seria przejściowa
- warstwy kłęczańskie (k)
1. łupki z piaskowcami cienkopłyłowymi
2. piaskowce cienko i średniopłyłowe z łupkami

GRUPA ZEWNĘTRZNA

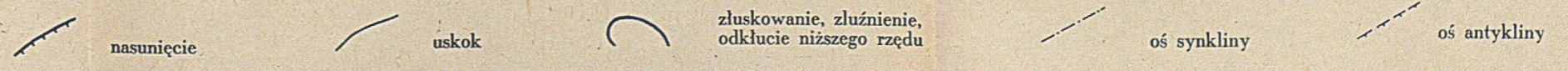
- warstwy krośnieńskie (kz)
1. piaskowce grubolawicowe
2. piaskowce cienko i średniopłyłowe z łupkami szarymi
3. łupki szare z piaskowcami cienkopłyłowymi
4. łupki szare z piaskowcami cienkopłyłowymi i z łupkami czarnymi
5. łupki szare
- warstwy menilitowe (wm)
łupki brunatne, margle brunatne, rogowce brunatne
- „Kreda kurowska” (kk)
(w-wy wierzowskie, w-wy lgockie, w-wy cieszyńskie górne)



H. KOZIKOWSKI Budowa geologiczna okolic Kłęczan-Pisarzowej

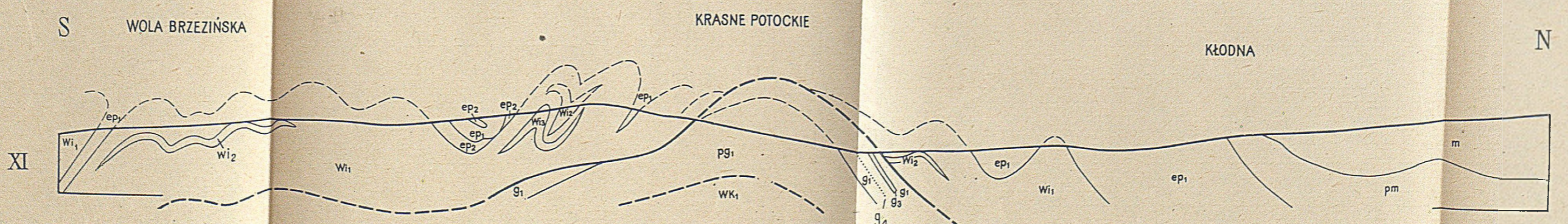
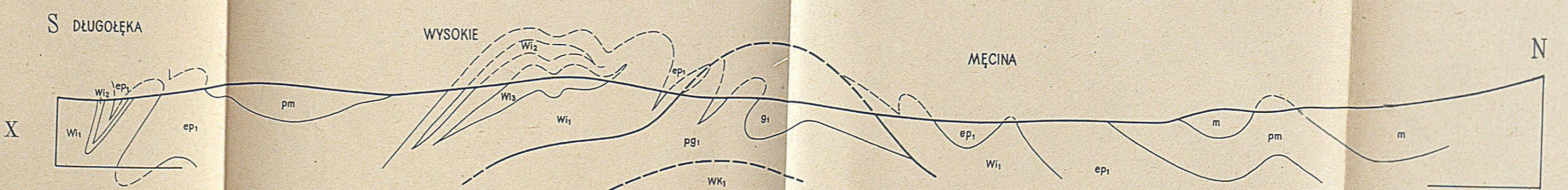
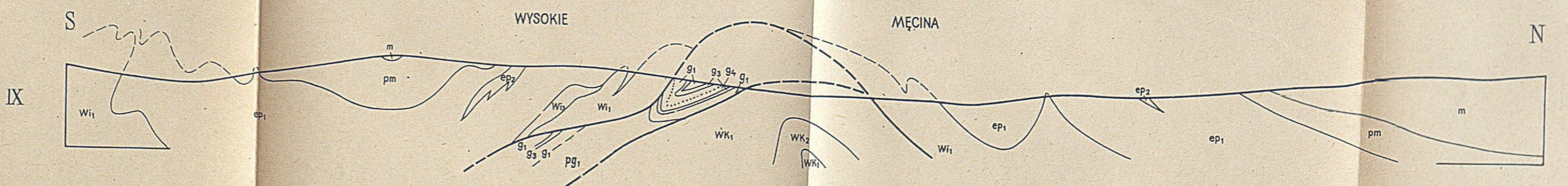
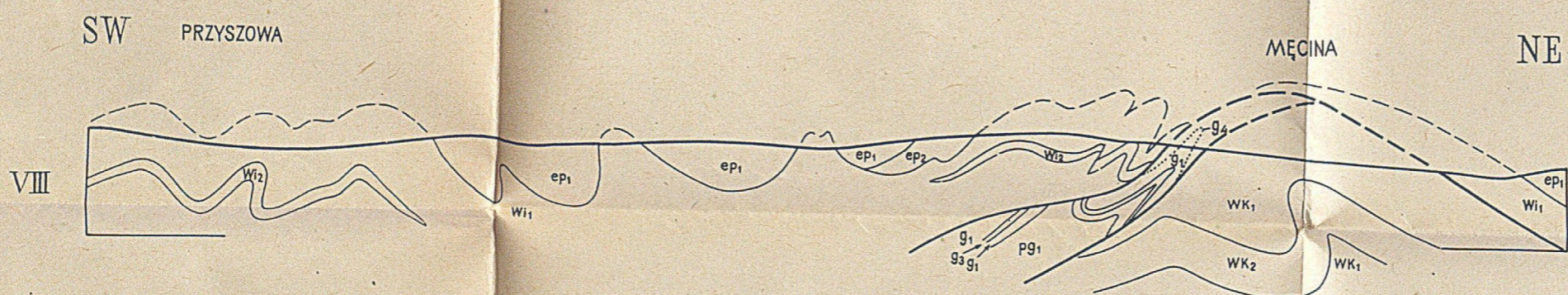
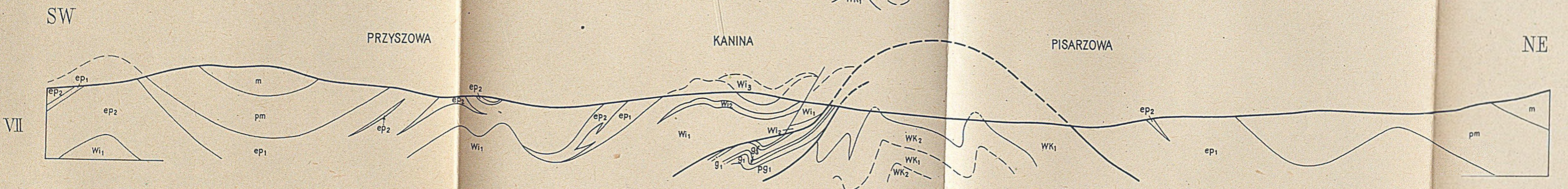
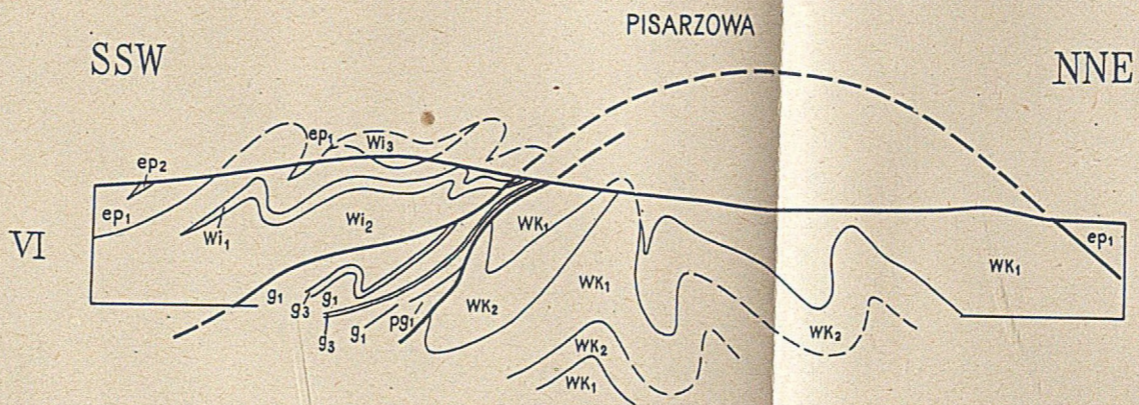
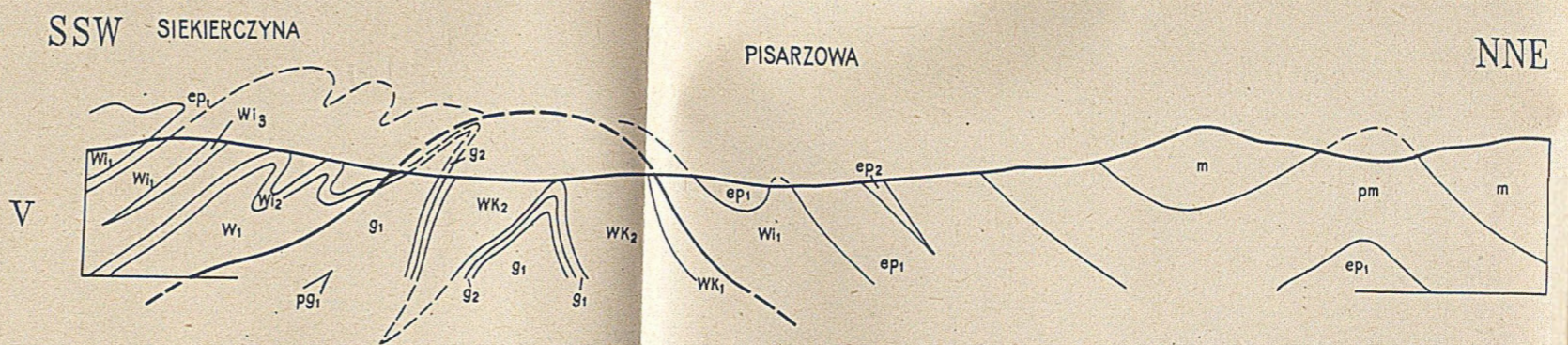
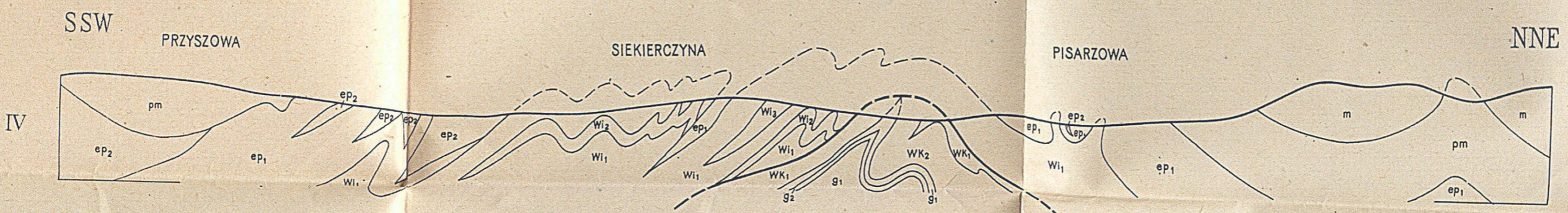
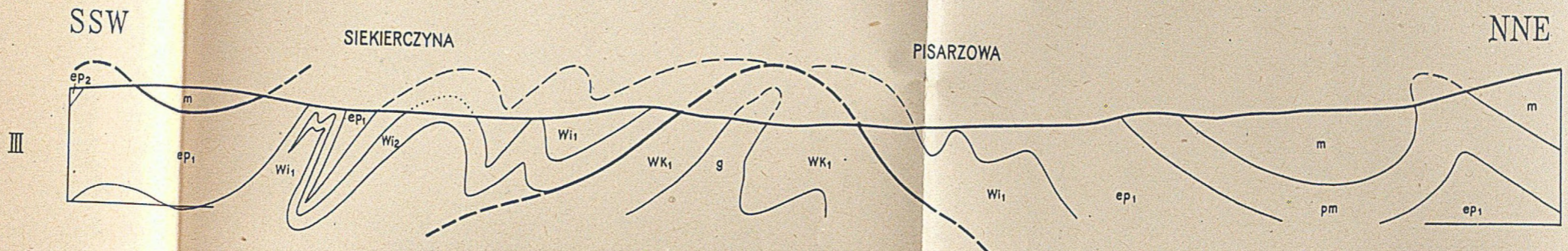
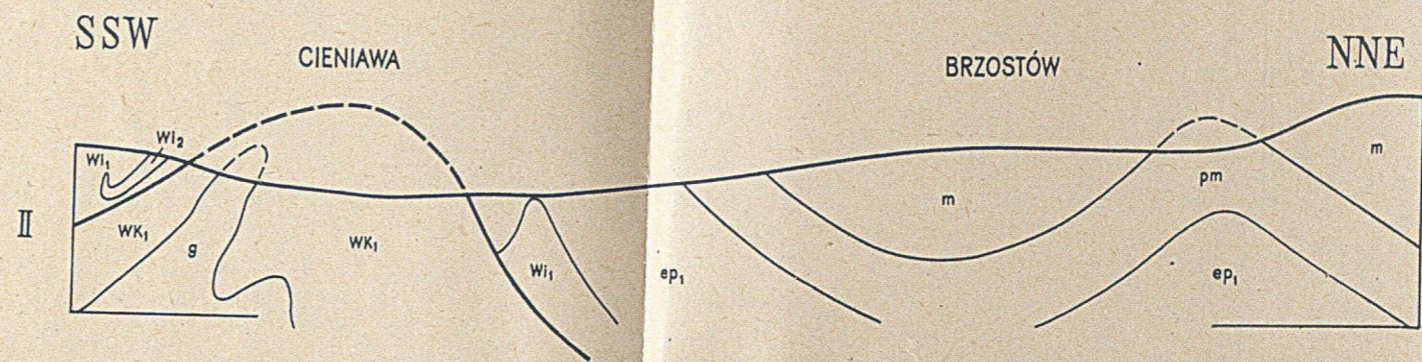
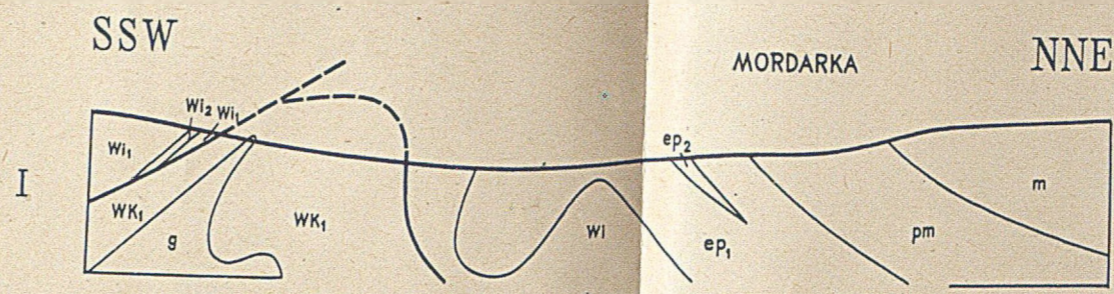


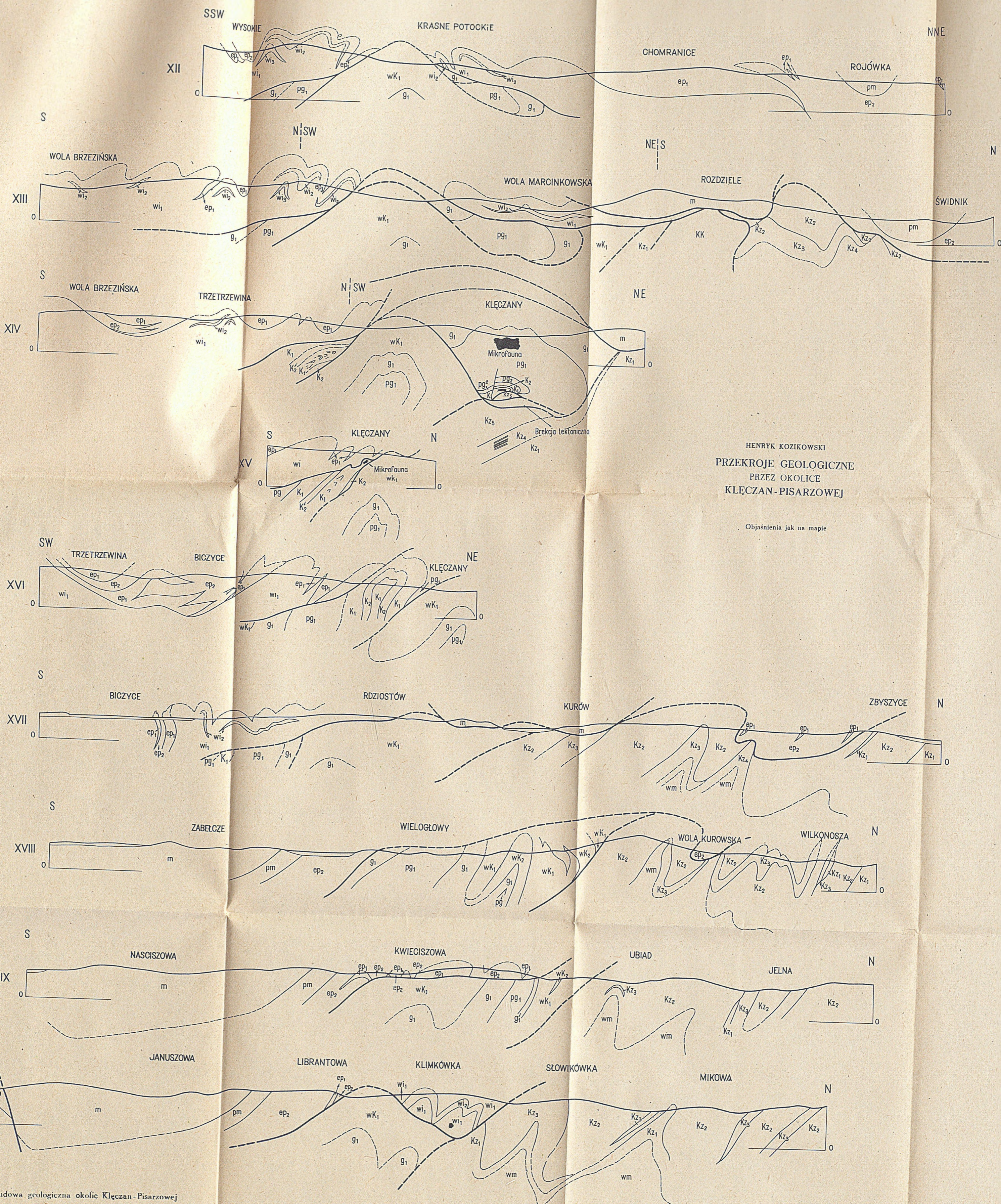
- 1 H. Kozikowski 1944 i 1946
- 2 H. Kozikowski 1944
- 3 St. Sokolowski 1951
- H. Kozikowski 1949



HENRYK KOZIKOWSKI
PRZEKROJE GEOLOGICZNE
PRZEZ OKOLICE
KŁĘCZAN-PISARZOWEJ

Objaśnienia jak na mapie

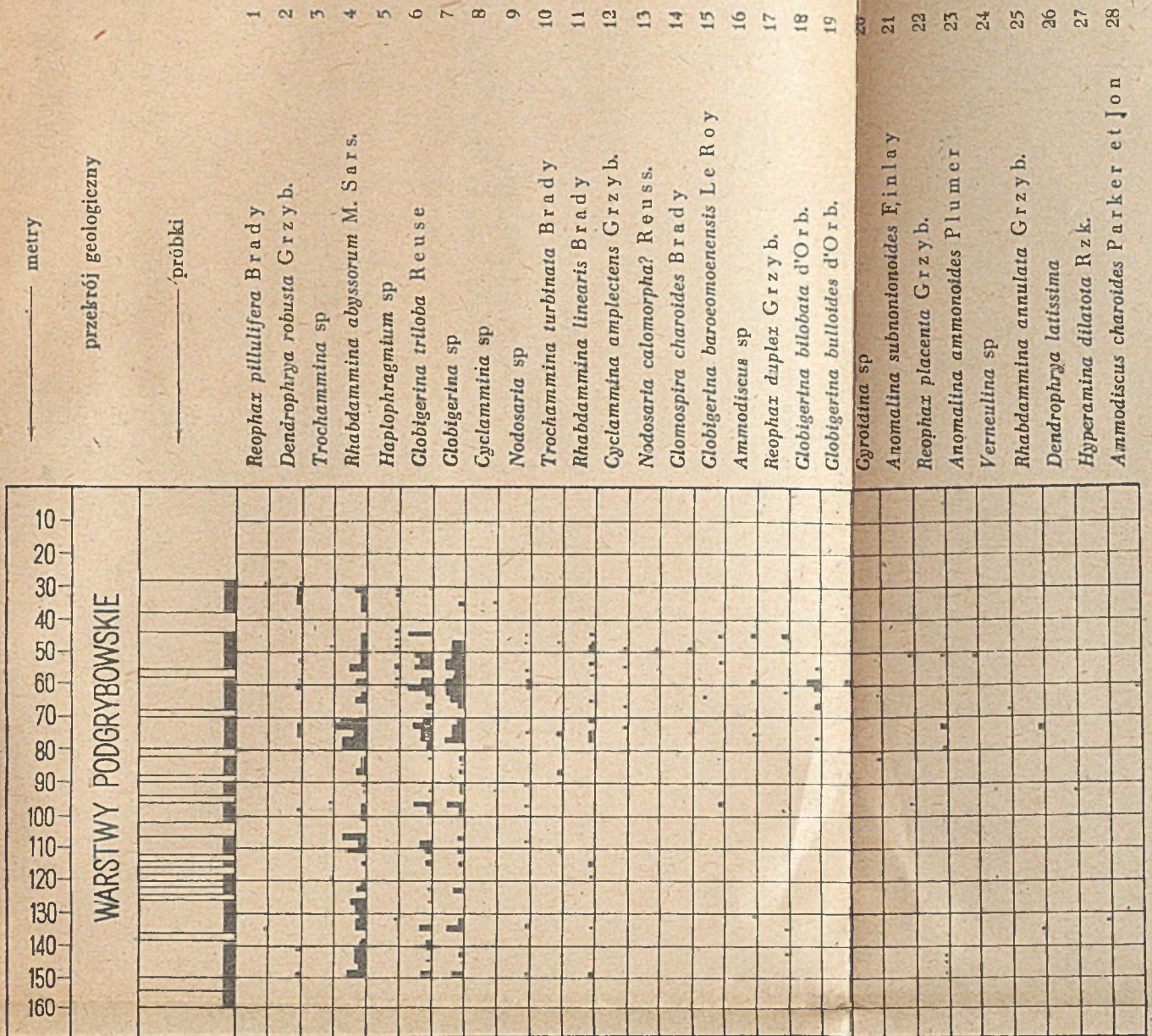




HENRYK KOZIKOWSKI
 PRZEKROJE GEOLOGICZNE
 PRZEZ OKOLICE
 KŁĘCZAN-PISARZOWEJ

Objaśnienia jak na mapie

PIONOWE ROZMIESZCZENIE OTWORNIC
W JEDNYM Z OTWORÓW WIERTNICZYCH
GEOLOGICZNO-BADAWCZYCH

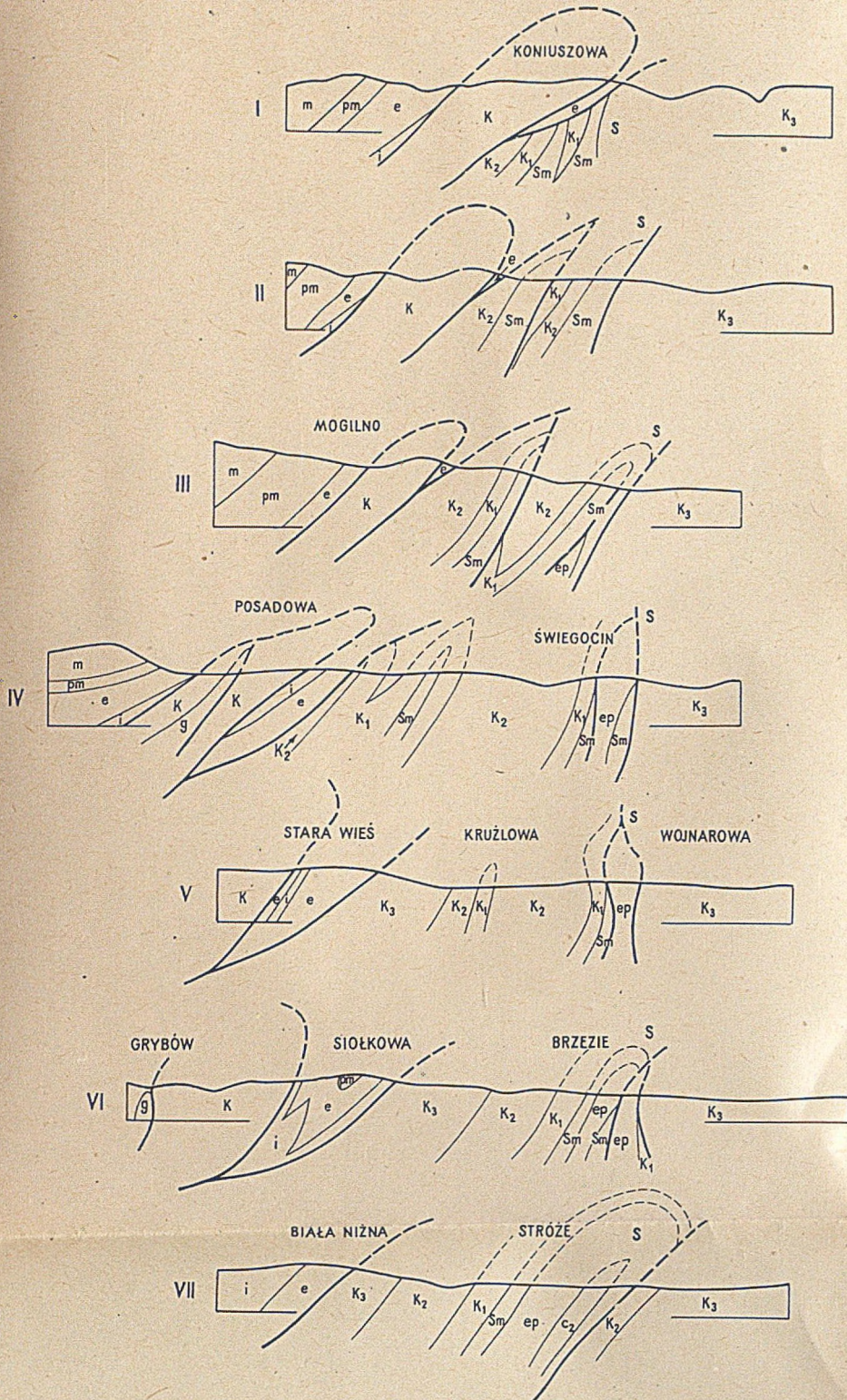


. 1 okaz
 . 2-4 okazy
 ■ 5-10 okazów
 ■ 11-20 okazów
 ■ 21-50 okazów
 ■ ponad 50 okazów



próbka pobrana
 brak próbki

PROFILE GEOLOGICZNE (I-VII) PRZEZ ŁUSKĘ STRÓŻ
wg. H. ŚWIŹZIŃSKIEGO W CZĘŚCIOWEJ INTERPRETACJI
H. KOZIKOWSKIEGO



OBJAŚNIENIA:

Grupa zewnętrzna

- K₃ górne
 - K₂ środkowe
 - K₁ dolne
- } warstwy krośnieńskie

Sm seria menilitowa

ep eocen podmenilitowy

c₂ warstwy czarnorzeckie

Jednostka podmagurska

K warstwy krośnieńskie

g warstwy grybowski

Płaszczowina magurska

m warstwy magurskie

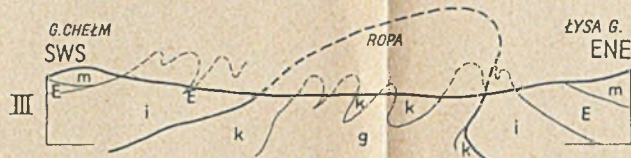
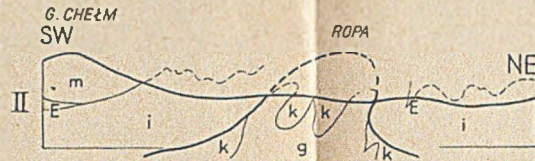
pm warstwy podmagurskie i bełowskie (hieroglifowe)

e „eocen” pstry

i warstwy inoceramowe

S łuska Stróż

H. KOZIKOWSKI
PRZEKROJE GEOLOGICZNE PRZEZ OKOLICE
ROPY — ŁOSIA



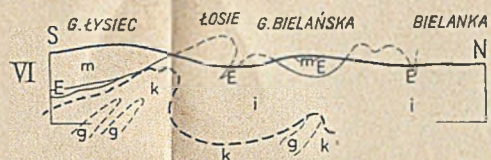
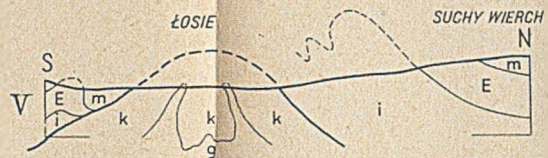
OBJAŚNIENIA:

PLASZCZOWINA MAGURSKA

- m warstwy magurskie
- E „eocen” pstry
- i warstwy inoceramowe

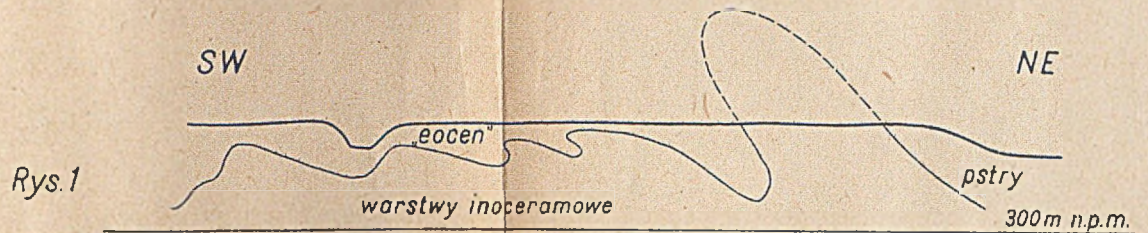
JEDNOSTKA PODMAGURSKA

- k warstwy krośnieńskie („szara kreda”)
- g warstwy grybowskie

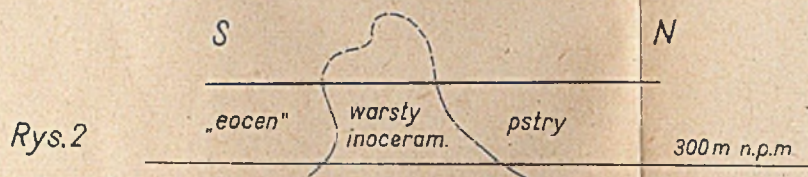


H. KOZIKOWSKI Budowa geologiczna okolic Kleczan-Pisarzowej

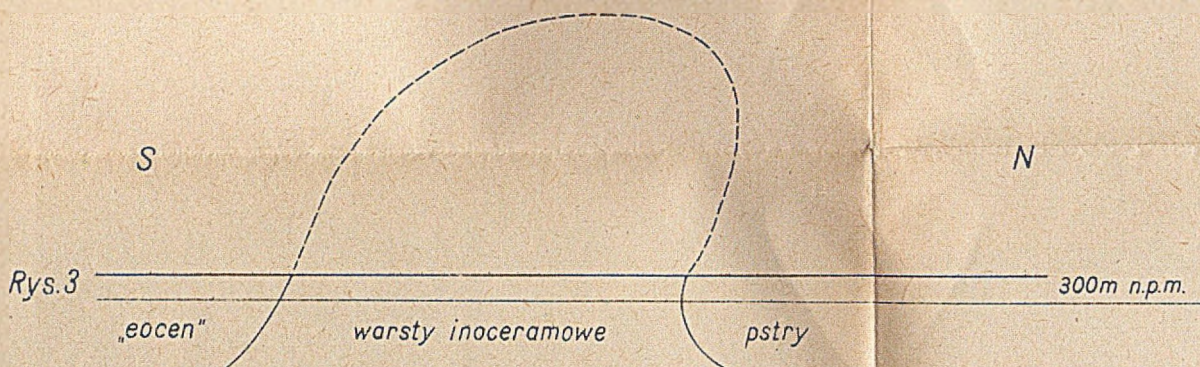
FRAGMENTY DROBNYCH ANTYKLIN W PŁASZCZOWINIE MAGURSKIEJ OKOLIC KLĘCZAN-PISARZOWEJ



Przekrój na NE od Pisarzowej



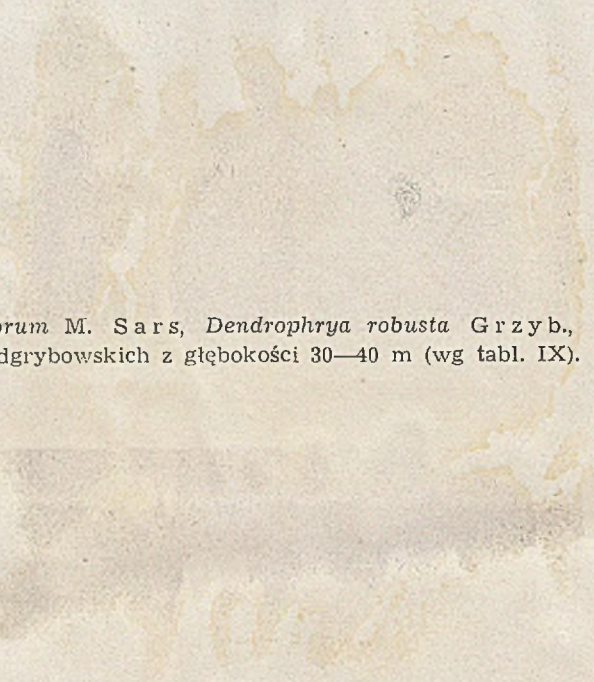
Przekrój przez potok płynący
z pomiędzy Wlk. Góry i Brzostowa



Przekrój przez potok Bobrowski na S

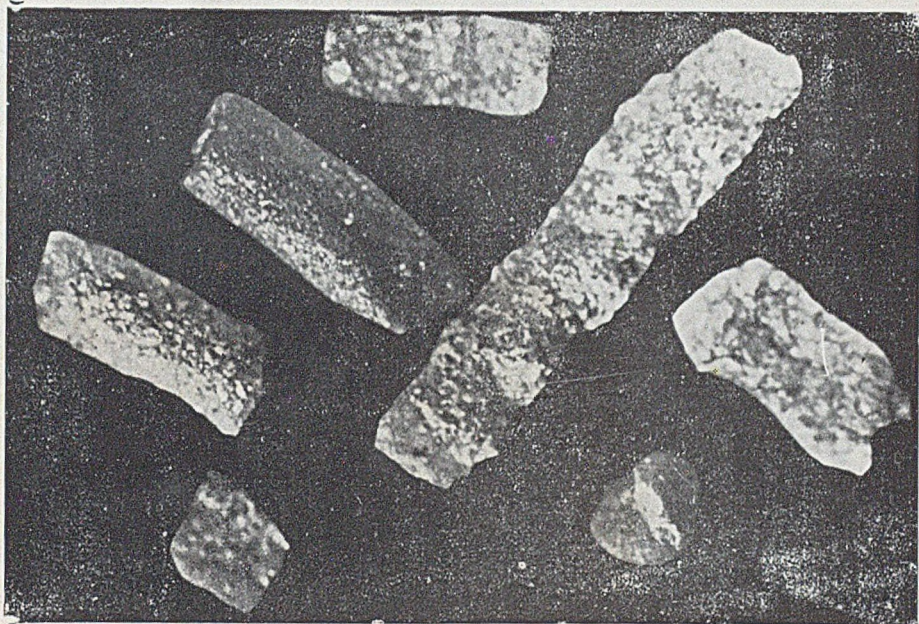
CZEŚĆ ILUSTRACYJNA

BARDZIEJ CHARAKTERYSTYCZNE ZESPOŁY
OTWORNIC WARSTW PODGRYBOWSKICH
(34-krotne powiększenie)

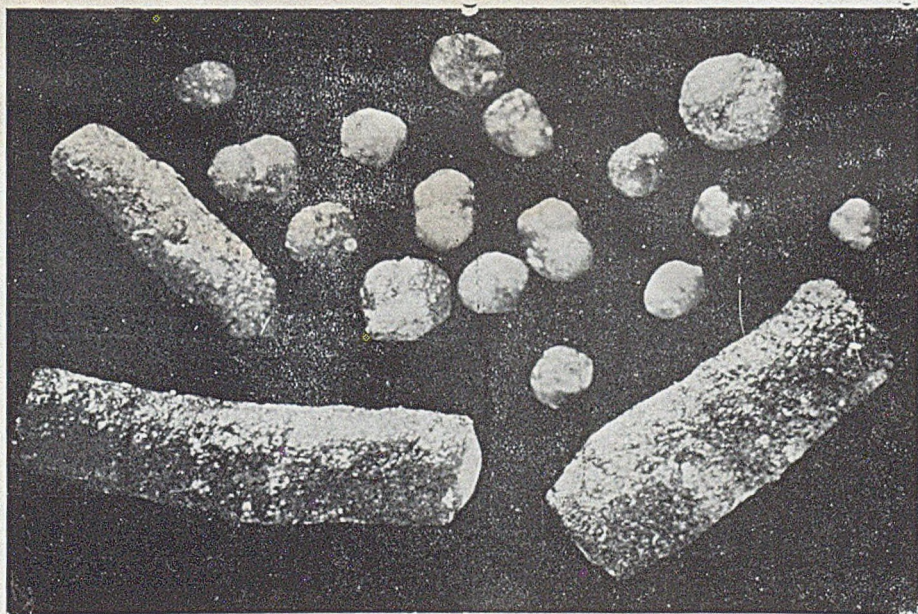


Fot. 1 *Rhabdammina abyssorum* M. Sars, *Dendrophrya robusta* Grzyb.,
Globigerina sp. z warstw podgrybowskich z głębokości 30—40 m (wg tabl. IX).

Fot. 2. *Globigerina triloba* Reuss, *Globigerina* sp., *Rhabdammina abyssorum*
M. Sars. z warstw podgrybowskich z głębokości około 60 m (wg tabl. IX).

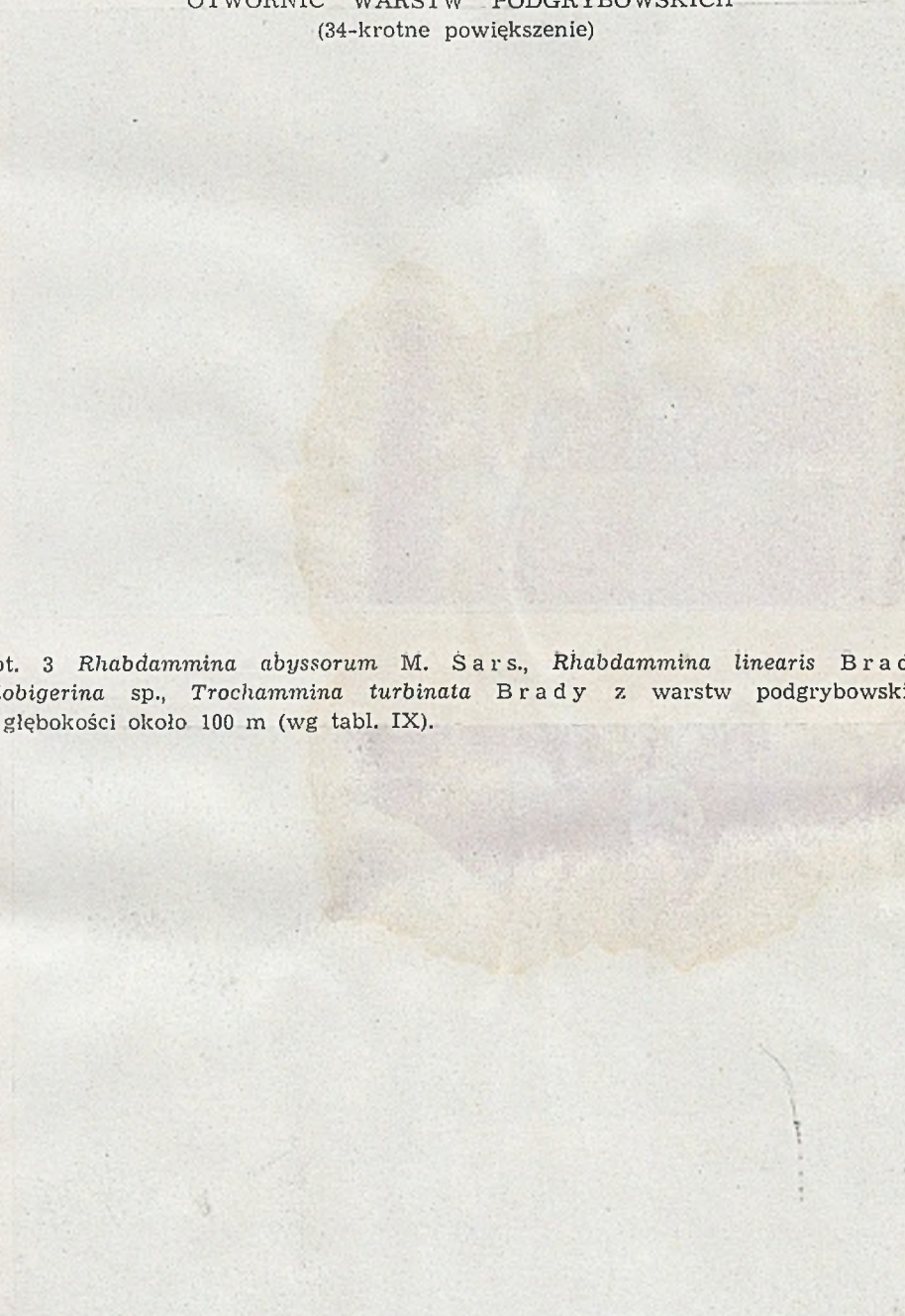


Fot. 1



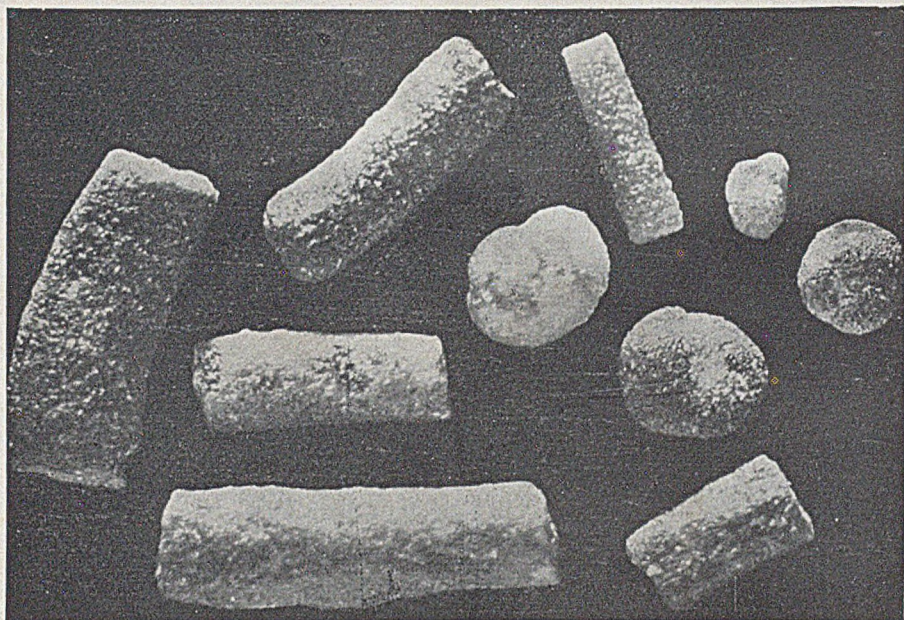
Fot. 2

BARDZIEJ CHARAKTERYSTYCZNE ZESPOŁY
OTWORNIC WARSTW PODGRYBOWSKICH
(34-krotne powiększenie)

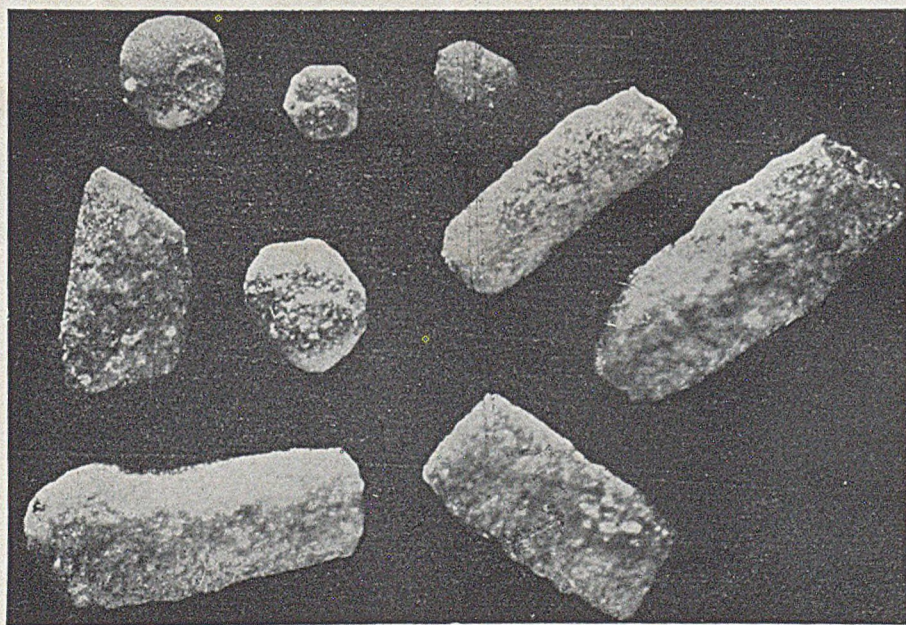


Fot. 3 *Rhabdammina abyssorum* M. Sars., *Rhabdammina linearis* Brady, *Globigerina* sp., *Trochammina turbinata* Brady z warstw podgrybowskich z głębokości około 100 m (wg tabl. IX).

Fot. 4 *Rhabdammina abyssorum* M. Sars., *Globigerina triloba* Reuss, *Globigerina* sp., *Rhabdammina linearis* Brady, z warstw podgrybowskich z głębokości około 150 m (wg tabl. IX).



Fot. 3



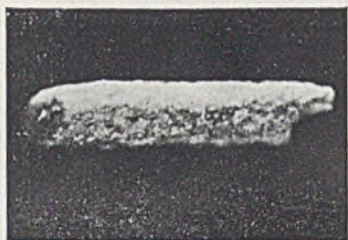
Fot. 4

FOTOGRAFIE NIEKTÓRYCH OTWORNIC
(34-krotne powiększenie)

Fot. 5 a i b *Dendrophrya robusta* Grzyb. z warstw kłęczańskich.

Fot. 6 *Rhabdammina abyssorum* M. Sars. z warstw kłęczańskich.

Fot. 7 a, b, i c *Trochammina* sp. z warstw podgrybowskich.

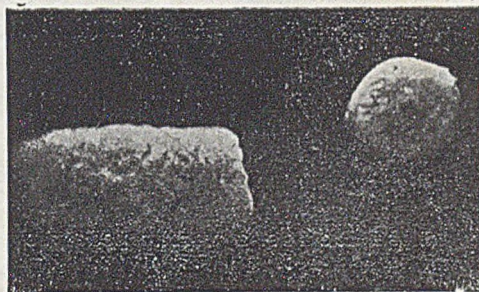


Fot. 5

a



b



Fot. 6



Fot. 7

a



b



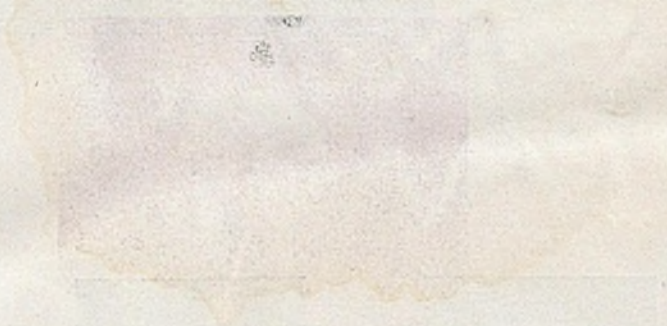
c

FOTOGRAFIE NIEKTÓRYCH OTWORNIC
(34-krotne powiększenie)

Fot. 8 a i b *Ammodiscus* sp. z warstw podgrybowskich.



Fot. 9 a i b *Globigerina triloba* Reuss. z warstw podgrybowskich.

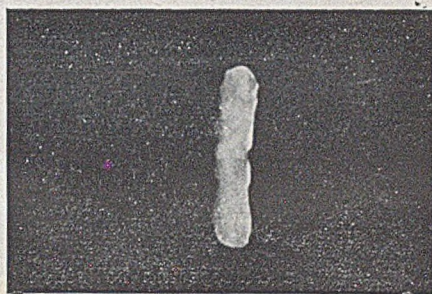


Fot. 10 a, b, i c *Cyclammina amplexans* (= *acutidorsata*) Grzyb. z warstw podgrybowskich.

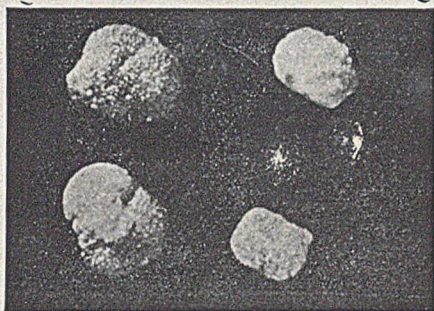


Fot. 8

a



b



Fot. 9

a



b

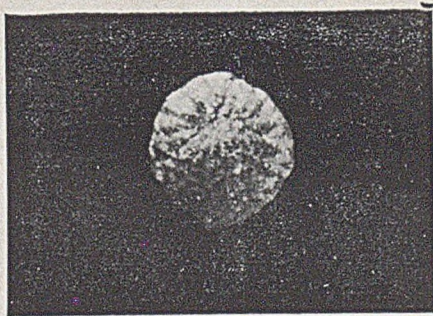


Fot. 10

a



b



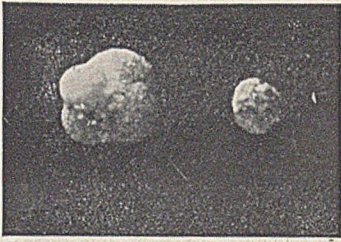
c

FOTOGRAFIE NIEKTÓRYCH OTWORNIC
(34-krotne powiększenie)

Fot. 11 a, b i c *Globigerina bulloides* d'Orb z warstw podgrybowskich.

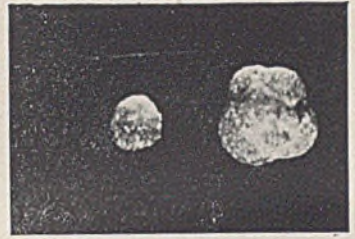
Fot. 12 a, b, i c *Reophax Hörnossina placenta* Grzyb. z warstw podgrybowskich.

Fot. 13 a, b i c *Globigerina baroemoenensis* Le Roy z warstw podgrybowskich.

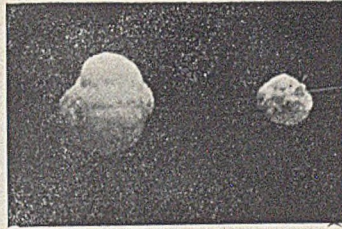


Fot. 11

a



b



c



Fot. 12

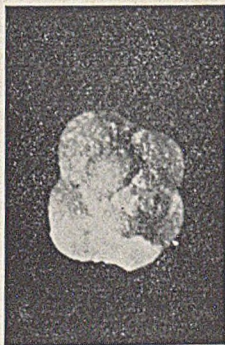
a



b



c



Fot. 13

a

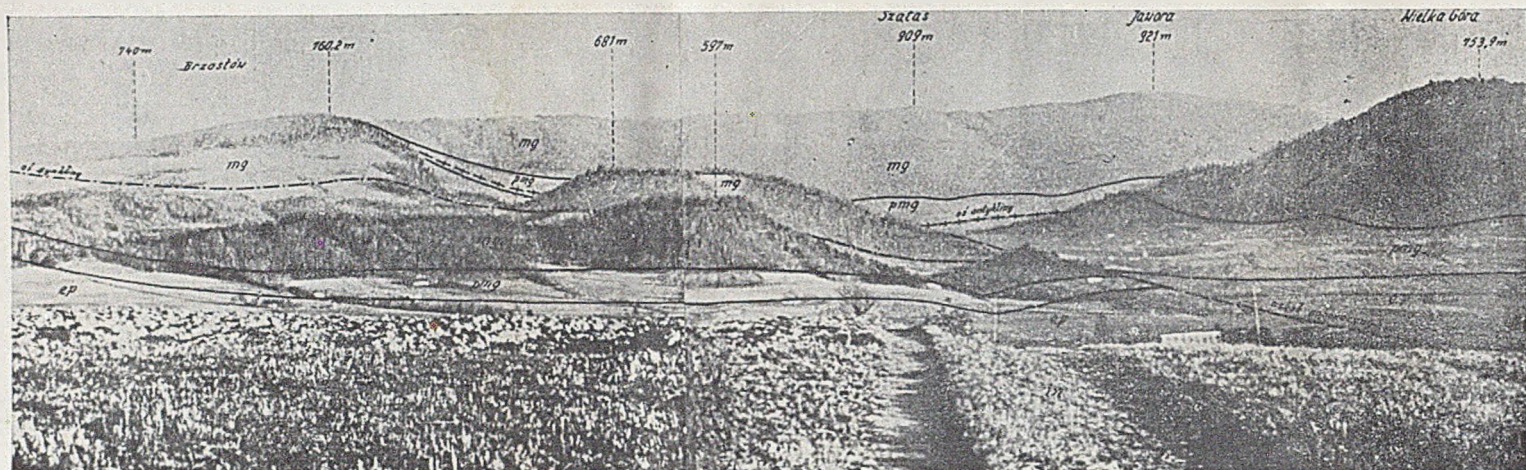


b



c

Widok ze szczytu Zbyrek w kierunku NNE



Objaśnienie znaków:

mg — warstwy magurskie, pmg — warstwy podmagurskie, ep — „eocen“ pstry,
in — warstwy inoceramowe, linia pełna — granice warstw, linia przerywana —
uskok poprzeczny, linia z krzyżykami — oś antykliny, kreska, kropka — oś synkliny.

Uwidacznia się wyraźna inwersja reliefu oraz zaznaczanie się granic stratygraficzno-facjalnych w morfologii; dotyczy to zwłaszcza granicy pomiędzy warstwami podmagurskimi i magurskimi, a także związku partii leśnych z warstwami magurskimi. Pierwszy plan zasłania granice między warstwami inoceramowymi a „eocenem“ pstryem.

WIDOK Z DZIAŁU ZBYRKA W KIERUNKU NNW

Objaśnienie znaków: jak na tabl. XVIII.

Na podkreślenie zasługuje tu inwersja reliefu, oraz zaznaczanie się granic morfologicznych pomiędzy warstwami magurskimi a podmagurskimi, co widoczne jest w niższym załamaniu zachodniego zbocza Wielkiej Góry. Natomiast wyższe załamanie (poniżej napisu — Jawora) wskazuje na większy zespół łupkowy wśród piaskowców magurskich. Tu właśnie pojawiają się wkłady łupków czarnych.

WIDOK Z PARTII PODSZCZYTOWEJ ZBYR- KA W KIERUNKU SSW

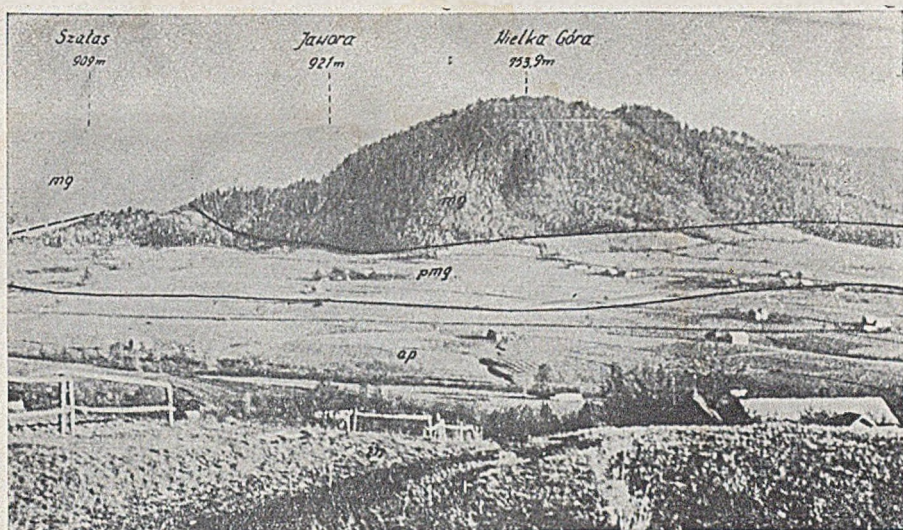
Objaśnienie znaków:

mg — warstwy magurskie Jaworznej (poza skartowanym terenem), in — warstwy inoceramowe, wk — warstwy krośnieńskie jednostki podmagurskiej, wg — warstwy grybowskie, linia ząbkowana — nasunięcie płaszczowiny magurskiej.

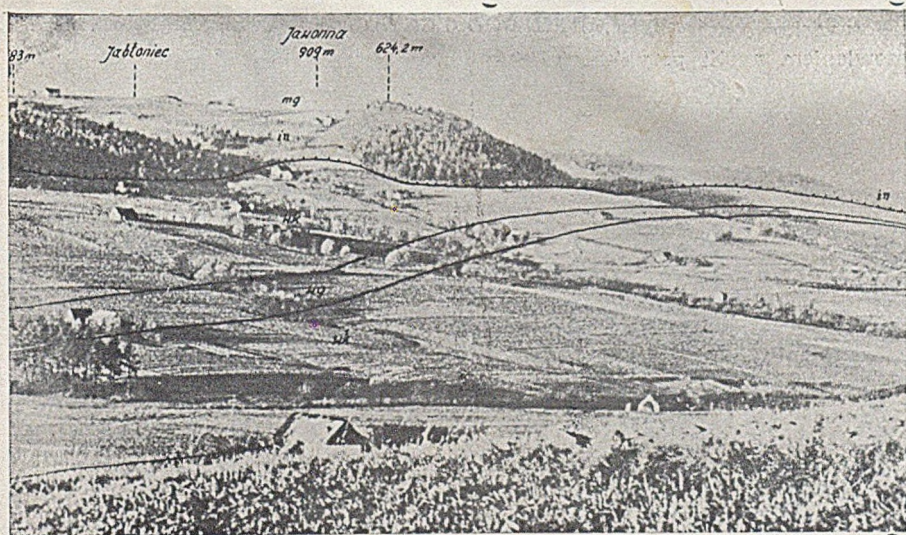
Na uwagę zasługuje zaznaczający się w morfologii piaskowcowy zespół warstw inoceramowych pasma Jabłonia.

Jednostka podmagurska widoczna jest w morfologicznym obniżeniu (warstwy mniej odporne na denudację).

Na pierwszym planie mamy warstwy inoceramowe nasunięcia płaszczowiny magurskiej. Sama linia nasunięcia widoczna jest jedynie fragmentarycznie, na lewo od domu widocznego na pierwszym planie.

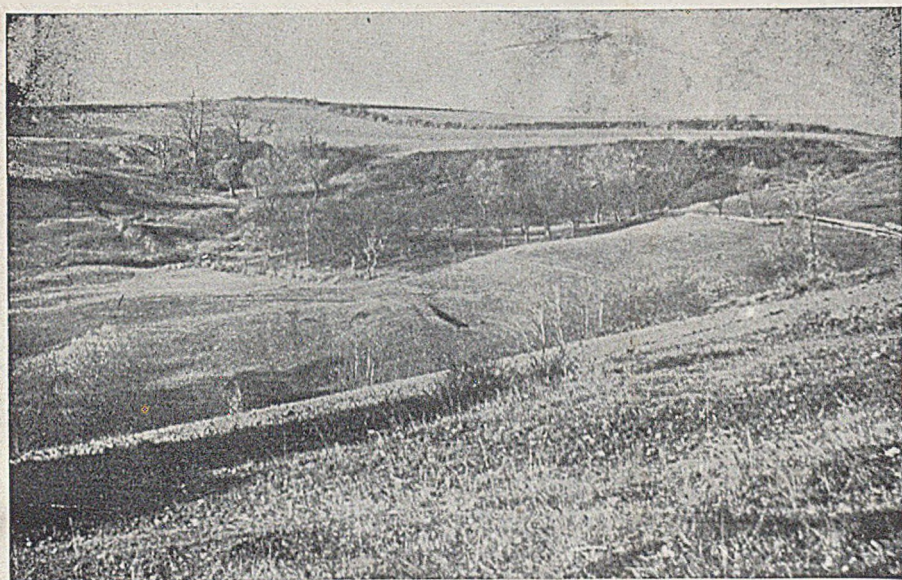


Tabl. XX



OSUWISKO NA WSCHODNICH STOKACH
ZBYRKA

Obejmuje ono jedynie pokrywę gliniastą i zwietrzelinę. Pięknie zarysowuje się nisza osuwiskowa oraz sfalowana powierzchnia jeziora. Ruch osuwiska wstrzymano zadrzewieniem partii przyniszowej (sad) oraz obsadzeniem niszy krzewami.



BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej

P

1214/53