

Wacław SIKORA

W sprawie transgresji eocenu w pienińskim pasie skałkowym Polski

Badania w pienińskim pasie skałkowym prowadziłem dorywczo w latach 1959 do 1961 oraz w latach 1965—1967. Wyniki badań z lat 1959 do 1961 opublikowałem w dwóch krótkich opracowaniach (W. Sikora, 1962a, 1962b). Były one głównie poświęcone stosunkowi płaszczowiny magurskiej do pienińskiego pasa skałkowego. W latach 1965—1967 zająłem się zagadnieniem transgresji eocenu w obszarze pienińskiego pasa skałkowego. Wstępne wyniki tych badań przedstawiam w obecnym opracowaniu¹.

Historia badań zagadnienia transgresji eocenu w pienińskim pasie skałkowym jest zarazem historią badań i poglądów na budowę i historię geologiczną tego skomplikowanego górotworu. W Polsce historia ta została przedstawiona w kilku syntetycznych pracach przez czołowego badacza pasa skałkowego doby współczesnej K. Birkenmajera, zwłaszcza w jego pracach z 1958, 1960, 1965 r. Wszystkie syntetyczne koncepcje od czasów V. Uhliga (1891, 1907) aż do czasów najnowszych (K. Birkenmajer, 1965; H. Swidziński, 1962; M. Książkiewicz, J. Samszonowicz, E. Rühle, 1965) przedstawiające rozwój geotektoniczny pienińskiego pasa skałkowego przyjmowały jako fakt udowodniony transgresję eocenu na wcześniej sfałdowanych względnie wynurzonych bez sfałdowania seriach skałkowych.

W 1962 r. (W. Sikora, 1962b) wyraziłem pogląd, że utwory paleogeniczne występujące w obrębie pienińskiego pasa skałkowego są elementem obcym dla niego i że należą do nasuniętej „wstecznie” ku południowi płaszczowiny magurskiej. Pogląd ten spotykał się z krytyką K. Birkenmajera (1965), który pisał między innymi:

„Sikora skłonny jest uznać wszystkie utwory paleogenu typu magurskiego, występujące w obrębie pasa skałkowego Polski, za elementy obce, nasunięte na utwory mezozoiczne pasa skałkowego. Wniosek, który w przypadku poparcia dowodami miałby zasadnicze konsekwencje, pozostaje jednak w sprzeczności z obserwacjami autora, któremu są znane liczne punkty występowania dolnoeocenijskich warstw złatniańskich (południowa facja warstw szczawnickich) w transgresywnym kontakcie na utworach jury i kredy skałkowej (por. Birkenmajer 1954, 1958)”.

¹ Większość wyników przedstawionych w niniejszym opracowaniu zreferowałem w grudniu 1967 r. na posiedzeniu naukowym w Oddziale Karpackim IG. Streszczenie referatu zostało opublikowane (W. Sikora, 1968c).

Utwory paleogeńskie w pienińskim pasie skałkowym są zgrupowane w dwóch obszarach. Pierwszy z nich występuje na SE i SW od Szczawnicy. W czasie badań w latach 1959 do 1961 miałem możliwość stwierdzić, że paleogen ten jest reprezentowany głównie przez warstwy magurskie, co jest zgodne z poglądami K. Birkenmajera (1965) i innych autorów. Z tym zastrzeżeniem, że zarówno K. Birkenmajer, jak i inni autorzy przyjmują, że występujące tutaj warstwy magurskie stanowią najmłodsze ogniwo paleogeńskiego zespołu, który ma leżeć transgresywnie na sfałdowanych przed paleogenem seriach skałkowych. Ja natomiast wyraziłem pogląd (W. Sikora, 1962a, b), że ten paleogeński zespół warstw jest nasunięty od północy na serie skałkowe, czyli że jest elementem allochtonicznym dla

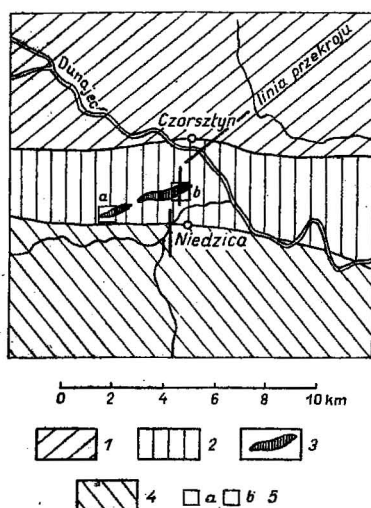


Fig. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań (szkic geologiczny oraz linia przekroju, wg K. Birkenmajera, 1959)

Situation sketch of the area of study (geological sketch and cross section lines according to K. Birkenmajer, 1959).

1 — płaszczowina magurska; 2 — pieniński pas skałkowy; 3 — paleogen zlatniański; 4 — fliż podhalański; a — obszar badań w okolicy Łapsz Niżnych; b — obszar badań na Złatnem
1 — Magura nappe; 2 — Pieniny Klippen Belt; 3 — Zlatne Palaeogene; 4 — Podhale flysch; a — area of study in the vicinity of Łapsze Niżne; b — area of study at Zlatne

tych ostatnich. Za ogniwo bezpośrednio podścielające piaskowiec magurski uznałem warstwy inoceramowe (z wkładkami piaskowców typu jar-muckiego), mimo że nie stwierdziłem przejścia w ciągłych odkrywkach, co wyraźnie zaznaczyłem: „While must be admitted that here a direct transition between the Inoceranian Beds and Magura Sandstone has not been determined, the analogy with Gorze seems to imply this transition to exist” (W. Sikora, 1962b). Skrytykowane też było przez K. Birkenmajera wydzielenie przeze mnie dolnokredowych warstw ze Sztolni. Problem warstw ze Sztolni oraz ich stosunek do wydzielonych przez K. Birkenmajera warstw wronińskich będzie przedmiotem osobnej publikacji. Należy jednak dodać, że przybywa coraz więcej danych faunistycznych udowadniających obecność w obrębie strefy tektonicznej, określanej obecnie jako pieniński pas skałkowy, utworów dolnokredowych w facji fliżowej. (Nowe dane na ten temat zawiera niniejszy artykuł oraz prace z 1968 r., W. Sikora, 1968a, b).

Drugie zgrupowanie utworów paleogeńskich występuje na NE i N od Niedzicy, tworząc pasmo Złatnego — Cisówki. Badania skoncentrowałem na tym właśnie obszarze ze względu na to, że rejon Złatnego uznawany jest za klasyczny obszar z rozwiniętą transgresją eoceńską, a ponadto

ujęty jest na szczegółowych mapach geologicznych wykonanych przez K. Birkenmajera (Niedzica i Dursztyn).

W pierwszym etapie badałem wystąpienia paleogenu w paśmie Cisówki — Złatnego szukając miejsc, gdzie w naturalnych odkrywkach można by stwierdzić nie budzący wątpliwości kontakt transgresywny. Miejsca takiego nie znalazłem. Nie mogłem również znaleźć miejsca, gdzie ma występować rysowany przez K. Birkenmajera (1954) kontakt transgresywny między numulitowymi piaskowcami złatniańskimi a malmoneokomem w Skałce Bartuska na N od Niedzicy.

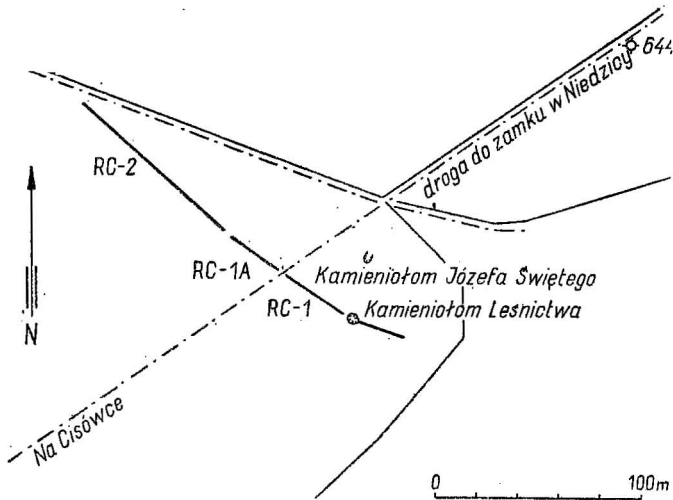


Fig. 2. Szkic sytuacyjny kamieniołomów z piaskowcami złatniańskimi i rowów badawczych na Złatnem
Situation sketch of Zlatne sandstone quarries and of test pits at Zlatne

W celu wyjaśnienia wyżej omawianego zagadnienia wykonano dwa ciągi wkopów. Jeden z nich został usytuowany w północno-wschodniej części pasma Cisówki — Złatnego mniej więcej na linii przekroju opublikowanego przez K. Birkenmajera w 1959 r. (fig. 1, 2). Drugi ciąg szurfów wykonanych w Łapszach Niżnych przeciął w poprzek wąskie pasmo paleogenu na N od Siubienicznej Góry (fig. 1).

PROFIL Z NW NA SE ROWU RC-1

Odcinek 0÷6,7 m. Margle twarde, łupiące się sierpowato, ciemnopopielate i zielonkawopopielate, frakcjonalnie warstwowane. Przypuszczalnie ten typ margli został zaznaczony na mapie przez K. Birkenmajera jako „margle z Łącka”.

Odcinek 6,7÷22,0 m. Pakiet grubo łupiących się, żółtawych margli piaszczystych, zbliżonych do margli z poprzedniego odcinka. Są one jednak bardziej żółte i bardziej miękkie, a na przełomie są matowe. Miejscami występują cienkie wkładki miękkich, żółtawych łupków słabo marglistych.

Odcinek 22,0÷30,0 m. Margle żółtopopielate, twarde, frakcjonalnie warstwowane, przekładane miękkimi żółtozielonawymi łupkami elastycznymi lub słabo marglistymi.

Wyżej opisany kompleks jest tylko nieznacznie zaburzony tektonicznie. Rozciągłość jego wynosi około 40°, warstwy zaś zapadają ku NE pod kątem 20 do 40° przy położeniu odwróconym (frakcjonalne warstwowanie, złupkowacenie). Pobrane próbki wykazały ubogie eoceńskie zespoły aglutynująco-wapienne z *Haplophragmoides walteri* Grzyb. i *Globigerina* cf. *yeugaensis*².

Odcinek 30÷45 m. Pakiet gruboławicowych piaskowców zlatniańskich (ich opis petrograficzny i litologiczny był wielokrotnie podawany w literaturze, np. K. Birkenmajer, 1958, podkreślam więc tylko ich cechy sedimentacyjne). Pakiet składa się z czterech ławic gruboziarnistych piaskowców z odwróconymi hieroglifami, zapadających ku NW (fig. 3). Charakter kontaktu najniższej (stratygraficznie) ławicy piaskowca z podścielającym go (stratygraficznie) łupkiem jest taki, jaki możemy obserwować na setkach przykładów z fliszu karpackiego. Na nie zaburzonej warstwie łupku leży 1,5-metrowej miąższości piaskowiec z wyraźnym frakcjonalnym uwarstwieniem. Na dolnej powierzchni ławicy widoczne są wyraźne hieroglify mechaniczne o typie pogrążów. Ławica piaskowca w swej dolnej części zawiera porwaki nieotoczonych łupków zielonkawożółtych, twardych. Fragmenty łupków mają długość do 10 cm, przy grubości 2 cm. Na elementy litoklastyczne składają się głównie kwarcie, rozmaitego typu wapienie oraz egzotyczne skały krystaliczne. Piaskowiec zawiera nieliczne numulity. Grubość ziarna w spągowych partiach ławicy dochodzi do 5 mm, w stropowych partiach zaś do 3 mm. Na ławicy tej leży, bez pośrednictwa łupków, druga ławica gruboziarnistego piaskowca o grubości 1,5 m, o wyraźnym frakcjonalnym uwarstwieniu. Podobnie jak pierwsza zawiera ona w dolnej części ostrokrędziste porwaki łupkowe. Grubość ziarna w spągu ławicy dochodzi do 4 mm, w stropie — do 2 mm. Na tej drugiej ławicy leży 1,3-metrowej grubości ławica frakcjonalnie warstwowanego piaskowca z porwakami łupkowymi w spągu. Grubość ziarna w spągowej części ławicy dochodzi do 4 mm, a w stropowej do 3 mm. Elementy litoklastyczne w drugiej i trzeciej ławicy są takie jak w pierwszej. W omawianej ławicy występują liczne numulity³. Występuje tutaj III karpacki zespół dużych otwornic z *Nummulites planulatus* Lamk. Zespół ten dokumentuje dolnoeoceński wiek piaskowców zlatniańskich (F. Bieda et al., 1963). Opisaną ławicę przykryta jest przez 1,5-metrowej miąższości ławicę drobnoziarnistego piaskowca o charakterystycznej płytowej oddzielności (grubość płyt 5—10 cm). Na powierzchniach ławicy występują blaszki muskowitu i detrytus roślinny. Ławica wykazuje wyraźne frakcjonalne uwarstwienie. Przechodzi stopniowo ku górze z żółto wietrzejący mułowiec wapienisty. Nad mułowcem leży kompleks (1 m) piaszczystych mułowców z dwiema wkładkami żółto wietrzejących drobnoziarnistych piaskowców hieroglifowych. Hieroglify wskazują na odwrócone położenie ławic, co jest zgodne z frakcjonalnym uwarstwieniem w gruboławicowych piaskowcach (fig. 3). Ponieważ piaskowce gruboławicowe leżą bezpośrednio na sobie bez przelawień łupków, całość można więc traktować jako 5,8-metrowej grubości ławicę z przerywanym frakcjonalnym uwarstwieniem.

Odcinek 45÷60 m. Kompleks (ok. 6 m) grubo łupiących się popielatozielonawych margli z cienkimi wkładkami łupków żółtozielonawych, ilastych lub słabo marglistych. Kompleks ten nie zawiera wkładek piaskowców.

Odcinek 60÷66 m. Margle (1 m) dość miękkie, szarozielone, o niewyraźnej łupliwości, przykryte cienką ławicą (15 cm) żółto wietrzejącego wapienia piaszczystego

² Wszystkie oznaczenia mikrofauny wykonała mgr J. Blatcher.

³ Numulity z piaskowców zlatniańskich pasma Ciszówki-Zlatnego zostały oznaczone przez prof. F. Biedę.

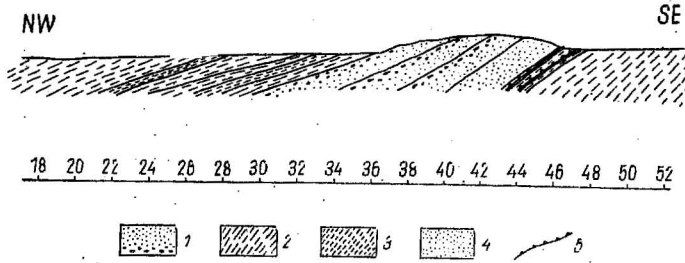


Fig. 3. Sytuacja geologiczna piaskowców zlatniańskich w rowie RC-1

Geological situation of the Zlatne sandstones in test pit RC-1

1 — gruboławicowe piaskowce zlatniańskie; 2 — margle ciemnopopielate i żółtozielonawe, gruboławicowe, frakcjonalnie warstwowane; 3 — łupki żółtozielonawe ilaste lub słabo margliste; 4 — piaskowce drobnoziarniste; 5 — położenie hieroglifów

1 — thick-bedded Zlatne sandstones; 2 — dark ashen-grey, and yellow-greenish, thick-bedded marls with graded bedding; 3 — yellow-greenish clayey or slightly marly shales; 4 — fine-grained sandstones; 5 — situation of hieroglyphs

(fig. 3), która z kolei przykryta jest przez grubo łupiące się margle. Na marglach tych kończy się profil rowu RC-1.

W warstwach margli leżących na (stratygraficznie) piaskowcach zlatniańskich występują ubogie eoceńskie zespoły aglutynująco-wapienne. W pobranej próbce (2 M/67) obok eoceńskich gatunków globigeryn takich, jak *Globigerina yeugaensis* W. et Ap., *Globigerina linaperta* Finlay i numulita zostały stwierdzone (zniszczone) jedno- i dwulistawkowe globotrunkany, które występują tutaj oczywiście na drugorzędym złożu.

Wyżej opisany profil rowu RC-1 dostarcza bezspornych dowodów na to, że występujące tutaj piaskowce zlatniańskie nie są utworami transgresywnymi, ale reprezentują jedynie wkładkę we fliszowej serii.

Na mapie opracowanej przez K. Birkenmajera (Niedzica), na północ od wschodniego zakończenia paleogeńskiego płata Zlatnego, zostały zaznaczone utwory aalenu fliszowego, należącego do jednostki braniskiej, z którymi warstwy zlatniańskie miały być w transgresywnym kontakcie (patrz także przekrój geologiczny przez pieniański pas skałkowy wg K. Birkenmajera z 1959 r.). Dalej ku zachodowi warstwy zlatniańskie miały kontaktować transgresywnie z pstryimi marglami i warstwami sromowieckimi, należącymi do jednostki czorsztyńskiej. W celu wyjaśnienia stosunku paleogenu zlatniańskiego do wyżej wymienionych utworów wykonano rowy RC-1A i RC-2 o łącznej długości 116 m (fig. 2).

PROFIL ROWU RC-2

Odcinek 0-21 m. Kompleks fliszowy przypominający warstwy inoceramowe (nazwy tej będę używał w dalszym ciągu opisu dla określenia tego typu warstw). Są to popielatożółte i zielonawożółte łupki margliste lub słabo margliste z wkładkami drobnoziarnistych, żółto wietrzejących, silnie wapnistych piaskowców. Piaskowce są miejscami skorupowe, a na części ławic można obserwować przekątne uwarstwienie.

nie. Warstwy te są drugorzędnie prześladowane, jednakże większość upadów skierowana jest ku południowi, hieroglify zaś pokazują ułożenie normalne (od N). W warstwach tych występują zespoły aglutynujące z liczną *Cystamina subgaleata* V a s. oraz *Marsonella crassa* (górna kreda — paleocen). Występują tutaj również na drugorzędnym złożu rotalipory i dwulistewkowe globotrunkany.

Odcinek 21÷26 m. Na warstwach inoceramowych leży bardzo interesujący zespół warstewek (od dołu do góry, cyfry w nawiasach oznaczają miąższość): żółtozielonawe łupki margliste (50 cm); czerwone łupki margliste (50 cm); czarne łupki przepojone tlenkami manganu (2 cm); zielone łupki margliste (10 cm). Nad zielonymi łupkami leży zaburzony (blisko 2,5 m grubości) pakiet czarnych, ilastych i marglistych łupków z wkładkami cienko- i średnioławicowych, drobnoziarnistych piaskowców (na mokro prawie czarnych), poprzecinanych strzałką kalcytową. Stwierdzono tu ubogie zespoły aglutynujące, mogące wskazywać na paleocen, z *Cystamina subgaleata* V a s. i *Recurvoides walteri* G r z y b. oraz występujące na drugorzędnym złożu rotalipory i dwulistewkowe globotrunkany.

Odcinek 26÷41 m. Czarne łupki przykryte przez zaburzone warstwy typu warstw inoceramowych, jednakże piaskowce mają tutaj odcień zielonawy. Na nich leży cienka, zaburzona warstwa gstrych, a następnie czarnych łupków. Daje się tu zaobserwować strefa kontaktu tektonicznego; od 41 metra zaczyna się kompleks warstw inoceramowych mniej lub bardziej zaburzonych, w których dużą rolę odgrywają kilkumetrowe wkładki margli szarych, miejscami piaszczystych (można w nich obserwować ziarna kwarcu do 1 mm średnicy), charakterystycznie smugowanych.

Odcinek 41÷70 m. Szare, smugowane margle z nielicznymi wkładkami cienkoławicowych, silnie wapnistych piaskowców (wapieni piaszczystych ?) typu inoceramowego. Na 70 metrze występuje wśród szarych margli 30 cm wkładka fioletowoczerwonych margli (czerwony kolor jest nierówno rozmieszczony wśród szarej masy marglu tak, że miejscami margle są plamiste). Mikrofauna z odcinka 26—70 m nie została dotychczas opracowana.

Odcinek 70÷90 m. Silnie zaburzone margle szare, smugowane, z rzadkimi wkładkami piaskowców o typie inoceramowym, z którymi kontaktują (na 90 metrze) czarne łupki z cienkoławicowymi, ciemnymi piaskowcami.

PROFIL ROWU RC-1A (od NW)

Odcinek 0÷3 m. Margle żółtoszare, smugowane (o miąższości 2 m), przykryte przez charakterystyczny zespół warstewek (od dołu ku górze — stratygraficznie): czarne, laminowane mułowce (o miąższości 15 cm), laminy o grubszym ziarnie dochodzą do 0,5 cm grubości; szarozielonawe łupki margliste (20 cm); w górnej części (3 cm) ławica ciemnopopielatego, drobnoziarnistego piaskowca, na mokro prawie czarnego.

Odcinek 3÷14 m. Silnie zaburzone warstwy inoceramowe, na 11 metrze przykryte przez (30 cm miąższości) czarne łupki. Między 12 a 14 metrem brekcja złożona z czarnych łupków, warstw inoceramowych i margli zielonawopopielatych, twardych.

Odcinek 14÷26 m. Margle zielonawopopielate i żółtopopielate, twarde, grubo łupiące się, z dwiema cienkimi wkładkami drobnoziarnistego piaskowca przekątnie uwarstwionego. Mikrofauna z wyżej omówionego odcinka rowu nie została jeszcze opracowana. Na odcinku mniej więcej do 18 m warstwy zapadają ku SE, następnie leżą płasko, przy końcu rowu zapadają ku NW. Seria jest więc tutaj odwrócona, co jest udokumentowane hieroglifami; twarde margle tworzą na tym odcinku fałszywą synklinę. Jądrowa partia tej fałszywej synkliny jest wypełniona miękkimi żółtozielonymi marglami. W grubo łupiących się marglach występują ubogie eocen-

skie zespoły aglutynujące oraz rotalipory i globotrunkany występujące na drugorzędnym złożu.

Na podstawie materiałów uzyskanych z dwu opisanych rowów można wnioskować, że piaskowce złatniańskie występują w postaci wkładek sedymentacyjnych wśród grubo łupiących się margli ciemnopopielatych. Ustalenie kompletnego profilu litologiczno-stratygraficznego utworów stwierdzonych w rowach RC-1, RC-2 i RC-1A jest trudne. Najstarszymi utworami są tu niewątpliwie warstwy typu inoceramowego, które reprezentują wiek górnokredowo-paleoceński. Grubsze pakiety szarych margli smugowanych, występujące jako wkładki, zajmują niższą pozycję w tym ogniwie.

Cienka ławica czerwonych łupków oddziela warstwy typu inoceramowego od wyżej leżących czarnych łupków z ciemnymi piaskowcami strzałkowymi. Przypisano im wiek paleoceński ze względu na położenie w profilu oraz na podstawie występującej w czarnych łupkach mikrofauny z *Cystamina subgaleata* V a s. (Czarne łupki ze strzałkowymi piaskowcami K. Birkenmajer (1960) zaliczył do aalenu fliszowego. Obecność w tych utworach gatunku *Cystamina subgaleata* V a s. wyklucza ich jurajski, jak również dolnokredowy wiek). Należy więc być bardzo ostrożnym w interpretacji „czarnych utworów” występujących w obrębie pienińskiego pasa skałkowego. Mogą one reprezentować albo jurę skałkową, albo magurskie warstwy ze Sztolni, albo wreszcie paleocen serii złatniańskiej lub fliszową dolną kredę tej serii.

Najmłodszym ogniwem są ciemnopopielate margle z wkładkami piaskowców złatniańskich. W badanym przekroju utwory te kontaktują tektonicznie z ciemnymi łupkami. Fakt, że wśród ciemnopopielatych margli występują wkładki szarych smugowanych margli (bardzo podobnych do tych, które występują w opisanych powyżej warstwach typu inoceramowego) oraz fakt, że w piaskowcach złatniańskich występuje dolnoeocenska fauna numulitowa (F. Bieda et al., 1963) pozwala przypuszczać z dużym prawdopodobieństwem, że ciemnopopielate margle z wkładkami piaskowców złatniańskich są kolejnym młodszym ogniwem, leżącym na ciemnych łupkach (z wkładkami piaskowców lub bez) paleocenu.

W Łapszach Niżnych na północ od Siubienicznej Góry (lewy stok potoku Słotwiny), wzdłuż drogi idącej mniej więcej równolegle do potoku, wykonano rów badawczy Ła-1. Przecięcie prawobrzeżnego dopływu Słotwiny i wymienionej drogi wypada między 170 a 175 m rowu (fig. 4). Na obszarze tym wg mapy K. Birkenmajera (Niedzica) zaznaczony jest nieduży płat eocenu złatniańskiego, na który składają się (idąc od S): warstwy podmagurskie, czerwone łupki eocenske oraz numulitowe piaskowce i zlepienie transgresyjne. Na północy z płatem eocenu kontaktuje aalen fliszowy jednostki braniskiej. Zachodnie przedłużenie tego eocenu oraz przylegający od południa i północy obszar został przecięty rowem Ła-1 o długości 253 m. Rów ten składa się z dwóch części: odcinka południowego o długości 58 m i północnego o długości 195 m. Dla uzupełnienia można dodać, że w prawobrzeżnym dopływie potoku Słotwiny, o którym była mowa, na mapie opracowanej przez K. Birkenmajera zaznaczone są czerwone łupki eocenske.

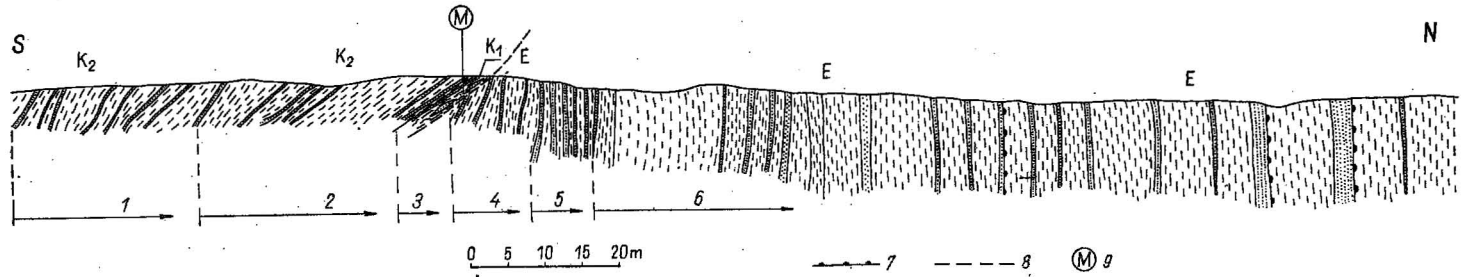


Fig. 4. Schematyczny przekrój części rowu (La-1) w Łapszach Niżnych
Diagrammatic section of test pit (La-1) at Łapsze Niżne

1 — warstwy typu inoceramowego z wkładkami czerwonych marglistych łupków, (górną kredą); 2 — szare smugowane margle, czerwone smugowane margle, czerwone i pstre łupki margliste, wkładki cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców (górną kredą); 3 — czarne łupki z silnie mikowymi piaskowcami (dolną kredą); 4 — pstre łupki łaste z wkładkami szklanych glaukonitowych piaskowców (eocen); 5 — warstwy typu hieroglifowego (eocen); 6 — warstwy z Cisówki z wkładkami piaskowców zlatniańskich (eocen dolny); 7 — położenie hieroglifów; 8 — kontakt tektoniczny; 9 — miejsce pobrania próbki mikrofaunistycznej

1 — beds of Inoceramus type with intercalations of red marly shales (Upper Cretaceous); 2 — grey banded marls, red and variegated marly shales, intercalations of thin-bedded, fine-grained sandstones (Upper Cretaceous); 3 — black shales with strongly micaceous sandstones (Lower Cretaceous); 4 — variegated clay shales with intercalations of glassy glauconite sandstones (Eocene); 5 — beds of hieroglyphic type (Eocene); 6 — beds from Cisówka with intercalations of Zlatné sandstones (Lower Eocene); 7 — situation of hieroglyphs; 8 — tectonic contact; 9 — microfauna sampling site.

PROFIL POŁUDNIOWEGO ODCINKA ROWU Ła-1

Odcinek 0÷25 m. Warstwy typu inoceramowego z cienkimi wkładkami czerwonych łupków marglistych zapadających ku S.

Odcinek 25÷40 m. Szare margle smugowane z wkładkami margli rdzawoczerwonych i niezliczonymi wkładkami silnie wapnistych piaskowców drobnoziarnistych, cienkoławicowych (wapienie piaszczyste?).

Odcinek 40÷50 m. Rdzawoczerwone łupki margliste.

Odcinek 50÷55 m. Cienkopłytkowe piaszczyste łupki margliste i mułowce podścielone (2—4 cm) warstwą jasnozielonych łupków typu „łupków gołąbkowych” (górna kreda), tj. takich, jakie spotyka się na granicy między „czarną” i „czerwoną” kredą w Karpatach fliszowych (L. Koszarski, W. Nowak, K. Żytko, 1959).

Odcinek 55÷58 m. Czarne, zaburzone łupki z ciemnymi, silnie mikowymi piaskowcami (dolna kreda).

Wiek dolnokredowy (apt-alb) tego „czarnego fliszu”, który K. Birkenmajer (1958) zaliczył do aalenu fliszowego, dokumentuje mikrofauna. J. Blaicher stwierdziła, że obok długowiecznych gatunków, np. *Saccamina placenta* (Grzybowski) lub *Calamopsis grzybowski* (Dylażanka) występują tu dolnokredowe otwornice: *Haplophragmoides* cf. *gigas minor* Nauss (kilka egzemplarzy), *Verneullinoides* ex. gr. *neocomiensis* (Mjatluk) (kilka egzemplarzy), *Verneullinoides subfiliformis* (Bartenstein) (kilka egzemplarzy), *Plactorecurvoides irregularis* Geröch (kilka egzemplarzy) oraz *Trochammina vocontiana* Moulade (liczna).

Odcinek 56,5 do 58 m reprezentowany jest przez brekcję tektoniczną, w której wymieszane są czarne łupki i piaskowce młkowe z leżącymi niżej czerwonymi łupkami eoceńskimi. Całość odcinka jest mniej lub bardziej zaburzona, warstwy zapadają ku południowi pod zmienionymi kątami.

PROFIL PÓŁNOCNEGO ODCINKA ROWU Ła-1

Odcinek 58÷70 m. Czerwone i zielone łupki ilaste z wkładkami cienko- i średnioławicowych piaskowców silnie glaukonitowych, miejscami szklistych.

Odcinek 70÷81 m. Warstwy typu hieroglifowego; brudnozielone piaskowce cienkoławicowe z wkładkami zielonych i siwych łupków ilastych lub słabo wapnistych.

Odcinek 81÷95 m. Żółtopopielate i zielonawopopielate margle, grubo łupiące się, bez wkładek piaskowców.

Odcinek 95÷105,5 m. Pakiet drobno- i średnioziarnistych piaskowców średnio- i gruboławicowych, zielonkawych lub jasnopopielatych, rozpadających się płytowo. Na powierzchniach płyt widoczny jest liczny detrytus roślinny. Między piaskowcami występują wkładki siwych, słabo marglistych łupków typu belowskiego.

Odcinek 105,5÷110 m. Warstwa siwopopielatych łupków typu belowskiego.

Odcinek 110÷137,5 m. Żółtozielonawe i ciemnopopielate łupki, grubo łupiące się, żółtozielonawe margle z pojedynczymi wkładkami zielonawych piaskowców muskowitowych.

Odcinek 137,5÷168,3 m. Żółtozielonawe łupki wapniste oraz grubo łupiące się margle żółtozielonawe i szaropopielate, z wkładkami ciemnopopielatych łupków marglistych, z pojedynczymi cienko- i średnioławicowymi piaskowcami typu zlatniańskiego.

Odcinek 168,3÷170 m. Ławica gruboziarnistego piaskowca z numulitami; wyrażne frakcjonalne uwarstwienie. Na dolnych powierzchniach występują mechano-glify typu pograżów. Ziarno w spągu ławicy dochodzi do 3 mm grubości, w stropie tylko do ułamków milimetra.

Odcinek 170÷179 m. Żółtopopielate, grubo łupiące się margle oraz ciemnopopielate, grubo łupiące się margle z wkładkami ciemnopopielatych łupków słabo marglistych. Kontakt wyżej opisanej ławicy piaskowca z podścielającym go marglem jest typowym kontaktem fliszowego piaskowca z podścielającym go łupkiem.

Odcinek 179÷181,3 m. Gruboziarnisty piaskowiec zlatniański z numulitami, z wyraźnym frakcjonalnym uwarstwieniem. Ku stropowi przechodzi w piaszczyste mułowce, które z kolei przechodzą w grubo łupiące się margle. Na dolnej powierzchni ławicy występują wyraźnie mechanoglify typu pogrążów. Grubość ziarna w spagowej części ławicy dochodzi do 3 mm.

Odcinek 181,3÷202 m. Komplet grubo łupiących się margli, żółtozielonkawych i ciemnopopielatych, z wkładkami ciemnopopielatych, słabo marglistych łupków. Na 188 metrze występuje 30 cm grubości ławica piaskowca zlatniańskiego.

Odcinek 202÷213 m. Cienkoławicowy flisz typu inoceramowego (ławice drobnoziarnistych piaskowców dochodzą do 10 cm grubości) z dwiema wkładkami (po 40 cm grubości) średnioziarnistego piaskowca zlatniańskiego.

Odcinek 213÷223 m. Cienkoławicowy flisz typu inoceramowego; w stosunku do poprzedniego odcinka przeważają łupki.

Odcinek 223÷231 m. Grubo łupiące się łupki margliste i margle żółtozielonkawe oraz ciemnopopielate, słabo wapniste łupki. Nie zawierają wkładek piaskowcowych. Ten pakiet przykryty jest cienką warstwą słabo marglistych łupków.

Odcinek 231÷235 m. Żółtoszare łupki margliste z cienką wkładką czerwonych łupków słabo marglistych.

Odcinek 235÷245 m. Żółtoszare, czarne i czerwone łupki, silnie zmięte tektonicznie. Czarne łupki kontaktują z wapieniem jurajskim, który, być może, występuje tutaj w formie olistolitu.

Odcinek 245÷250 m. Szare i czerwone margle smugowane z różnej wielkości olistolitami skał jurajskich i górnokredowych (rozpoznano: wapienie rogowcowe, wapienie nadposidoniowe, margle posidoniowe oraz czerwone i zielone margle twarde typu puchowskiego).

W północnym odcinku rowu Ła-1 warstwy stoją prawie pionowo, są słabo zaburzone z wyjątkiem odcinka rowu między 225 i 250 m, gdzie dają się obserwować silne zaburzenia tektoniczne. Tutaj też stwierdzono liczne brekcje tektoniczne. Nie zaburzony jest odcinek, w którym występują gruboławicowe piaskowce zlatniańskie, tkwiące jako wkładki sedymentacyjne wśród grubo łupiących się margli (fig. 4). Rów Ła-1 nie dotarł do głównej masy wapieni jurajskich serii braniskiej (nie można było niszczyć rosnącego na tym odcinku młodego lasu).

Rów Ła-1 wykonany w Łapszach Niżnych potwierdził więc wyniki uzyskane z rowu RC-1 w Zlatnem. W Łapszach Niżnych stwierdza się więc również bez jakiegokolwiek wątpliwości, że piaskowce zlatniańskie tworzą wkładki sedymentacyjne.

Na południe od płatu paleogenu zlatniańskiego w Łapszach Niżnych według mapy K. Birkenmajera (Niedzica i Dursztyn) występuje (300 do 400 m szerokości) pas warstw sromowieckich (emszer — santon), wśród których w jądrach drugorzędnych antyklin mają występować utwory oznaczone na mapie jako margle zielone, czerwone i pstre. Pas ten kontaktuje od południa z utworami fliszu podhalańskiego.

W celu określenia stosunku utworów tego pasa (należy do niego również południowy odcinek rowu Ła-1) do badanych przeze mnie utworów

paleogeńskich i kredowych serii zlatniańskiej, leżących na różnych ogniwach serii skałkowych, skartowałem dwa potoki przecinające wyżej wymieniony pas: potok Ku Umarłym i potok Międzyhombark.

W pasie tym, oznaczonym głównie jako warstwy sromowieckie, udało się wydzielić następujące ogniwia (od starszych ku młodszym): 1 — czarne łupki z silnie mikowymi piaskowcami (dolna kreda); 2 — szare i czerwone margle smugowane i łupki margliste oraz szare mułowce z rzadkimi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych; 3 — cienkoławicowy flisz typu inoceramowego z wkładkami czerwonych łupków; 4 — cienkopłytkowe, szare margle i mułowce (górna kreda); 5 — gruboławicowe, drobno- i średnioziarniste piaskowce strzałkowe typu inoceramowego (miaższść poszczególnych ławic może dochodzić do półtora metra) z cienkimi wkładkami szarżółtych i żółtozielonawych łupków marglistych (górna kreda — paleocen). W górnej części tych ostatnich pojawiają się również wkładki siwoniębieskawych łupków typu beloweskiego; 6 — kilkumetrowej miaższości szare margle (paleocen?); 7 — cienkoławicowy flisz, składający się z zielonych piaskowców (eocen) i kostkowo łupiących się, brudnozielonawych piaskowców (eocen). Te ostatnie warstwy w obu wyżej wymienionych potokach kontaktują tektonicznie (wyrażna strefa brekcji) z czerwonymi marglami typu puchowskiego i z wapieniami warstw nadposidoniowych, należących wg K. Birkenmajera (1960) do jednostki braniskiej. Wyżej opisane gruboławicowe piaskowce (5) z cienkimi wkładkami łupków, a także przykrywające je szare margle (6) zawierają aglutynującą mikrofaunę górnej kredy — paleocenu, z licznie występującym gatunkiem *Cystammina subgaleata* V a s. oraz rotaliporami i globotrunkanami, które są tutaj na drugorzędnym złożu. W wyżej leżącym cienkoławicowym fliszu hieroglifyowym stwierdzono ubogie aglutynujące zespoły o charakterze eocenijskim oraz parę źle zachowanych egzemplarzy planktonicznych form, przypuszczalnie należących do rodzaju *Globorotalia*. Oprócz tego występują tutaj, również na drugorzędnym złożu, rotalipory i globotrunkany.

Kompleks gruboławicowych piaskowców (5) tworzy pas wzgórz ciągnących się wzdłuż południowej granicy pienińskiego pasa skałkowego między Dunajcem (granica Państwa) i potokiem Sprzycne — na zachodzie.

UWAGI OGÓLNE I WNIOSKI

Przedstawione wyniki badań rozstrzygają w sposób jednoznaczny, jak mi się wydaje, problem transgresji eocenu na utworach mezozoicznych pienińskiego pasa skałkowego, które wg K. Birkenmajera (1965) miały być sfałdowane i wynurzone w fazie laramijskiej⁴.

Piaskowce zlatniańskie nie leżą w transgresji i nie reprezentują facji transgresywnej, ale tworzą wkładki sedymentacyjne w grubo łupiących się twardych marglach. Dla piaskowców zlatniańskich i wyżej wymienio-

⁴ To samo dotyczy również, w mojej opinii, problemu transgresji piaskowców Jarmuckich na starszym wynurzonem i erodowanym przed transgresją podłożu skałkowym. Nie ma w tej chwili w polskiej części pasa skałkowego bezspornych dowodów, na podstawie których można by przyjąć bez zastrzeżeń powszechnie przyjętą tezę o transgresji piaskowców Jarmuckich.

nych margli proponuję nazwę warstw z Cisówki, dla serii fliszowej, z którą warstwy z Cisówki pozostają w łączności sedymentacyjnej (w stropie i spagu), proponuję nazwę serii zlatniańskiej.

Należy podkreślić, że mimo przyjmowanej transgresji eocenu na pienińskim pasie skałkowym, ani w literaturze geologicznej polskiej ani czechosłowackiej nie został szczegółowo opisany kontakt transgresywny utworów paleogenu skałkowego ze sfałdowanym mezozoicznym podłożem.

Konsekwencje stwierdzenia, że nie istnieje transgresywnne załęganie utworów eocenu na seriach skałkowych, są daleko idące i dotyczą zarówno budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego, jak i jego tektonogenezy. Zanim przejdę do omówienia niektórych z tych konsekwencji, chcę zwrócić uwagę na nowo powstałe zagadnienia dotyczące serii zlatniańskiej. „Warstwy zlatniańskie” są uważane przez K. Birkenmajera (1965) i innych badaczy za południową odmianę warstw kluszkowskich (paleocen — dolny eocen), należących do inwentarza stratygraficznego serii magurskiej. Obie te warstwy K. Birkenmajer połączył i oznaczył jako warstwy szczawnickie. Takie postawienie sprawy jest konsekwencją przyjęcia tezy, że na sfałdowane w fazie laramijskiej mezozoiczne utwory skałkowe transredował paleogen magurski i że w ten sposób basen serii skałkowych został w paleogenie włączony w obręb basenu magurskiego. „Warstwy zlatniańskie”, jak to starałem się wykazać, nie należą jednak do serii magurskiej (jak wspomniane na początku tej pracy utwory paleogenu z okolicy Szczawnicy), lecz do odrębnej serii zlatniańskiej, której profil stratygraficzno-litofacjalny różni się zasadniczo od profilu serii magurskiej. Cechami charakterystycznymi serii zlatniańskiej są: a) obecność w górnej kredzie pstrych łupków marglistych i margli z *Uvigerinamina jancoi* (Maizon) oraz szarych margli smugowanych (taki typ utworów nie jest znany z płaszczowiny magurskiej); b) obecność silnie wapnistego fliszu ogólnie o typie warstw inoceramowych, różniącego się jednak zdecydowanie, głównie większą marglistością, od warstw inoceramowych jednostki magurskiej; c) występowanie w paleocenie czarnych łupków z ciemnymi, strzałkowymi piaskowcami; d) obecność warstw z Cisówki, w których jako wkładki sedymentacyjne występują gruboławicowe, gruboziarniste i zlepieńcowate piaskowce zlatniańskie (kartowane przez K. Birkenmajera jako facja transgresywna). Ponadto zwraca uwagę tutaj występowanie czerwonych łupków eocenских, które nie są znane z najbardziej południowych partii płaszczowiny magurskiej (z wyjątkiem serii rychwałdzkiej). Bardzo ważną cechą odróżniającą serię zlatniańską od serii magurskiej jest także obecność w utworach górnej kredy — paleocenu i w wyżej leżących utworach paleogenu licznych rotalipor i globotruncan, występujących na drugorzędym złożu.

Tak więc podobieństwa facjalne z serią magurską są tutaj małe. Z drugiej strony paleogen serii zlatniańskiej pasma Cisówki — Złatego wykazuje wyraźne pokrewieństwa z wyżej opisanym pasem górnokredowo-paleogeńskim ciągnącym się między kontaktem z fliszem podhalańskim a seriami skałkowymi. Wiele faktów wskazuje na to, że korzeni czapki tektonicznej, jaką tworzy pasmo Cisówki — Złatego, należy szukać nie na północy — jak to przypuszczałem w 1962 r. wiążąc „warstwy zlatniań-

skie” z serią magurską — ale na południu, w obszarze między fliszem podhalańskim i seriami skałkowymi⁵.

Wyżej wspomniany górnokredowo-paleoceński pas, w którym występują gruboławicowe, grzbietotwórcze piaskowce (przy kontakcie z fliszem podhalańskim), stanowiłby bardziej południową i bardziej gruboławicową fację serii zlatniańskiej w stosunku do tej, która występuje w postaci czapek tektonicznych. Byłaby to więc południowa seria zlatniańska, która dzisiaj jest zaklinowana tektonicznie między Karpaty wewnętrzne a serie skałkowe. Tworzyłaby ona razem z północną serią zlatniańską, która leży dzisiaj w postaci czapek tektonicznych na seriach skałkowych, serię zlatniańską *sensu lato* nasuniętą przypuszczalnie od południa na serie skałkowe jako jednostka zlatniańska.

Główne konsekwencje wynikające z faktu nieistnienia transgresji eoceńskiej na utworach skałkowych i umiejscowienia obszaru sedymentacji serii zlatniańskiej na południe od obszaru sedymentacji serii skałkowych są następujące:

a. Obecność po południowej stronie geantykliny skałkowej, w kredzie i paleogenie rowu fliszowego, zlatniańskiego, w którym istniała ciągłość sedymentacyjna między utworami górnokredowymi a paleogeńskimi, a po północnej stronie tej geantykliny paleogeńskiego rowu jednostki rychwałdzkiej i bardziej północnego rowu jednostki magurskiej, w których istniała również ciągłość między utworami górnokredowymi i paleogeńskimi, wyklucza możliwość, aby faza laramijska przejawiała się w seriach skałkowych jako ruchy fałdujące.

Wiele danych wskazuje na to, że faza laramijska w obrębie geantykliny skałkowej przejawiała się w postaci intensywnych ruchów pionowych. Potwierdza się więc teza wysunięta wcześniej (W. Sikora, 1962a, b; M. Książkiewicz, 1963), że serie skałkowe miały tylko jedną fazę intensywnych ruchów fałdowych — fazę paleogeńską.

b. W obrębie pienińskiego pasa skałkowego na odcinku polskim występowałyby więc dwa typy paleogenu nasuniętego na mezozoiczne utwory serii skałkowych: 1 — paleogen magurski nasunięty „wstecznie” z północy na serie skałkowe; 2 — paleogen serii zlatniańskiej nasunięty z południa na utwory mezozoiczne serii skałkowych.

c. Przyjęcie obecności fliszowego basenu o ciągłej sedymentacji od dolnej kredy⁶ do eocenu, a być może, do oligocenu położonego na południe od obszaru sedymentacyjnego serii skałkowych, nie daje podstawy do uznania pienińskiego pasa skałkowego jako struktury przejściowej między Karpatami wewnętrznymi a zewnętrznymi, przynajmniej w takim sensie, w jakim jest to dzisiaj pojmowane. Biorąc za kryterium fałdowe fazy górotwórcze pieniński pas skałkowy trzeba traktować jako należący

⁵ Uprzednio (W. Sikora, 1962a, b) paleogen pasma Cisówki — Zlatnego zinterpretowałem w prawdzie jako czapkę tektoniczną, ale łączyłem z serią (jednostką) magurską. Dzisiaj ten pogląd rewiduję po bliższym rozpoznaniu rozwoju tej serii i ustaleniu jej inwentarza stratygraficznego.

⁶ Nie jest jeszcze obecnie jasne, co jest ogniwem bezpośrednio starszym od dolnokredowego fliszu jednostki zlatniańskiej. Prawdopodobnie flisz dolnokredowy poprzez łupkowe ogniwo przejściowe przechodzi w zredukowany miąższościowo wapień rogowcowy malmo-neokomu, z którego zbudowana jest między innymi nieduża skałka występująca bezpośrednio na zachód od kontaktu tektonicznego między fliszem dolnokredowym a czerwonymi łupkami eoceńskimi (rów Ła-1, fig. 4).

do Karpat zewnętrznych. Ponieważ piaskowce zlatniańskie nie należą do serii magurskiej, leżą tektonicznie na seriach skałkowych, nie ma w tej chwili podstaw do przyjmowania tezy, że paleogen magurski jest nakładem utworów mezozoicznych pienińskiego pasa skałkowego i że w paleogenie basen skałkowy był częścią basenu magurskiego.

Warto by się zastanowić, jaką rolę w sensie paleogeograficznym i paleotektonicznym odgrywał rów zlatniański. Utwory podobne do serii zlatniańskiej zostały stwierdzone na Myjawskiej Pahorkatinie w Czechosłowacji, w najbardziej południowo-wschodnich partiach pasa skałkowego. Tu również cechą charakterystyczną utworów górnokredowo-paleogennych jest obecność licznych otwornic występujących na drugorzędym złożu (J. Salaj, 1960).

Biorąc pod uwagę pospolitość, a miejscami i masowość występowania otwornic na drugorzędym złożu w utworach jednostki zlatniańskiej, można uważać te utwory za *sui generis* molasę. W takim ujęciu rów zlatniański byłby rowem brzeżnym dla wypiętrzających się na południu Karpat wewnętrznych. Część zawartości tego rowu widzimy dzisiaj w postaci jednostki zlatniańskiej, jednakże główna jego masa musi być ukryta w głębi, to znaczy pod nasunięciem Karpat wewnętrznych.

Hipotezę tę, jak zresztą całe zagadnienie jednostki zlatniańskiej, które wyłoniło się w związku z udokumentowaniem braku transgresji na seriach skałkowych, należy traktować jako hipotezę roboczą, niemniej wydaje się, że należy problem rowu i jednostki zlatniańskiej rozpatrywać i z takiego punktu widzenia, który sprowadza się do pytania: co się stało z materiałem Karpat wewnętrznych usuniętym z nich w okresie między ostatecznym sfałdowaniem i orogenezą a transgresją eocenu?

Rozwiązanie tego zagadnienia, jak i innych zagadnień dotyczących tektogenezy pienińskiego pasa skałkowego będzie pomocne w rozwiązaniu tektogenezy Karpat jako całości. Rozwiązanie zaś tektogenezy Karpat jest jednym z zasadniczych warunków dla właściwego ustawienia planu poszukiwań ropy i gazu ziemnego w Karpatach.

Na zakończenie miło jest mi podziękować Pani mgr J. Blaicher za wstępne oznaczenie próbek mikrofaunistycznych (mgr J. Blaicher przygotowuje obecnie szczegółowe opracowanie mikrofauny serii zlatniańskiej), a Panu mgrowi L. Koszarskiemu za dyskusje dotyczące tematu artykułu i przejrzanie tekstu.

Oddział Karpacki
Instytutu Geologicznego
Kraków, ul. Grzegorzewska 81
Nadesłano dnia 16 grudnia 1968 r.

PIŚMIENNICTWO

- BIEDA F., GEROCH S., KOSZARSKI L., KSIĄŻKIEWICZ M., ŻYTKO K., (1963) — Stratigraphie des Karpates polonaises. Biul. Inst. Geol., 181, p. 1—175. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1953) — Tektonika pienińskiego pasa skałkowego. Region. Geol. Pol., 1, (Karpaty), z. 2 Tektonika, p. 246—305, Pol. Tow. Geol. Kraków.
- BIRKENMAJER K. (1954) — O wieku tzw. margli puchowskich w Pieninach na

- tle stratygrafii osłony pasa skałkowego. Biul. Inst. Geol., 88, p. 1—79. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1958) — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Cz. I—IV. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1959) — Pieniński pas skałkowy. Cykl: Przekroje Geologiczne przez Polskę. Wyd. Geol. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1960) — Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland (Review of latest researches). JB. Geol. B. A., 103, No 1, p. 1—36. Wien.
- BIRKENMAJER K. (1965) — Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35, p. 327—356, nr 3. Kraków.
- KOSZARSKI L., NOWAK W., ZYTKO K. (1959) — W sprawie wieku warstw godulskich. Kwart. geol., 3, p. 127—151, nr 1. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1963) — Evolution structurale des Karpathes polonaises. Livre a la mem. Prof. P. Fallot, 2, Soc. Geol. France. p. 529—562. Paris.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RÜHLE E. (1965) — Zarys Geologii Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- SALAJ J. (1960) — Predbežna zpráva k mikrobiostratigrafii Gosauskej Kriedy a Paleogenu Myjawskej Pahorkatiny. Geologické práce, Zprávy. 18. p. 119—130 Bratislava.
- SIKORA W. (1962a) — Nowe dane o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Szczawnicy. Kwart. geol., 6, p. 805—806, nr 4. Warszawa.
- SIKORA W. (1962b) — New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol., géogr., 10, p. 205—211, No 4. Varsovie.
- SIKORA W. (1968a) — Pieniny Klippen Belt. International Geological Congress, XXVIII Session, Prague. Guide to excursion No C-44 „Geology of the Polish Flysch Carpathians”, p. 39—41. Warsaw.
- SIKORA W. (1968b) — Przyczynek do znajomości kredy w „pienińskiej” serii magurskiej. Kwart. geol., 12, p. 457—458, nr 2. Warszawa.
- SIKORA W. (1968c) — W sprawie transgresji eocenu w pienińskim pasie skałkowym. Kwart. geol., 12, p. 458—459, nr 2. Warszawa.
- SWIDZINSKI H. (1962) — Sur la forme structurale de la Zone des Klippes Pienines des Karpates. Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. et géogr., 10, p. 133—143, No 3. Varsovie.
- UHLIG V. (1891) — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. 2. Der pieninische Klippenzug. Jb. Geol. Reichsanst., 40, p. 559—824, z. 3—4. Wien.
- UHLIG V. (1907) — Über die Tektonik der Karpathen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 116, p. 871—982, z. 1. Wien.

Вацлав СИКОРА

ПО ПОВОДУ ТРАНСГРЕССИИ ЭОЦЕНА В ПЕНИНСКОЙ УТЕСОВОЙ ЗОНЕ ПОЛЬШИ

Резюме

В 1962 г. я высказал мнение (В. Сикора, 1962), что палеогеновые отложения, залегающие в пределах утесовой зоны на территории Польши, являются для нее посторонними и относятся к опрокинутому надыгу (с С на Ю) Магурского шарьяжа. Этот взгляд подвергся

критике со стороны К. Биркенмаера (1965), который решительно поддержал мнение о трансгрессивном залегании палеогеновых отложений на мезозойских отложениях утесовых серий В целях решения этой проблемы Геологический Институт произвел шурфовые работы на гряде Цисувка-Златно (фиг. 1). Эта территория считается классической для развития трансгрессивных златнянских слоев. Один ряд шурфов был расположен на расстоянии около 1600 м к С от замка в Неднице (фиг. 2, 3), примерно на линии профиля, опубликованного К. Биркенмаером в 1959 г. Другой — пересек полосу палеогена к С от Сьубеничной Горы в Лапшах Нижних (фиг. 4).

Разрезы шурфов в Неднице и Лапшах Нижних показали, что златнянские песчаники не залегают трансгрессивно на смятых в складки утесовых сериях, а являются только седиментационными прослойками среди глинисто-мергелистых отложений. На основании материалов, проанализированных в статье, можно сделать следующие выводы:

1. В настоящее время нет данных, чтобы принять за действительное наличие трансгрессивного залегания палеогеновых отложений на утесовых сериях.

2. Нет данных, чтобы считать златнянские слои южной фацией клушковских слоев, относящихся к магурской серии, что в свою очередь не дает основания считать, что в палеогене утесовый бассейн был включен в седиментационную территорию магурского бассейна.

3. Имеется много данных для предположения, что златнянская серия отложилась к югу от утесовых серий (тем самым я пересматриваю свой взгляд, относящийся к 1962 г., в котором связывал златнянский песчаник с магурским покровом) и что в ней наблюдается седиментационная непрерывность между отложениями мела и палеогена, развитыми в виде флиша. Таким образом нет также оснований считать, что в утесовых сериях происходили складкообразовательные движения ларамийской фазы, которые привели к образованию покровов.

4. Палеогеновые отложения, залегающие в пределах утесового пояса, относятся — с одной стороны предположительно к магурской серии (например окрестности Яворек), опрокинутой к югу на утесовую серию, а с другой — к златнянской серии (единице), надвинутой на утесовую серию, как предполагается, с юга.

Wacław SIKORA

ON THE EOCENE TRANSGRESSION IN THE PIENINY KLIPPEN BELT OF POLAND

Summary

In 1962 (W. Sikora 1962) the author formulated an opinion that the Palaeogene formations, which occur within the Klippen Belt of Poland, are a strange element in this belt, and belong to the Magura nappe, overthrust from the north. This opinion was criticized by K. Birkenmajer (1965), who categorically upheld the thesis that the Palaeogene formations rest transgressively on the Mesozoic formations of the Klippen Belt series. To explain decisively this problem, the Geological Institute has conducted some field works along the zone Cisówka — Zlatne (Fig. 1). This area is thought to be a classical one, as concerns the development of transgressive Zlatne Beds. A series of test pits has been made, about 1600 m north of the castle at

Niedzica (Figs. 2 and 3), approximately along the cross section line published by K. Birkenmajer in 1959. The second series of pits runs across the Palaeogene zone, north of Siubieniczna Góra, at Lapsze Niżne (Fig. 4).

The profiles from the test pits made at Niedzica and Lapsze Niżne have demonstrated that the Złatne sandstones do not rest transgressively on the folded Klippen Belt series, but are only sedimentary intercalations in the clay-marly formations. The following are conclusions which may be drawn on the basis of the materials analysed in this article.

1. At present, no data exist, which may allow us to accept any transgression of the Palaeogene formations on the Klippen Belt series.

2. There are no evidences to consider the Złatne Beds to be the southern facies of the Kluszkowce Beds, which belong to the Magura series. In consequence of this we cannot judge that, at the Palaeogene time, the Klippen Belt basin was within the sedimentary area of the Magura basin.

3. There are numerous evidences to assume that the Złatne series has been laid down south of the Klippen Belt series (thus the author revises his opinion from 1962, according to which the Złatne sandstones were related to the Magura nappe), and that a sedimentary continuity exists in this series between the Cretaceous and Palaeogene formations, developed as flysch deposits. In consequence of this we cannot also assume that the Klippen Belt series were folded during the Laramie activity responsible for the production of nappes.

4. Palaeogene deposits that occur within the Klippen Belt belong, on the one hand, probably to the Magura series overthrust towards the south on the Klippen Belt series (e.g. in the vicinity of Jaworek), and, on the other hand, to the Złatne series (unit) overthrust on the Klippen Belt series probably from the south.