

Wacław SIKORA

## Uwagi o stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich na przedpolu Otrytu między Szewczenkiem a Polaną

### WSTĘP

Temat niniejszy był referowany na Sesji Naukowej Karpackiej Stacji Terenowej I. G. wiosną 1957 r., poświęconej zagadnieniu rozpozniowania warstw krośnieńskich.

Teren opisywany leży na SE od Ustrzyk Dolnych. Został on skartowany przez autora niniejszego opracowania w sezonie letnim r. 1955. W latach trzydziestych bieżącego stulecia został on w całości skartowany przez L. Horwitza, a wyniki opublikowane w r. 1936. L. Horwitz wydzielił w obrębie centralnej depresji karpackiej, na północ od Lutowisk (dzisiaj Szewczenko), dwa regiony facjalne: północno-wschodni, w którym warstwy krośnieńskie podzielono na trzy części oraz region południowo-zachodni, w którym w warstwach krośnieńskich wyróżnia się dwie części. Granica między tymi dwoma regionami biegnie wg L. Horwitza wzdłuż linii Chrewt, Polana, Skorodne.

W badanym przeze mnie terenie podtrzymuję podział na regiony facjalne, wprowadzony przez L. Horwitza. Jedyne region południowo-zachodni (mowa jest naturalnie o terenie objętym moim zdjęciem geologicznym) rozbiłem na dwie strefy facjalne: B i C. Wydzielona przeze mnie strefa facjalna A jest częścią składową regionu północno-wschodniego L. Horwitza (fig. 1).

### STRATYGRAFIA STREFY A

Dolne warstwy krośnieńskie. Najstarszym ukazującym się na powierzchni ogniwem są dolne warstwy krośnieńskie. Zajmują one większą część badanego terenu. Jest to kompleks gruboławicowych piaskowców z podrzędnymi wkładkami łupków i mułowców. Możemy tutaj wyróżnić dwa zasadnicze typy piaskowców.

Pierwszy typ piaskowca występuje w ławicach grubości od 0,5 do 5 m. Składa się głównie ze źle obtoczonych ziarn kwarcu. Ponadto bardzo charakterystycznym składnikiem jest muskowit. Piaskowce te wykazują na ogół uwarstwienie bezładne. Dość trudno jest znaleźć ławice, w których

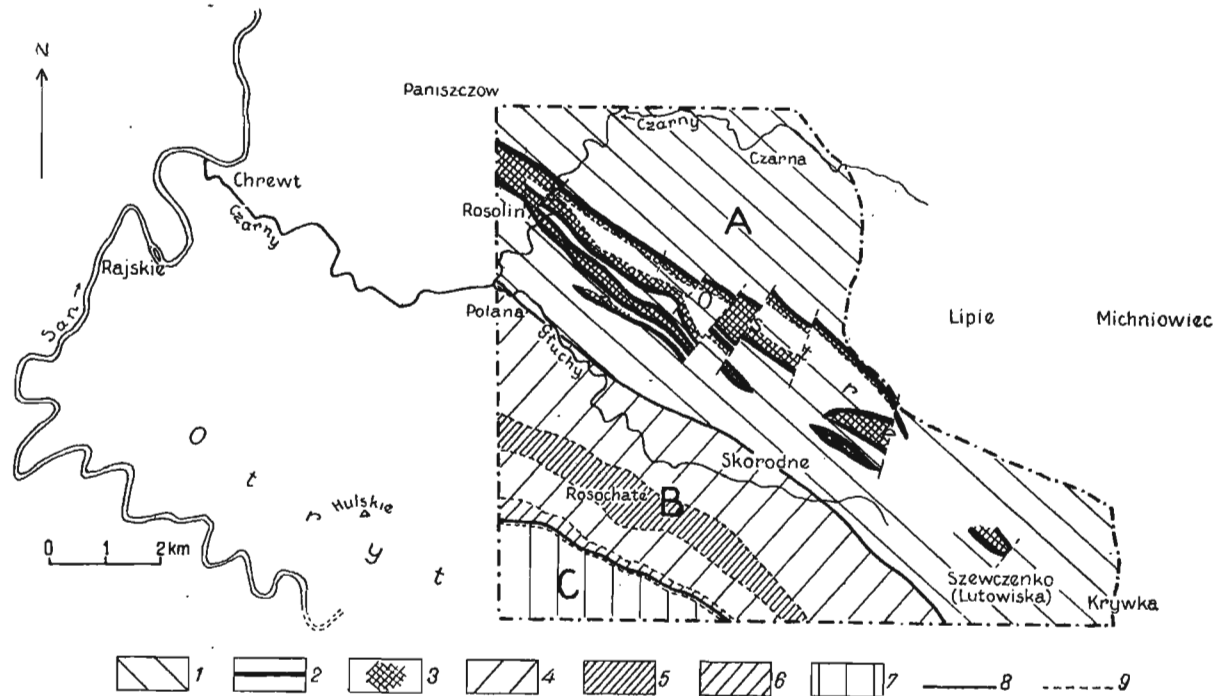


Fig. 1. Szkic geologiczny przedpola Otrytu między Szewczenkiem (Lutowiskami) a Polaną  
Diagrammatic map of the Otryt foreland, between Szewczenko (Lutowiska) and Polana

1 — dolne warstwy krośnieńskie, 2 — poziom piaskowców glaukonitowych, 3 — środkowe warstwy krośnieńskie, 4 — piaskowce gruboławicowe, 5 — poziom łupkowy z wkładkami piaskowców skorupowych, 6 — piaskowce skorupowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych, 7 — piaskowce z Otrytu, 8 — linie graniczne między strefami facjalnymi, 9 — granice warstw

1 — Lower Krosno beds, 2 — horizon of glauconite sandstones, 3 — Middle Krosno beds, 4 — thickbedded sandstones, 5 — shale horizon with intercalations of corrugated sandstones, 6 — corrugated sandstones with intercalations of thickbedded sandstones, 7 — Otryt sandstones, 8 — boundaries lines between facial zones, 9 — boundaries of individual beds

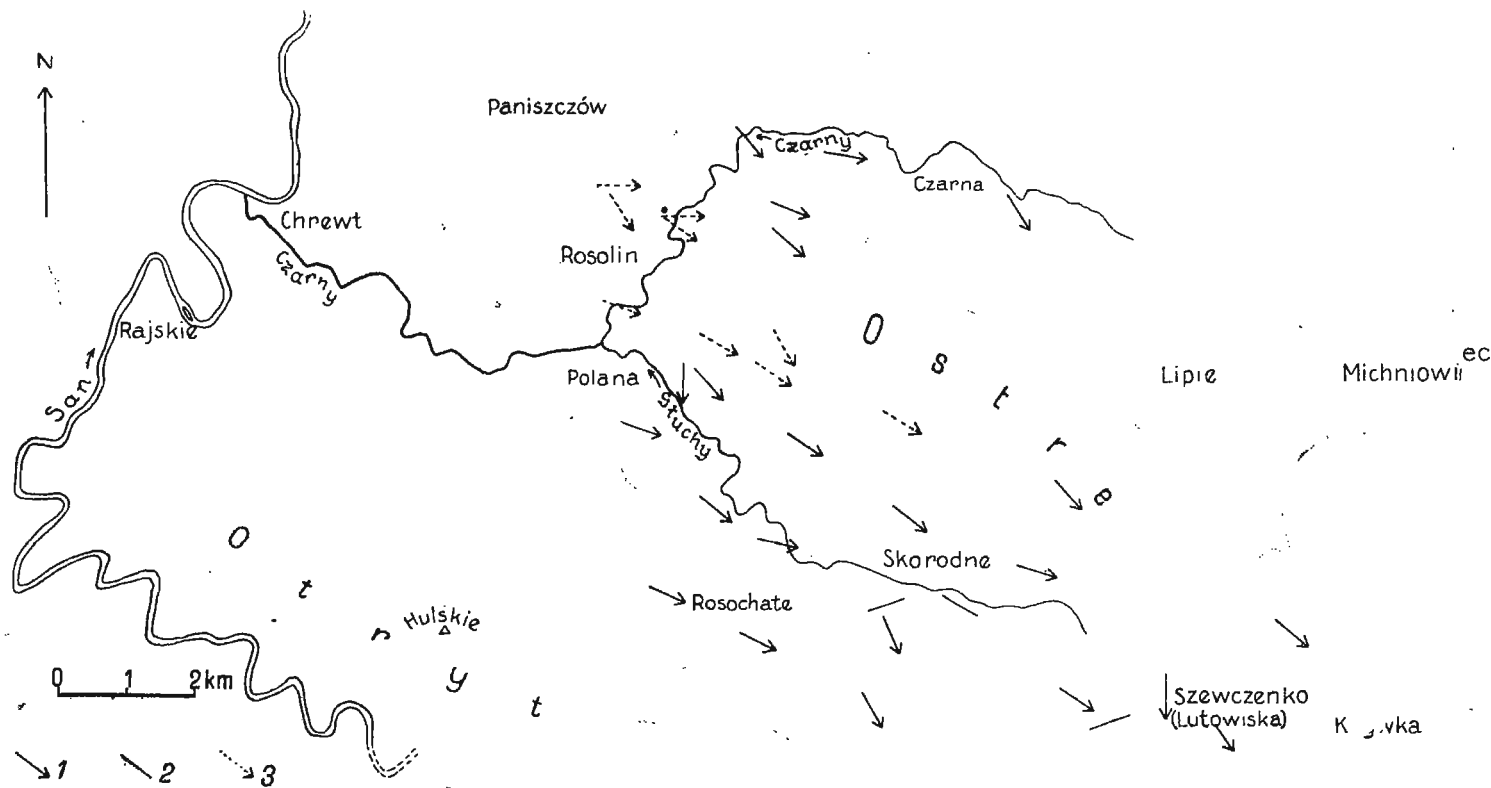


Fig. 2. Mapa hieroglifów prądowych i wlezeniowych w dolnych i środkowych warstwach krośnieńskich

Map of flow marks and groov casts in the Lower and Middle Krosno beds

1 — hieroglify prądowe w dolnych warstwach krośnieńskich, 2 — hieroglify wlezeniowe w dolnych warstwach krośnieńskich, 3 —

hieroglify prądowe w środkowych warstwach krośnieńskich

1 — flow marks in the Lower Krosno beds, 2 — groov casts in the Lower Krosno beds, 3 — flow marks in the Middle Krosno beds

frakcjonalne warstwowanie wyraźnie się zaznacza. Jedynie wtedy, gdy ławica zaczyna się drobnoziarnistym zlepkiem (zawiera on zwykle sporą domieszkę rozłożonych skałeni i materiału egzotycznego w postaci zielonych i czarnych fylitów), frakcjonalność jest dobrze widoczna. Spoiwem w piaskowcach jest drobna frakcja mułkowa oraz węglan wapnia. Rzadko występuje domieszka wodorotlenku żelaza. Wskutek obecności frakcji mułkowej w spoiwie piaskowce są bardzo mało spoiwiste. Węglan wapnia jest szybko odprowadzany, a ławica piaskowca rozsypuje się w gruz i piasek. Z powodu braku związków żelaza zwietrzałe ławice są koloru ciemnopopielatego. Gdy natomiast występują te związki, zwietrzała ławica jest zabarwiona na kolor lekko rdzawy. Na dolnych powierzchniach spotykane są rzadkie hieroglify typu hieroglify prądowych i wlezeniowych (fig. 2 i 3).

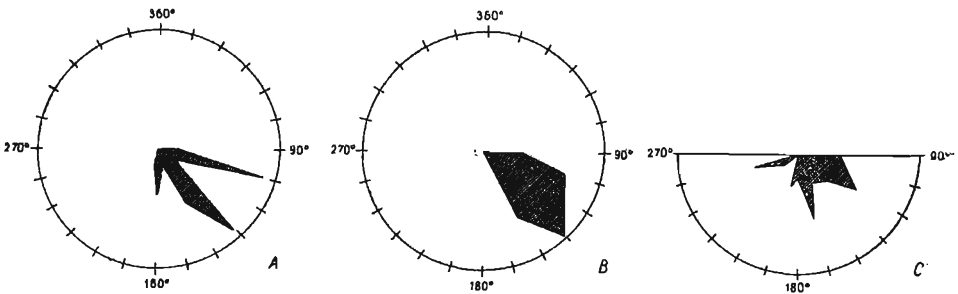


Fig. 3. Diagramy hieroglify prądowych i wlezeniowych

Diagrams of flow marks casts and groove

A — diagram hieroglify prądowych w dolnych warstwach krośnieńskich, B — diagram hieroglify prądowych w środkowych warstwach krośnieńskich, C — diagram hieroglify wlezeniowych z dolnych warstw krośnieńskich

Uwaga: na promieniu 1 mm. = 1%; interwały co 15

A = 24 odczyty, B — 26, C — 15

A — diagram of flow marks in the Lower Krosno beds, B — diagram of flow marks in the Middle Krosno beds, C — diagram of grooves casts in the Lower Krosno beds

Note: on radius 1 mm. = 1%; intervals each 15

A — 24, B — 26, C — 15

Drugi typ piaskowca stanowią piaskowce gruboławicowe, bardziej drobnoziarniste od typu pierwszego. Mają one lepiej posortowany materiał, a dobrze wykryształizowane spoiwo wapieniste czyni je twardymi i zwięzłymi, co znajduje swoje odbicie w urzeźbieniu krajobrazu, gdyż kompleksy tych piaskowców tworzą czasami skałki kilkumetrowej wysokości. Piaskowce te cechuje oddzielność płytowa. Na dolnych powierzchniach ławic występuje duża, jak na warstwy krośnieńskie dolne, ilość hieroglify prądowych i wlezeniowych. Wydaje się, że w profilu pionowym ten typ piaskowców przekłada się z piaskowcami typu pierwszego.

W profilu poprzecznym do rozciągłości elementów tektonicznych, piaskowce drugiego typu wykazują wyraźną tendencję do wyklinowywania w kierunku północnym.

Ławice piasków obu typów są poprzedzielane zmiennej grubości wkładkami wapienistych łupków mikowych, grubo łupiących się.

Stożek piaszczystości tych łupków jest różny, od łupków pelitycznych do łupków bardzo silnie piaszczystych. Gdy mamy do czynienia z grubszym kompleksem łupkowym (do 20 m) występują zwykle jako

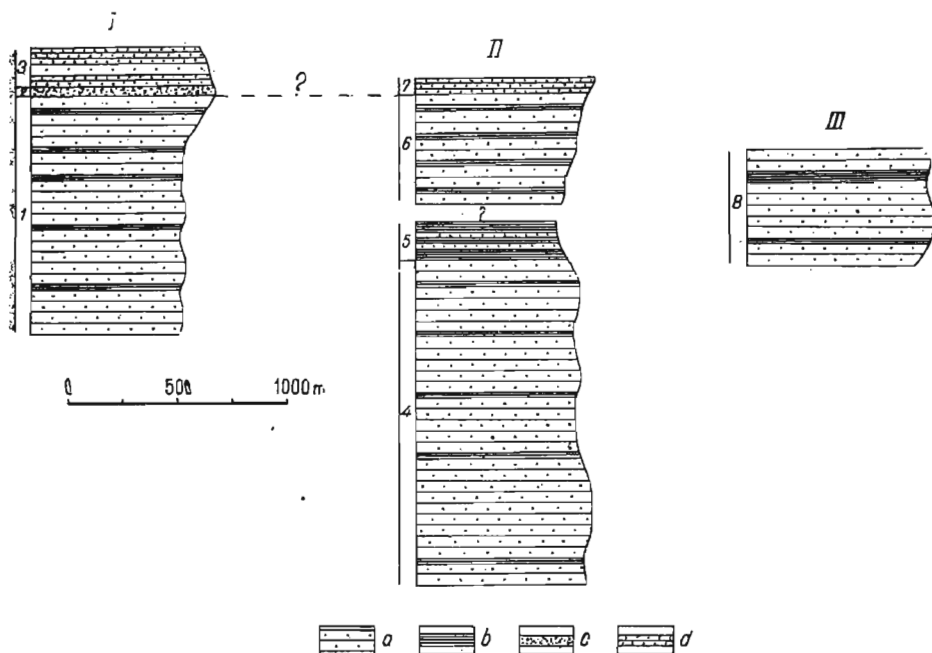


Fig. 4. Profile litologiczne warstw krośnieńskich

Lithological sections of the Krosno beds

Objaśnienia stratygraficzne: I — Strefa A: 1 — dolne warstwy krośnieńskie, 2 — poziom piaskowców glaukonitowych, 3 — środkowe warstwy krośnieńskie; II — Strefa B: 4 — piaskowce gruboławicowe, 5 — poziom łupkowy, 6 — piaskowce gruboławicowe z wkładkami łupków, 7 — piaski skorupowe; III — Strefa C: 8 — piaskowce z Otrytu

Objaśnienia litologiczne: a — piaskowce gruboławicowe typu dolnych krośnieńskich, b — łupki, c — gruboławicowe piaskowce glaukonitowe, d — cienkie i średnioławicowe piaskowce płytowe i skorupowe

Stratigraphical explanations: I — zone A: 1 — Lower Krosno beds, 2 — horizon of glauconite sandstones, 3 — Middle Krosno beds; II — zone B: 4 — thickbedded sandstones, 5 — shale horizon, 6 — thickbedded sandstones, 7 — corrugated sandstones; III — zone C: 8 — Otryt sandstones

Lithological explanations: a — thickbedded sandstones of Lower Krosno type, b — shales, c — thickbedded glauconite sandstones, d — thin- and medium-bedded platy and corrugated sandstones

wkładki cienkoławicowe piaskowce skorupowe oraz cienkie wkładki (4–8 cm) łupków pelitycznych, ilastych lub słabo wapnistych, barwy jasno albo ciemnopopielatej. W dolnej części ogniwa (naturalnie mowa jest o dolnej części warstw krośnieńskich odsłoniętych na powierzchni) występują cienkie wkładki czarnych i brunatnych łupków ilastych z wykwitami ałunu oraz szeregowo się układające kongregacje dolomitów żelazistych.

W piaskowcach typu pierwszego oraz niektórych typach łupków występuje gdzieśdetryt roślinny. Ponadto w piaskowcach typu pierwszego spotykamy cienkie warstewki czarnej lśniącej substancji, którą warunkowo nazywam asfaltytem.

Wszędzie w regionie A, w stropie dolnych warstw krośnieńskich, leży poziom twardych glaukonitowych piaskowców. Profil stropowej partii

dolnych warstw krośnieńskich jest zmienny. Na południowych i północnych zboczach Ostrego, w stropowej partii dolnych warstw krośnieńskich, obserwujemy liczne wkładki łupków, dochodzące czasami nawet do 20 m miąższości. Jedną z takich grubszych wkładek (leży ona jak się wydaje w spagu „ławicy glaukonitowej“) można obserwować wzdłuż północnego zbocza pasma Ostrego, ciągnącego się ponad drogą prowadzącą z Czarnej do Szewczenka (Lutowisk). Tutaj wśród szarych wapnistych łupków występują również łupki czarne typu łupków menilitowych. Idąc ku NW, wzdłuż tego samego elementu tektonicznego, opisana wkładka łupków wyklinowuje się i jest zastąpiona przez gruboławicowe piaskowce, które w przełomie potoku Czarna przez pasmo Ostrego tworzą kilkudziesięciometrowy zwarty pakiet w spagu ławicy glaukonitowej.

Maksymalna stwierdzona miąższość dolnych warstw krośnieńskich w strefie A wynosi około 1100 m. W rzeczywistości musi być ona dużo większa, jak na to wskazują głębokie wiercenia w Czarnej i w Skorodnem.

#### POZIOM PIASKOWCÓW GLAUKONITOWYCH, „ŁAWICA GLAUKONITOWA“

Termin „ławica glaukonitowa“ nie był dotychczas nigdzie wprowadzony do literatury geologicznej. Terminem tym przyjęło się określać poziom bardzo odpornych gruboławicowych piaskowców glaukonitowych, występujących między warstwami krośnieńskimi dolnymi a środkowymi. Opisał je po raz pierwszy L. Horwitz (1930; 1931; 1932a; 1932b; 1936), podkreślając ich wybitną rolę morfologiczną. Opisywali je również J. Jaskólski (1932) i J. Burtan<sup>1</sup>. Wszyscy ci autorzy nie wydziliłi jednak tego kompleksu na mapie. Jak się wydaje, po raz pierwszy wydzilił go J. Wdowiarz na mapie geologicznej okolic Leska<sup>2</sup>.

W czasie badań terenowych w lecie 1952 r. mieliśmy możliwość wraz z K. Żytko prześledzić ten poziom na przestrzeni wielu kilometrów w północnej części centralnej depresji karpackiej w okolicy Ustrzyk Dolnych.

Na badanym terenie poziom piaskowców glaukonitowych ciągnie się kilkoma pasami znacząc w ten sposób drugorzędne przeładowania (fig. 1). Składa się on z kilku grubych ławic (1–10 m) piaskowców glaukonitowych poprzedzielanych cienkimi wkładkami łupków i mułowców. Piaskowce te wykazują zazwyczaj uwarstwienie bezładne. Jedynie gdy występuje domieszka materiału zlepieńcowatego widać wyraźnie uwarstwienie frakcjonalne. Główne składniki mineralne — to kwarc i glaukonit. Należy podkreślić, że w kompleksie tych piaskowców, jako całości, ilość glaukonitu zwiększa się od partii spagowych ku stropowym. Egzotyczny materiał zlepieńcowy jest reprezentowany przez twarde ilaste łupki zielone i fylity czarne oraz zielone. W płycie cenniejszej skład mineralny piaskowców glaukonitowych można odczytać z większą dokładnością.

Obraz mikroskopowy przedstawia się następująco. Główną masę stanowią ziarna kwarcu (średnicy 1,2–0,04 mm). Ziarna są dość dobrze obtoczone (lepiej niż w gruboławicowych piaskowcach z dolnych warstw krośnieńskich). Ziarna większe są lepiej obtoczone niż ziarna mniejsze.

<sup>1</sup> Materiały niepublikowane.

<sup>2</sup> Mapa rękopiśmienna Arch. Karpackiej Stacji Terenowej I. G.

Drugim pod względem ilościowym składnikiem jest glaukonit. Występuje on albo w postaci kulistych ziarn, albo jako nieforemne skupienia dopasowujące swoje kształty do poszczególnych ziarn kwarcu, z którymi się styka. W krańcowych przypadkach glaukonit prawie całkowicie „obrasa” ziarna kwarcu. Wydaje się, że istnieje zróżnicowanie w profilu pionowym tych dwóch typów występowania glaukonitu. W górnej części profilu przeważają ziarna glaukonitu kulistego, przy czym maksymalna średnica ziarn glaukonitu dochodzi do 0,3 mm. W dolnej zaś części profilu występuje glaukonit w postaci nieforemnej.

W piaskowcach glaukonitowych zaznacza się spora domieszka minerałów ciężkich. Najwięcej jest rud. Ponadto stwierdzone tutaj zostały granaty. Z pozostałych minerałów akcesorycznych należy wymienić biotyt i muskowitz. Ten ostatni jest reprezentowany w znikomej ilości, mimo że w pozostałych ogniwach warstw krośnieńskich piaskowce zawierają go bardzo dużo. Spoiwa jest mało. Jest ono ilasto-krzemionkowo-wapienne.

Niektóre ławice poziome piaskowców glaukonitowych są poprzedzielane bardzo cienkimi wkładkami łupków i mułowców. W kamieniołomie w pasmie Ostrego występuje kilka wkładek (około 10 cm) szarozielonych mułowców.

Stropową partię ogniwa piaskowców glaukonitowych tworzą średnio-ławicowe piaskowce płytowe z bardzo licznym glaukonitem. Niektóre partie tych piaskowców zawierają pokruszone skorupki skamieniałości (małże?). O podobnych piaskowcach z okruciami skorup w środkowych warstwach krośnieńskich wspomina również L. Horwitz (1936). „Ławica glaukonitowa”, dzięki swej odporności na wietrzenie, tworzy ostry próg, zaznaczający się wybitnie w urzeźbieniu krajobrazu. W partiach położonych na północ od badanego terenu, gdzie miąższość poziomego piaskowców glaukonitowych jest mniejsza (8–13 m), zaznacza się także ten próg w rzeźbie terenu, tylko że w miejscu jego występowania zaczyna się stromość partii szczytowych zbudowanych z środkowych warstw krośnieńskich. W badanym natomiast terenie tworzy on, dzięki większej miąższości, partie szczytowe w postaci wąskich grani. Grań Ostrego jest zbudowana właśnie z „ławicy glaukonitowej”.

Maksymalna miąższość poziomego piaskowców glaukonitowych wynosi około 40 m.

#### SRODKOWE WARSTWY KROŚNIEŃSKIE

Kontakt między poziomem piaskowców glaukonitowych a środkowymi warstwami krośnieńskimi wygląda różnie. Zazwyczaj na płytowych piaskowcach z licznym glaukonitem leży bezpośrednio kompleks piaskowców skorupowych z wkładkami łupków. W niektórych miejscach jednak (południowe zbocze pasma Ostrego) ponad „ławicą glaukonitową” występują jeszcze gruboławicowe piaskowce typu dolnych warstw krośnieńskich.

Srodkowe warstwy krośnieńskie tworzą kompleks składający się z średnioławicowych (30–50 cm), średnio lub drobnoziarnistych piaskowców. Panującym typem uwarstwienia jest uwarstwienie konwolutive i przekątne. Na dolnych powierzchniach ławic występują liczne hieroglify prądowe i wlezeniowe oraz drobne hieroglify o niewyjaśnionej genezie.

Piaskowce są twarde, w stanie świeżym niebieskawe, wietrzejąc przybierają kolor popielaty z lekkim odcieniem żółtawym i rozpadają się na ostrokrawędzisty gruz. Piaskowce są poprzekładane wkładkami popielatych łupków (na ogół jaśniejszych niż w dolnych warstwach krośnieńskich) mniej więcej w stosunku 1:1. Jako wkładki, wśród kompleksów skorupowych piaskowców z łupkami, występują pojedyncze grube ławice rozsypliwych piaskowców typu dolnokrośnieńskiego.

Maksymalna stwierdzona miąższość piaskowców skorupowych z środkowych warstw krośnieńskich wynosi około 150 m. Środkowe warstwy krośnieńskie są najmłodszym stwierdzonym ogniwem warstw krośnieńskich w strefie A. Nie występują tutaj łupkowe warstwy krośnieńskie górne, znane z elementów tektonicznych regionu północno-wschodniego, na północ od badanego obszaru.

W północnej części drugorzędnie przełałdowanej synkliny pasma Ostrego zwraca uwagę pas gruboławicowych piaskowców typu dolnych warstw krośnieńskich, ograniczony od SW i od NE skorupowymi piaskowcami środkowych warstw krośnieńskich. Na mapie (fig. 1) został on zaznaczony sygnaturą dolnych warstw krośnieńskich. Między piaskowcami gruboławicowymi a skorupowymi są wyraźne kontakty tektoniczne, jednakże położenie hieroglifów wskazuje, że gruboławicowe piaskowce tworzą synklinę w synklinie skorupowych piaskowców środkowych warstw krośnieńskich. Mimo obecności kontaktów tektonicznych jest bardzo prawdopodobne, że piaskowce gruboławicowe występują w jądrze synkliny, a co za tym idzie, są młodsze od skorupowych piaskowców środkowych warstw krośnieńskich. Byłoby to więc powtórzenie typu sedymentacyjnego dolnych warstw krośnieńskich, powyżej ławicy glaukonitowej. Kontakty tektoniczne pomiędzy gruboławicowymi a skorupowymi piaskowcami można wytłumaczyć różnymi właściwościami mechanicznymi obu kompleksów. Przyjęcie zaś, że gruboławicowe piaskowce odpowiadają dolnym warstwom krośnieńskim (co nie jest wykluczone) niesłychanie skomplikowałoby tektonikę.

## STRATYGRAFIA STREFY B

Strefa ta obfituje w zaburzenia tektoniczne, co utrudnia zestawienie profilu stratygraficznego. Stąd przedstawiony schemat stratygrafii oraz próba powiązania go ze strefą A, muszą być traktowane jako tymczasowe.

Strefa B na badanym odcinku odpowiada południowemu skrzydłu siodła Chrewt—Skorodne. Linia graniczna między strefą A i B jest poprowadzona konwencjonalnie wzdłuż przegubu antyklinalnego wymienionego siodła (fig. 1).

a) Gruboławicowe piaskowce i poziome łupkowe. Ogniwu gruboławicowych piaskowców jest podobnie rozwinięte jak dolne warstwy krośnieńskie w strefie A z tym, że występują tutaj w większej ilości twarde płytowe piaskowce z hieroglifami prądowymi i wleczeniowymi. Stwierdzona maksymalna miąższość tego ogniw wynosi około 1500 m.



Na piaskowcach gruboławicowych leży gruby pakiet ciemno- i jasnopopielatych łupków. Szerokość pasa łupków w najszerszym jego miejscu wynosi około 800 m. Łupki są drugorzędnie przefałdowane. Oceniam ich miąższość na 150÷200 m. Łupki zawierają wkładki gruboławicowych piaskowców typu dolnych warstw krośnieńskich oraz wkładki piaskowców typu środkowych warstw krośnieńskich. Te ostatnie mogą tworzyć pakiety (naturalnie poprzedzielane cienkimi wkładkami łupków) dochodzące do kilkudziesięciu metrów grubości. Partia łupkowa jest normalnym stratygraficznym nadkładem piaskowców gruboławicowych. W potokach biegnących poprzez wieś Rosochate można doskonale obserwować stopniowe zanikanie ku górze gruboławicowych piaskowców i pojawianie się coraz grubszych wkładek łupkowych.

b) Gruboławicowe piaskowce i piaskowce skorupowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych. Nad poziomem łupkowym leży w kontakcie tektonicznym pakiet około 500 m miąższości, gruboławicowych piaskowców typu dolnych warstw krośnieńskich z wkładkami łupków. Ilość wkładek łupkowych jest tutaj większa niż w dolnych warstwach krośnieńskich strefy A i w kompleksie gruboławicowych piaskowców pod poziomem łupkowym strefy B. Nad gruboławicowymi piaskowcami leżą drugorzędnie przefałdowane piaskowce z stosunkowo licznymi wkładkami gruboławicowych piaskowców typu dolnych warstw krośnieńskich. Na tych piaskowcach kończy się profil stratygraficzny południowego skrzydła Chrewt—Skorodne. Wyżej leżą w kontakcie tektonicznym gruboławicowe piaskowce Otrytu.

## STRATYGRAFIA STREFY C

Występuje tutaj tylko jedno ogniwo, mianowicie gruboławicowe piaskowce z Otrytu. Są one na ogół średnio- i gruboziarniste, czasem zlepieńcowate, poprzedzielane cienkimi ławicami zielonkawopopielatych łupków. W piaskowcach, oprócz kwarcu, występuje muskowit w postaci dużych charakterystycznych blaszek. Pospolita domieszka w partiach bardziej gruboziarnistych są fragmenty twardych zielonych łupków. Czasem w spągowych częściach można dostrzec okruchy skorup, prawdopodobnie małżów. Spoiwo jest wapienne. Na uwagę zasługuje również duża twardość i płytowa oddzielność tych piaskowców.

Łupki tworzą zazwyczaj cienkie wkładki (5÷10 cm). Miejscami jednak rozwijają się kompleksy łupkowo-piaskowcowe, do 5 m miąższości, dające w tych miejscach obniżenia morfologiczne. Stwierdzona miąższość tego ogniwa wynosi około 500 m.

## PRÓBA PARALELIZACJI STREF A I B

Strefę A w zupełności można porównać z obszarami leżącymi na północ od niej, gdyż jest ona tylko południową częścią dużego regionu sedymentacyjnego wydzielonego przez L. Horwita (region północno-wschodni). Podział na warstwy krośnieńskie dolne i środkowe jest tutaj niesłychanie ułatwiony dzięki obecności granicznego poziomu piaskowców glaukonito-

wych. Wszystko to, co leży nad „ławicą glaukonitową“ zaliczyłem do środkowych warstw krośnieńskich; bez względu na to czy bezpośrednio nad nią występowały cienko- i średnioławicowe piaskowce skorupowe, czy też, jak to jest w kilku punktach, występowały gruboławicowe piaskowce typu dolnych warstw krośnieńskich.

Poziom piaskowców glaukonitowych, jak już poprzednio wspomniałem, ma niejednakową miąższość. Największą miąższość ma on na południowych stokach pasma Ostrego (około 40 m); ku północy stopniowo traci na miąższości. Ostatnie jego wystąpienie było notowane na południowym skrzydle siodła Ustrzyk Dolnych. Ostatnie natomiast ku południowi wystąpienie „ławicy glaukonitowej“ było obserwowane nieco na północ od potoku Głuchego w Polanie. Miąższość jej jest tutaj bardzo mała (3÷5 m) i trzeba podkreślić, że piaskowce glaukonitowe są tutaj silnie zaburzone tektonicznie. Jednak tak małą miąższość częściowo tylko można przypisać tektonice, resztę należy położyć na karb redukcji sedymentacyjnej. Jeszcze bardziej ku południowi, już w strefie B, w ogóle nie obserwujemy poziomu piaskowców glaukonitowych. Stąd też trudności w paralelizacji regionu północno-wschodniego z regionem południowo-zachodnim.

W jednej ze swoich wcześniejszych prac L. Horwitz (1931) wyraził pogląd, że piaskowce z Otrytu są rozrośniętym poziomem piaskowców glaukonitowych, a seria występująca pod nimi (południowe skrzydło siodła Skorodne, kompleksy *a* i *b*) jest trójdzielna i odpowiada dolnym warstwom krośnieńskim w regionie północno-wschodnim. Poziom łupkowy byłby zatem środkową częścią tego ogniwa. W pracy opublikowanej w r. 1936 autor ten zmienił pogląd i uznał gruboławicowe piaskowce pod poziomem łupkowym za odpowiednik dolnych i środkowych warstw krośnieńskich z regionu północno-wschodniego, poziom zaś łupkowy — za odpowiednik górnych warstw krośnieńskich.

Jak już wspomniałem, badania moje nie dały definitywnego rozwiązania paralelizacji stref A i B. Zmienność facjalna warstw krośnieńskich (specjalnie dolnych warstw krośnieńskich), z braku jakiegoś pewnego punktu odniesienia w strefie B, stwarza duże trudności przy paralelizacji. Być może, że piaskowce skorupowe, leżące na gruboławicowych w kompleksie *b*, odpowiadają już środkowym warstwom krośnieńskim w strefie A. W każdym razie to, co występuje poniżej piaskowców skorupowych, należy uznać za odpowiednik dolnych warstw krośnieńskich strefy A.

Być może, że gruboławicowe piaskowce kompleksu *b* nie są normalnym nadkładem stratygraficznym poziomu łupkowego i, należąc do innego elementu tektonicznego, są nasunięte na poziom łupkowy.

W takim ujęciu jeszcze trudniej byłoby przeprowadzić paralelizację poziomów tej strefy ze strefą A. Jedno jest pewne, że poziom łupkowy w żadnym wypadku nie odpowiada górnym warstwom krośnieńskim z północnej części centralnej depresji.

O piaskowcach z Otrytu trudno tu coś powiedzieć, gdyż na badanym terenie brak ich nadkładu. Piaskowce te stanowią niewątpliwie typ sedymentacyjny dolnych warstw krośnieńskich. Nie wiadomo jednak czy zajmują one takie samo położenie w profilu stratygraficznym. W każdym razie na pewno nie są one rozrośniętym poziomem glaukonitowym, jak to sugerował L. Horwitz (1936).

## UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE

Opierając się na nowszych badaniach (P. H. Kuenen, C. I. Migliorini, 1950; M. Książkiewicz, 1952) należy uznać, że piaskowce i część łupków warstw krośnieńskich są osadem prądów zawiesinowych, na co wskazują ich cechy strukturalne (między innymi frakcjonalne uwarstwienie). W czasie badań terenowych przeprowadziłem kilkadziesiąt pomiarów hieroglifów prądowych i wleczeniowych, zarówno w dolnych, jak i środkowych warstwach krośnieńskich. Wynika z nich (fig. 2 i 3), że materiał warstw krośnieńskich był dostarczony z łądu położonego na NW od badanego terenu. Należy podkreślić, że większość kierunków hieroglifów prądowych i wleczeniowych jest zgodna z kierunkiem przebiegu struktur tektonicznych w tym obszarze, to znaczy waha się w granicach między  $120^\circ$  a  $140^\circ$  z NW. W pomiarach hieroglifów wleczeniowych zwraca uwagę kierunek około  $70^\circ$ . Wynika stąd wniosek, że część materiału do warstw krośnieńskich była dostarczona albo z NE, albo z SW.

Jak już wspomniano, poziom piaskowców glaukonitowych w strefie A gwałtownie się wyklinowuje w kierunku południowym i w strefie B jest już nie znany. Nasuwa się pytanie, co było przyczyną tak gwałtownego wyklinowania się kilkudziesięciometrowego kompleksu piaskowcowego, na tak krótkiej przestrzeni, jaka oddziela przedostatnie ku południowi wystąpienie piaskowców glaukonitowych od ich ewentualnych odpowiedników w strefie B. Najłatwiej można wytłumaczyć ten fakt, przyjmując, że piaskowce glaukonitowe zostały osadzone przez prądy zawiesinowe, na co wskazuje przede wszystkim frakcjonalne uwarstwienie.

Rozkład facji w osadach utworzonych przez prądy zawiesinowe jest poddany innym prawom niż rozkład facji osadów przybrzeżnych (szelfowych) tworzących się powyżej podstawy falowania. Facje osadów przybrzeżnych układają się według ogólnego schematu w ten sposób, że im bliżej brzegu, tzn. im płycej, tym grubsze ziarna spotyka się w piaskach i żwirach. Bardzo drobny pelityczny osad (w osadach detrytycznych) przyjmuje się jako dowód większej głębokości i większego oddalenia od brzegów.

Prąd zawiesinowy, mający jako jedyną siłę napędową siłę grawitacji, tworzy osady, których rozkład facjalny różni się zasadniczo od podanego wyżej schematu. Prąd zawiesinowy dąży do osiągnięcia jak najniższego punktu na dnie morskim. W ten sposób główne masy osadów o grubszym ziarnie (piaski, żwiry) będą się osadzały w depresjach, drobniejsze zaś osady (muły i ły piaszczyste) — na wyniesieniach. To ogólne prawo zostało potwierdzone badaniami zarówno nad osadami kopalnymi (R. Pas-sega, 1954), jak i nad osadami współczesnymi (D. B. Erickson, M. Ewing, B. C. Heezen, 1952; M. Ewing, B. Heezen, 1955; D. B. Erickson, M. Ewing, B. C. Heezen, G. Wollin, 1955; H. Haydn, J. L. Harrison, 1956).

Prądy zawiesinowe, idące od północnego zachodu i niosące materiał piaszczysty, z którego później powstały piaskowce glaukonitowe, musiały napotkać na swej drodze stosunkowo strome wzniesienie, mające zbocze podnoszące się w kierunku południowym. Prądy, nie mogąc go przekroczyć, zrzuciły materiał piaszczysty na jego przedpole i do strefy B prawdopodobnie już nie dotarły. Wydaje się, że opisywane zbocze jest częścią składową

garbu, który między innymi stał się przyczyną różnic stratygraficzno-litologicznych między strefą A i B.

W takim ujęciu zrozumiała stała się obecność gruboławicowych piaskowców w obrębie środkowych warstw krośnieńskich w strefie A. Osadzały się one na przedpolu garbu otryckiego, który był prawdopodobnie częścią silnie obniżoną, ponieważ wypiętrzaniu się garbu musiało towarzyszyć kompensacyjne ugięcie się jego przedpola. Stało się ono wskutek tego „pułapką“ dla osadów gruboziarnistych.

Jeśli idzie o istotę tego garbu, to wydaje się, że był on jednym z elementów tektonicznych fałdujących się pod morzem Karpat.

Na zakończenie chciałbym wspomnieć o znalezieniu przeze mnie niedużego bloku ciemnopopielatego wapienia marglistego z globigerinami. Wapień ku stropowi(?) przechodzi w zbity muszlowiec złożony głównie ze skorup małżów. Blok ten został znaleziony luźno w przełomie potoku Czarnego przez pasmo Ostrego. Prawdopodobnie wypadł on z łupków dolnych warstw krośnieńskich. Z uwagi na obecność globigerin w tym egzotyku, nie może być on starszy od kredy.

Autor dziękuje Kolegom z Karpackiej Stacji Terenowej I. G. za wskazówki i rady oraz udział w wycieczkach terenowych, a także wszystkim Dyskutantom na Sesji za uwagi.

Karpacka Stacja Terenowa I. G.  
Nadesłano 12 stycznia 1959 r.

## PIŚMIENNICTWO

- ERICSON D. B., EWING M., HEEZEN B. C. (1952) — Turbidity currents and sediments in North Atlantic. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **36**, nr 3, p. 409—511. Tulsa, Oklahoma.
- ERICSON D. B., EWING M., HEEZEN B. C., WOLLIN G. (1955) — Sediment deposition in deep Atlantic. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **62**, p. 205—220. Baltimore, Maryland.
- EWING M., HEEZEN B. (1955) — Puerto Rico trench, topographic and geophysical data. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **62**, p. 255—268. Baltimore, Maryland.
- HAYDN H., HARRISON J. L. (1955) — Clay mineral composition of recent sediments from Sigsbee Dep. *J. Sedim. Petrol.*, **26**, nr 4, p. 363—368. Tulsa, Oklahoma.
- HORWITZ L. (1930) — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w lecie 1928 na arkuszu Ustrzyki Dolne. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 27, p. 6—7. Warszawa.
- HORWITZ L. (1931) — Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych w roku 1930 na arkuszu Ustrzyki Dolne. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 30, p. 23—24. Warszawa.
- HORWITZ L. (1932a) — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na ark. Ustrzyki Dolne i Stary Sambor. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 33, p. 12—14. Warszawa.

- HORWITZ L. (1932b) — Nowe przyczynki w sprawie podziału warstw krośnieńskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 6, nr 4, p. 369—372. Warszawa.
- HORWITZ L. (1938) — Geologia Centralnej Depresji Karpackiej na północ od Lutówisk. Roczn. Pol. Tow. Geol., nr 12, p. 335—340. Kraków.
- JASKÓLSKI S. (1932) — Opis geologiczny okolic Turki nad Stryjem. Spraw. Państw. Inst. Geol., 7, nr 4, p. 353. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1952) — Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim. Roczn. Pol. Tow. Geol., 22, nr 4, p. 399—437. Kraków.
- KUENEN P. H., MIGLIORINI C. I. (1950) — Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58, nr 2, p. 91—127. Chicago.
- PASSEGA R. (1954) — Turbidity currents and petroleum exploration. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 38, nr 9, p. 1871—1887. Tulsa, Oklahoma.

Wacław SIKORA

**NOTES ON STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY OF KROSNO BEDS ON FOREFIELD OF OTRYT MT. BETWEEN SZEWCZENKO AND POLANA (CARPATHIANS)**

Summary

This paper contains the results of investigations carried out on this area in 1955 and reported at the Scientific Session of spring 1957.

The author upholds the partition introduced by L. Horwitz (1936) with regard to the northern part of the Central Carpathian Depression. Moreover, he divides the southwestern part into two facial zones B and C; zone A is an integral part of Horwitz's northeastern region.

The stratigraphy of zone A appears as follows:

The oldest member appearing on the surface are the Lower Krosno beds, occupying the larger part of the investigated area. They are a series of grey, thickbedded micaceous sandstones with secondary shale intercalations. The greatest determined thickness of these beds within zone A is more than 1100 m.

The next stratigraphical member is a horizon of glauconite sandstones consisting of several thick beds (from 1 to 10 m.) of glauconite sandstones, intercalated with thin shale beds. Worthy of attention is here the almost complete lack of muscovite, a mineral so characteristic for the Krosno beds.

This horizon of glauconite sandstones is clearly discernible in the relief of the landscape, owing to its resistance to weathering. The maximum thickness of this horizon is about 40 m.

On top of the glauconite horizon lie the Middle Krosno beds consisting of thin — and medumbedded corrugated, platy micaceous sandstones, interlaminated by thin shale beds. Rarely appear here intercalations of thickbedded sandstones of Lower Krosno beds type. The measured thickness of these beds is about 150 m.

The stratigraphy of zone B is difficult to determine, owing to the fact that this zone abounds with tectonic disturbances. Lowest are thickbedded sandstones, about 1500 m. thick. They are overlain by a series, 150-200 m. thick, of light- or dark-grey shales. On top of these shales, contacting them tectonically, lie thickbedded sandstones. It seems that, notwithstanding this tectonic contact, these sandstones are but a stratigraphical covering of the shales. Superimposed on the thickbedded sandstones appear shelly sandstones with intercalations of thickbedded sandstones of Lower Krosno beds type. On top of these sandstones, in tectonic contact with them, lie Otryt sandstones.

Stratigraphy of zone C. Here but one member appears, i.e. thickbedded sandstones of the Otryt ridge. Since on the investigated area they are without covering rock, it is difficult to determine whether they correspond to the Lower Krosno beds or not, in spite of their superficial resemblance.

General remarks on stratigraphy and palaeogeography. The facial variability of the Krosno beds, combined with the absence of any correlation point in zone B, renders it very difficult to correlate zone B with zone A. It seems possible that the corrugated sandstones overlying in zone B the thickbedded sandstones already correspond to the Middle Krosno beds of zone A. At any rate, there seems to be no doubt about it that anything lying below the corrugated sandstones corresponds to the Lower Krosno beds of zone A.

The sandstones of the Krosno beds are certainly be a product of turbidity currents, as indicated by their structural features. The material forming these sandstones has been supplied from northwest (Fig. 2 et 3). The glauconite sandstones wedge out rapidly southwards. In the author's opinion, this rapid wedging out was caused by a submarine ridge which separated the facial zones A and B from each other. Thus the turbidity currents running from northwest and carrying arenaceous material which subsequently formed the glauconite sandstones, presumably struck against a steep elevation, with a slope rising in a southward direction. Due to this, the main mass of sand, carried by the turbidity currents, must have been deposited in the shape of arenaceous material on the forefield of the ridge and therefore probably failed to reach zone B. This submarine ridge should be looked upon as one of the tectonic elements folded under the surface of sea level of the Carpathian sea.