

Stanisław RADWAŃSKI

Deltowe osady koniakowca w okolicy Idzikowa (Dolny Śląsk)

WSTĘP

Badania wykonane ostatnio w okolicy Idzikowa zmieniły nasz pogląd na geologiczną historię obszaru występowania piaskowca idzikowskiego. Można było bowiem wykazać, że piaskowiec idzikowski jest osadem deltowym ząbującym się ku południowi z marglem idzikowskim i prawdopodobnie należy do dwu poziomów stratygraficznych. Geologiczna budowa tego obszaru będzie odmiennie ujęta, jeśli uświadomimy sobie, że miała istnieć synklina między Idzikowem a Waliszowem, a zlepięncz z Pasterskich Skał miały być stożkiem napływowym, jak to podają liczni geolodzy.

FACJE, CYKLE I ŚRODOWISKO SEDYMENTACYJNE

Między fleksurą wschodniego brzegu rowu Nysy a Waliszowem, skośnie poprzez środkową część Idzikowa, przebiega w kierunku NW — SE denudacyjny próg. Ma on około 5 km długości i wyraźnie zaznacza się w morfologii. Denudacyjna platforma progu jest zbudowana z marglu idzikowskiego, zbocze progu — w części niższej — z marglu ząbującego się z piaskowcem, a w części wyższej — z piaskowca idzikowskiego. Na obszarze, na którym próg występuje, zmiana od morskich osadów (margli idzikowskich) do deltowych (piaskowców idzikowskich) a następnie zlepięnczów (zlepięnczów z Pasterskich Skał) nie jest zwyczajnym pionowym przejściem, ale na szeroką skalę ząbieniem facjalnym. Wskutek ząbienia osadów trudna jest ocena zasadniczych cech rozprzestrzenienia facjalnego, zwłaszcza że serie osadowe są cyklicznie powtarzane.

Można wyróżnić trzy zasadnicze facje: 1) morską (ilaste i ilasto-piaszczyste margle), 2) sublitoralną (bardzo drobno- i drobnoziarniste piaskowce z wkładkami zlepięncza) i 3) sublitoralno-fluwialną (drobnoziarniste piaskowce i zlepięncz). Wymienione trzy facje występują w typowym profilu pionowym; niestety boczny ich przekrój nie jest widoczny na dotychczas zbadanym obszarze.

Do najbardziej ciekawych należą zagadnienia związane z ustaleniem środowiska sedymentacji piaskowca idzikowskiego i dotyczące wieku osadów.

Wspomniałem, że wszystkie osady występujące na zbadanym przeze mnie obszarze wykazują cykliczny układ. Od r. 1930, gdy J. M. Weller opublikował teorię cyklicznej sedymentacji, przeważała opinia, że decydujący wpływ na tego rodzaju sedymentację mają oscylacyjne ruchy na przemian pozytywne i negatywne. Główną przyczyną tych ruchów dopatrywano się w wielkopromiennych, ciągłych i nie zmieniających budowy podłoża oscylacjach skorupy ziemskiej, które miały odbywać się między okresami orogenicznymi, czyli w tzw. „ruchach epejrogenicznych“ (K. Fiege, 1952), albo w atektonicznych, eustatycznych oscylacjach poziomu morza (H. F. Wanless, F. P. Shepard, 1936), a niekiedy sugerowano również inne powody, jak na przykład rytmiczną reakcję skorupy ziemskiej pod wpływem nacisku mas skalnych otaczających basen sedymentacyjny (A. Bersier, 1950) lub zmiany klimatyczne (S. Bubnoff, 1947). Tłumaczono pojawianie się osadu w basenie ruchem przechylnym, a po dezaktualizacji tego poglądu — ruchem zawiasowym.

Przeważał pogląd, że ruchy oscylacyjne w basenie i jego zapleczu nie odbywają się w tej samej płaszczyźnie, ale w miarę upływu czasu cały obszar powoli się obniża, przy czym stały dopływ materiału jest zapewniony przez wzrost w kierunku osi basenu, amplitudy ruchu obniżającego (A. Born, 1936; P. Deleau, 1951; W. Jessen, G. Kremp, P. Michelau, 1952; L. N. Botwinkina, 1953).

Odmiennych głosów nie brakło. M. G. Rutten (1952, str. 530) na przykład sądził, że „obniżaniu musi towarzyszyć gdzie indziej podniesienie“. Podobnie wypowiedział się również P. H. Kuenen (1950, str. 245), mianowicie wskazał, że wynikiem obniżania dna basenu, w którym gromadzi się osad — „jest nieznaczne podniesienie kontynentu poza obszarem geosynkliny“. Zauważono również (J. Nowak, 1927; M. G. Rutten, 1949; W. W. Bielousow, 1954), że podział na epejrogeniczne i orogeniczne ruchy skorupy ziemskiej nie jest słuszny. Wydaje się następnie, że negatywny ruch nie odpowiada roli zapleczka basenu jako obszaru biorącego udział w ruchu górotwórczym (np. nikt dotychczas nie odczuwał potrzeby uzasadnienia, że w historii rozwoju budowy geologicznej gnejsu sowiogórskiego występowały okresy obniżania kry sowiogórskiej poza jej erozją i denudacją). Trudno więc uznać, aby wystarczający dowód potwierdzał opinię autorów, którzy niezależnie od oscylacyjnych ruchów przyjmują ciągle i negatywny ruch całego obszaru. Można jednak zastanowić się, czy przyczyną rytmicznej zmiany drobniej i grubiej ziarnistego osadu w basenie nie są w głównej mierze wydarzenia natury tektonicznej, odbywające się poza basenem. Na to pytanie odpowiedzią będzie facjalna charakterystyka piaskowca idzikowskiego.

Piaskowiec idzikowski dobrze odsłania się w środkowej części Idzikowa w drogach polnych wciętych w prawe zbocze doliny Idzikowskiego Potoku. Widoczne są tam powtarzane serie osadowe, które niekiedy dochodzą do kilku metrów grubości. Serie te układają się w cyklotemy. Rytm powtarzania jest bardzo regularny. Jednostki cyklotemu różnią się frakcją osadu. Po bardzo drobnoziarnistym piaskowcu (faza a) następuje piaskowiec drobnoziarnisty (faza b), a po nim piaskowiec żwirkowy lub zlepnienc (faza c). Sedymentację cyklu kończy piaskowiec również drobnoziarnisty. Powtarzanie faz w cyklotemie jest więc symetryczne (a — b — c — b — a).

Od tego ogólnego schematu istnieją lokalne odchylenia w cyklotemach różnego wieku. Zauważyć można, że najgrubsza frakcja występuje miejscami w cienkiej warstwie, niekiedy często powtarzanej, miejscami zaś w grubszej, kilkunastocentymetrowej, a żwirkowy piaskowiec może dochodzić nawet do 2 m grubości. Warstwy drobnoziarnistego piaskowca, występujące po osadzeniu gruboziarnistego osadu, są mniej lub więcej liczne. W ich obrębie często spotyka się w średniej wielkości soczewkach osad podobny do piaskowca, ale silnie wapnisty, zbity, bardzo twardy („Eisenstein“ według dawnej, lokalnej nazwy) i ze względu na te cechy wyodrębniający się z tła typowego piaskowca. W tym osadzie zawsze spotyka się nieliczne otoczaki (zwykle kwarcu) dochodzące do 2 cm średnicy.

Zauważono następnie, że jednostki cyklotemu mają różny typ warstwowania. Bardzo drobnoziarnisty osad jest przeważnie laminowany. Drobnoziarnisty osad daje warstwy płytowe o szerokim zasięgu od 0,5 cm do 5 cm grubości, a w przekroju niezwiertzałej ściany skalnej wykazuje tylko uławicenie. Grubsze natomiast jednostki żwirkowego piaskowca nie wykazują wyraźnego warstwowania.

Typowy drobnoziarnisty piaskowiec jest szary, kwarcowy, silnie mikiowy. Ziarna jego są scementowane ilastym spoiwem. Piaskowiec ten jest średnio zwięzły i niezbyt twardy. Wykazuje stałe i regularne warstwowanie o bardzo dużej rozciągłości bocznej — takie, jakie powodują na przykład nerytyczne prądy wywołane nieregularnością brzegu morskiego. Niejednokrotnie obserwuje się partie piaskowca złożone z większej liczby 2÷3 m grubości ławic bezpośrednio ponad sobą leżących lub przedzielanych cienką, miejscami wyklinowującą się wkładką ilastą¹.

Bardzo drobnoziarnisty piaskowiec jest również szary i zawiera drobne blaszki miki (jakkolwiek mniej liczne), ale jego cienkie jednostki warstwowe są krótkie i miejscami nieregularnie osadzone, a wówczas w nierównościach dna pojawia się il.

Zlepieniec jest petrograficznie silnie zróżnicowany i złożony z otoczków 0,5÷4 cm średnicy. Niektóre z najdrobniejszych otoczków są porfirem (nawet w spagu piaskowca idzikowskiego). Tylko wyjątkowo występują grubsze warstwy zlepieńca; są one wówczas raczej krótkie i wąskie. W warstwach o szerszym zasięgu otoczaki są ułożone tylko w dwu lub nawet w jednym poziomie, bokiem ledwo się stykają, wystają do połowy ponad powierzchnię i są przykryte osadem wyżej leżącej i łatwo dającej się oddzielić warstwy piaskowca. Są wówczas dobrym wskaźnikiem płytkiej wody i działania prądów, które przemieszczały i płasko rozprzestrzeniały żwir po dnie, nie pozwalając na lokalne jego nagromadzenia.

Opis skał należy uzupełnić obserwacją, że w typowym drobnoziarnistym piaskowcu występuje fauna inoceramowa i liście roślin okrytozalążkowych. W żwirkowym piaskowcu lub w zlepieńcu prawie brak inoceramów, zdecydowanie natomiast zwiększa się liczba innych małżów i pojawiają się fragmenty pni roślin drzewiastych. W najdrobniej ziarnistym osadzie praktycznie brak jest skamieniałości.

¹ W interpretacji podanej u C. O. Dunbara i J. Rodgersa, 1957, jest to akumulacja drobnych cząstek podczas przerwy w normalnym dopływie grubszego materiału.

Rytmiczne pojawianie się gruboklastycznego (zlepieńcowego) materiału w piaskowcu idzikowskim można by łączyć z okresami odmłodzenia erozji na zapleczu basenu, czyli z okresami wzrostu intensywności ruchu podnoszącego zaplecze. Można by również temu zaprzeczyć i wskazać, że na grubość ziarna osadu wpływają zmiany klimatyczne, jak głębokość morza, pojemność potoków dostarczających osadu, itp. Uwzględniając jednak obserwacje cyklotemów na innych obszarach można by za M. G. Ruttenem (1952, str. 531) sądzić, że zmiany klimatyczne wpływają w głównej mierze na boczną zmienność rytmicznej sedymentacji. Ta na zbadanym przez mnie obszarze jest istotnie bardzo duża. W piaskowcu idzikowskim nie da się wyznaczyć jakichkolwiek dwu profilów (nawet w najbliższym sąsiedztwie), w których następstwo warstw byłoby podobne. Na odwrót rytmiczne ograniczenie wielkości frakcji do określonego okresu każdego cyklotemu wskazuje na przewagę wpływu z zewnątrz, czyli na wpływ czynników orograficznych. Należy oczywiście pamiętać, że ruchy dźwigające zaplecze basenu są bardzo kapryśne. Ich nieregularność, różne natężenie, zanik i ponowne pojawianie się, różne ich centra, odmienna długość trwania, itp. są cechami, od których w pierwszym rzędzie zależy cykliczna sedymentacja (S. Radwański, 1954).

Wiadomo, że z chwilą zmniejszenia się wielkości ziarna lub objętości osadu dostarczonego do basenu obniża się morska podstawa agradacji i pojawia się efektywna erozja dna (C. O. Dunbar, J. Rodgers, 1957). Efektywna erozja dna ustaje w momencie wytworzenia się równowagi, której oznaką jest brak osadzania (nadmiar osadu jest natychmiast odprowadzany do głębszej wody i obszar gradowany rozszerza się bez zmiany głębokości). Aby ponownie pojawił się osad, dno musi się obniżyć. Jeżeli jednak dno będzie obniżało się szybciej od objętości dostarczanego osadu, wówczas nastąpi morska transgresja. W wyniku transgresji facja litoralna zazwyczaj nie zachowa się, zwłaszcza jeśli objętość dostarczanego osadu nie będzie zbyt duża. Nasuwa się jednak pytanie, czy obniżanie obszaru sedymentacji jest procesem niezależnym od dostarczania osadu? Istnieje uzasadniona obawa, że w wielu przypadkach proces taki może być intensywniejszy od zjawisk sedymentacyjnych. Obniżanie bowiem danego obszaru bez dostarczania osadu będzie już zjawiskiem tektonicznym, a nie sedymentacyjnym. Z sedymentacyjnego zatem punktu widzenia wydaje się, że obniżanie dna basenu zależy od objętości dostarczonego osadu, a więc w konsekwencji od stosunków panujących na obszarze, z którego materiał pochodzi. Wskazuje na to sedymentacja osadów kredowych. Również w okolicy Idzikowa „dno obszaru sedymentacyjnego musiało osiadać w miarę narastania osadów, o czym świadczy kilkusetmetrowa ich miąższość przy równoczesnym zachowaniu płytkowodnego charakteru“ (H. Teisseyre, 1957, str. 238), o czym później będzie jeszcze mowa.

Obniżanie zatem dna basenu w obecności terygenicznego materiału reagującego na segregację przez fale i prądy prowadzi do przesunięcia linii brzegu w głąb lądu, czyli do transgresji. Czy podnoszenie dna basenu prowadzi w tych warunkach na odwrót do regresji? Liczni geolodzy (np. P. H. Kuenen, 1950; C. O. Dunbar, J. Rodgers, 1957 i inni) odpowiadają na to pytanie przecząco. Facje, które podczas malejącego obniżania dna były przesuwane w kierunku morza, czyli facje regre-

sywne, ulegają — wskutek podnoszenia dna — natychmiastowej erozji. Podniesienie dna powoduje, że osad ulega silniejszemu działaniu fal i prądów i zaczyna powoli przesuwac się w kierunku morza. Im dno bardziej zbliży się do powierzchni wody, tym rozproszenie osadu staje się silniejsze, a spływanie powolniejsze, zwłaszcza że dostarczanie materiału terygenicznego jest wówczas niedostateczne. Nie należy bowiem sądzić, że bezpośrednio będzie temu przeciwdziałał wpływ podnoszonego ładu; między obszarem najsilniej podnoszonym a brzegiem morza znajduje się równia nadmorska. Przypadki, że ruch podnoszący zaplecze sięga bezpośrednio w obszar morski, są raczej rzadkie. Gdyby nawet tak było, to po pewnym czasie sedymentacja zostałaby wznowiona wskutek następnego obniżenia dna.

Jeśli jednak dostarczanie materiału terygenicznego przewyższy siłę transportową fal i prądów, akumulacja będzie się odbywała, mimo że dno podlega działaniu fal i prądów, a osad jest ciągle podnoszony i przemieszczany. Takie warunki doprowadzą do regresji morza, a nawet do powstania delty, jeśli tylko ciągłość dostarczania osadu będzie zapewniona (na przykład z wypiętrzonych łańcuchów górskich na zapleczu basenu). W ten sposób w formie delty mógł akumulować piaskowiec idzikowski.

W morzu tak płytkim, że całe jego dno jest dostępne turbulencyjnemu działaniu fal, wykształca się tylko stropowe warstwy delty. Podmorska część tych stropowych warstw, zbudowana z sublitoralnego piaskowca, będzie (wskutek przemieszczania dostarczanego osadu) rozbudowywana w postaci płytkiej strefy nerytycznej. Cechy piaskowca idzikowskiego wskazują, że osad ten istotnie powstawał w płytkiej nerytycznej strefie śródowiska morskiego.

Im płytsza woda, tym większa turbulencja fal przy dnie i większa trakcja. Spłylenie wzrasta w miarę gromadzenia piasku. Zwiększa się zatem wpływ działania fal, wiadomo zaś, że ruch fragmentów większych od frakcji piaszczystej jest prawie wyłącznie ograniczony do tego wpływu (P. H. Kuenen, 1950). Jeśli pojedyncze większe ziarna leżą w stropie równoziarnistej i drobnoziarnistej warstwy (zjawisko często obserwowane w piaskowcu idzikowskim), to maksimum poruszanego ciężaru może wzrosnąć dziesięć lub więcej razy (P. H. Kuenen, 1950, str. 251), jednak zgodnie z R. A. Bagnoldem (1941) głębokość, do której żwir może być poruszany, jest bardzo mała, rzędu wysokości fali. Żwir zatem pojawia się w piaskowcu idzikowskim² w okresie maksymalnego spłylenia (faza c cyklotemu). Jednocześnie w osadzie zbudowanym ze żwiru nagromadzenie bentonicznej fauny morskiej jest nawet większe niż w drobnoziarnistym piaskowcu. Fauna ta dowodzi, że mimo tak dużego spłylenia, nie mamy jednak do czynienia z niemorskimi osadami delty.

Okresy obniżania obszaru deltowego (faza a cyklotemu) zaznaczają się nie tylko szczególną drobnoziarnistością piaskowca idzikowskiego, ale też dużą częstotliwością przerw międzywarstwowych i nieznaczną boczną rozciągłością warstw. Dopiero większa głębokość wody w całej pełni ujawnia krótkobieżność i różnokierunkowość dennych prądów. Te właśnie prądy, wielce charakterystyczne dla strefy nerytycznej, są przyczyną

² Mowa o warstwach zlepionca z dolnej części piaskowca idzikowskiego, a nie o zlepioncu z Pasterskich Skał.

nieregularności warstwowania i licznych przerw w sedymentacji, a więc również przerw międzywarstwowych. W głębszej wodzie większe są fale i w okresach większych sztormów mogą unosić większe masy osadu. Jednak nawet tak gwałtowny ruch fal nie wstrzymuje sedymentacji, a to ze względu na krótkobieżność prądów (P. H. Kuenen, 1950). Dowodem jest pojawianie się iltu w nierównościach powierzchni sedymentacji.

Trudno określić, o ile wzrosła głębokość morza. Zapewne wzrosła niewątpliwie znacznie, ale niewątpliwie wystarczająco, aby zmiana środowiska spowodowała wędrówkę fauny morskiej, która prawie zupełnie zanika w bardzo drobnoziarnistym piaskowcu.

Między krańcowymi stadiami rozwoju morskiego środowiska deltowego występują okresy działania stałych prądów morskich dostarczających drobnoziarnistego piasku (faza b cyklotemu). Ze względu na wnioskowaną dużą rolę morza i związaną z nią niewątpliwą redukcją napowietrznej części delty prawie cała masa dostarczanego piasku nieregularnie rozprzestrzenia się na podwodnej części delty lub wypełnia nierówności dna. Wówczas w krzyżowym warstwowaniu uwidacznia się nagle zmiana szybkości transportu osadu, na granicy między środowiskiem rzeczonym a morskim. Zmiana w ekologii dna morza powoduje powrót fauny morskiej, która szczególnie jest liczna w soczewkach wapnistego piaskowca pojawiającego się po maksymalnym spłyceńiu morza. Występowanie wapnistego piaskowca w tym właśnie okresie cyklotemu pozwala sądzić, że każdorazowe pogłębianie morza było szybsze niż osiągnięcie maksymalnego jego spłyceńia. Widzimy zatem, że symetryczne powtarzanie faz może dać w efekcie niesymetryczny cykl.

ZAZĘBIANIE FACJALNE I WIEK DELTY

Jeżeli od uwarunkowanego strukturą przełomu Idzikowskiego Potoku będziemy szli w poprzek biegu warstw i przekroczymy załom prawego zbocza doliny zauważymy, że w piaskowcu, z którego jest zbudowana wysoczyzna, cyklotemy są mniej wyraźne. Wprawdzie na tym obszarze warstwy leżą poziomo (fig. 1) i nie powstają większe odsłoneńia, niemniej w skarpach przydrożnych można zauważyć silny rozwój bardzo drobnoziarnistego piaskowca kosztem pozostałych jednostek cyklotemu. Zjawisko to znacznie różni ostatnio wymieniony osad od niżej leżącego piaskowca, w którym najgrubsza jednostka cyklotemu jest zbudowana z drobnoziarnistego piaskowca. Można dodać, że na wysoczyźnie, w najwyższej części pionowego profilu warstw, uwagę zwracają liczne wystąpienia piaskowca wapnistego. Fauna spotykana w piaskowcu wapnistym ma wyraźne cechy fauny autochtonicznej. Stanowią ją bowiem nagromadzenia złożone z dobrze zachowanych skorupki (tabl. I, fig. 3), które zazwyczaj prawie całkowicie zastępują piaskowiec wapnisty, dając charakterystyczną i powszechnie z Idzikowa znaną skałę muszlową (*Kieslingswalderschill*). Często można ją zauważyć na ornych polach we wschodnich zboczach wzgórza Pasikoń. Istnieje duże prawdopodobieństwo, że najwyższa część piaskowca idzikowskiego, w której występują wymienione nagromadzenia fauny, jest młodszym poziomem stratygraficznym. Na to również wskazują następne obserwacje. W kierunku wschodnim poniżej wspomnianego wzgórza, jeszcze przed drogą prowa-

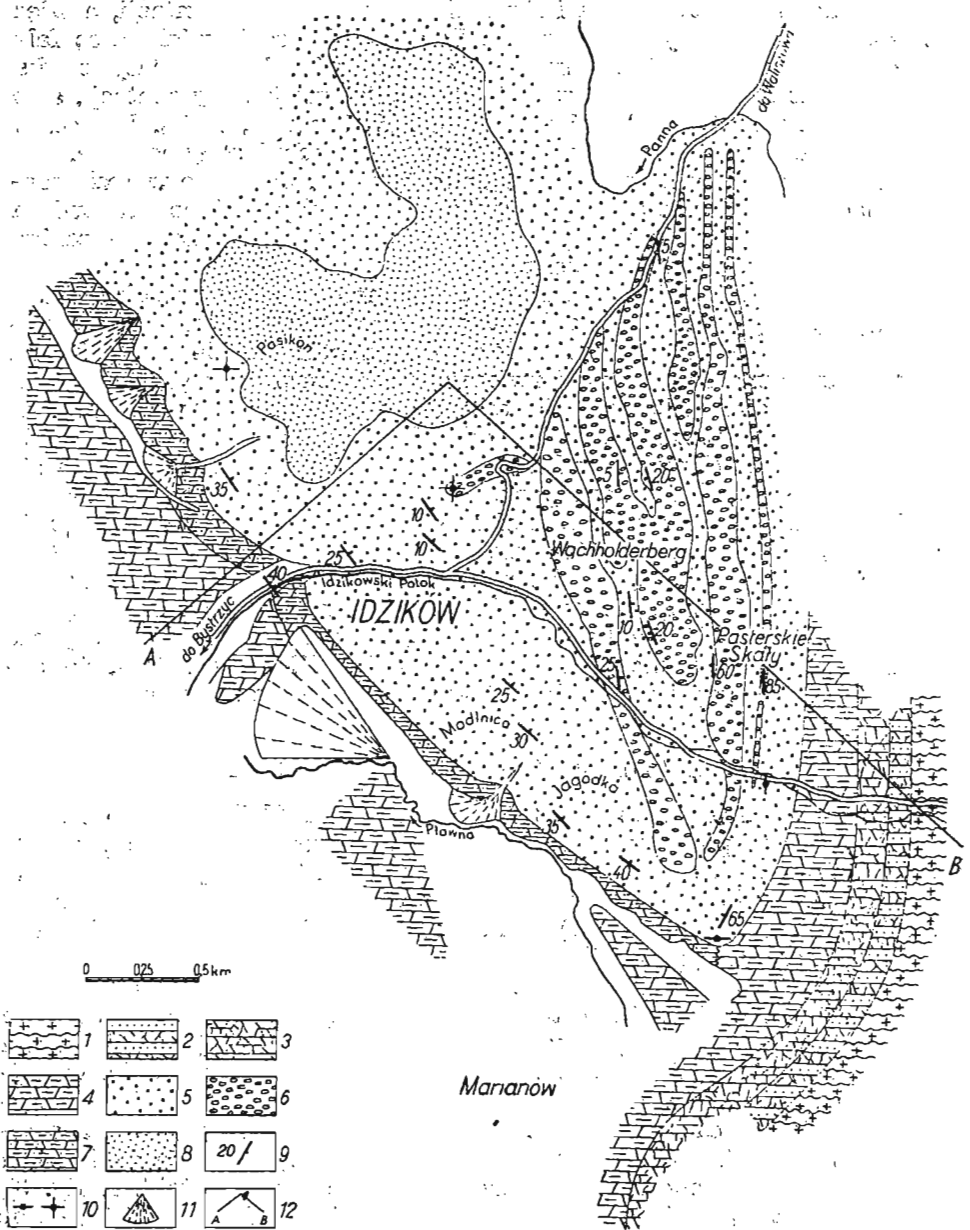


Fig. 1. Szkic geologiczny okolic Idzikowa

Diagrammatic geological map of the region of Idzików

- 1 — gnejs prekambryjski, 2 — margiel i piaskowiec dolnego turonu, 3 — margiel górnego turonu, 4 — margiel idzikowski dolnego koniaku, 5 — część dolna piaskowca idzikowskiego; dolny koniak, 6 — zlepieniec z Pasterzkich Skał dolnego koniaku, 7 — zażęblenia idzikowskiego marglu z piaskowcem; dolny koniak, 8 — część górna piaskowca idzikowskiego; środkowy koniak, 9 — upad warstw, 10 — ułożenie pionowe i poziome warstw, 11 — stożki napływowe, 12 — linia przekroju

dzącą z Idzikowa do górnego Waliszowa zanikają nagromadzenia fauny. Nieco dalej, w obrębie piaskowca, pojawiają się pierwsze większe ławice zlepieńca, których liczba wzrasta ku wschodowi. Jest to zlepieniec z Pasterskich Skał.

W dotychczasowym piśmiennictwie zlepieniec z Pasterskich Skał był różnie interpretowany. F. Sturm (1901) uznał go za odrębny poziom górnej kredy, grubości 20 m, najmłodszy w szerokiej synklinie utworzonej przez wschodni brzeg rowu Nysy i podgięte warstwy w okolicy Bystrzycy. K. Rode (1934; 1936) uważa, że opisywany zlepieniec nie jest odrębnym poziomem stratygraficznym, ale stożkiem napływowym równowiekowym z piaskowcem idzikowskim. Stożek ten w fleksurowo podniesionej brzeżnej strefie rowu Nysy ma mieć 120 m grubości i ku zachodowi wyklinowuje się w piaskowcu idzikowskim wypełniającym synklinę utworzoną między Idzikowem a Waliszowem. Wyklinowanie to ma być widoczne w zboczach wzgórza Wachholderberg³. H. Scupin (1935), podobnie jak F. Sturm, jest skłonny uznać zlepieniec z Pasterskich Skał za najmłodszy poziom lokalnego profilu kredy. Wskazuje on, że warstwy tego poziomu są stromo ustawione w pasmie Pasterskich Skał, a ku zachodowi upad ich zmniejsza się stopniowo. W zlepieńcu przygodnie pojawiają się cienkie wkładki piaskowca. Ostatecznie w zboczach Wachholderbergu, tj. według H. Scupina w środku synkliny kredowej, poziom zbudowany ze zlepieńca jest już tak cienki, że zanika. Geolog ten sądzi, że zanik zlepieńca nie polega na zastąpieniu zlepieńca przez piaskowiec idzikowski, ale na rozmyciu. H. Scupin podziela pogląd podany u K. Rodego, że zlepieniec z Pasterskich Skał grubieje ku wschodowi do około 120 m i dodaje, że cyfra ta może być niedokładna, ze względu na malejący ku zachodowi upad warstw zlepieńca.

Nowe obserwacje tylko częściowo są zgodne z dotychczasowymi. Obraz uzyskany na dołączonym do niniejszej pracy szkicu geologicznym wskazuje, że zlepieniec z Pasterskich Skał szeroko rozprzestrzenia się na północ od Idzikowa i wydatnie zważa się ku południowi, w kierunku Marrianowa. Na północy warstwy zlepieńca są rozmyte przez potok Panna. Ich przedłużenia należałoby szukać w prawym zboczu doliny potoku Panna, już poza granicą obecnie opisywanego obszaru.

Na grzbiecie Pasterskich Skał ławice zlepieńca są istotnie stromo ustawione i w kierunku Wachholderbergu nachylenie ich stopniowo zmniejsza się aż do ułożenia poziomego. Taki jednak układ warstw jest częstym zjawiskiem w rowie Nysy i nie jest nowym zagadnieniem. Nowa jest natomiast obserwacja, że serie złożone z ławic zlepieńca są poprzegradzane drobnoziarnistym piaskowcem, który zawiera faunę morską. Następnie można się było przekonać, że smugi zlepieńca przebiegają południkowo, a średnica otoczków, zwłaszcza zbudowanych z porfiru, jest mniejsza na południowym końcu smug i zwiększa się ku północy. Wymienione obserwacje wskazują, że nie możemy dłużej już mówić o stożku

1 — Precambrian gneiss, 2 — Lower Turonian marl and sandstone, 3 — Upper Turonian marl, 4 — Lower Cretaceous Idzików marl, 5 — Lower part of Idzików sandstone; Lower Cretaceous, 6 — Pasterskie Skały conglomerate; Lower Cretaceous, 7 — intertonguing of Idzików marl with Lower Cretaceous sandstone, 8 — upper part of Idzików sandstone; Middle Cretaceous, 9 — dip of strata, 10 — vertical and horizontal arrangement of strata, 11 — alluvial cones, 12 — line of section

³ Brak polskiej nazwy.

napływowym. Nasuwa się natomiast przypuszczenie, że smugi zlepieńca są raczej południkowo przebiegającymi detrytycznymi językami sukcesywnie układanymi na środku podwodnej części delty. Na ich południkowy kierunek wskazuje najbardziej na zachód wysunięte wystąpienie ławic zlepieńca. Okazało się, że zlepieniec nie kończy się na Wachholderbergu. Na północny zachód od tego wzgórza, w zboczu doliny Idzikowskiego Potoku, widoczne są trzy odsłonięcia, w których zlepieniec wydobywano dawniej na kruszywo. Odsłonięte w nich ławice zlepieńca leżą poziomo, dlatego obszar występowania osadu jest wydłużony równoleżnikowo, zgodnie z biegiem poziomicy. Zasięg tego zlepieńca jest wyraźnie ograniczony od zachodu i wschodu, natomiast z powodu stromości zbocza przedłuża się tylko ku północy, pod pokrywą piaskowca. Widzimy zatem prawie poprzeczny przekrój smugi zlepieńca. Smuga ta i następne (do niej podobne) wskazują, że zlepieniec z Pasterskich Skał nie zamika na zachodzie wskutek rozmycia (w środku synkliny!?), ani nie wyklinowuje się (jako całość) w piaskowcu, ale ku zachodowi zazębia się z piaskowcem — jest więc z nim równowiekowy.

Na obszarze występowania zlepieńca z Pasterskich Skał sedimentacja jest zaburzona wskutek zmian tektonicznych. W okolicy Idzikowa, wzdłuż podnóża stoku fleksurowego, można bowiem wyznaczyć krętą linię nieco odchylającą się ku zachodowi. Obustronnie ku tej linii jest skierowany upad warstw. Na przykład na północ od Idzikowa uprzednio poziome warstwy mają w pobliżu wspomnianej linii upad około 5° na wschód. Natomiast na wschód od tej linii upad warstw jest zachodni i ze wzrostem nachylenia zbocza fleksury zwiększa się stopniowo od 20° do 85° (na szczycie Pasterskich Skał). Ku północy opisane zaburzenie tektoniczne zanika, przechodząc stopniowo w typową fleksurę. Ku południowi linia wyznaczona zmianą kierunku upadu warstw dochodzi między Idzikowem a Marianowem do denudacyjnego progu piaskowca idzikowskiego i tam, w miejscu, w którym się kończy, upady warstw piaskowca zakreślają półkole. Mianowicie upad 40° NE (w progu denudacyjnym) zmienia się na pionowy przy biegu warstw W — E (na południowym końcu linii) i kolejno na upad 65° NW w zboczu fleksury.

Opisane zjawiska wskazują, że w czasie powstawania rowu tektonicznego sztywna masa piaskowca uległa załamaniu wskutek tego, że fleksura stała się stroma. Załamanie to jest lokalne i wyrównuje się na północ od Idzikowa, gdzie warstwy graniczące od zachodu z osią załamania przechodzą do położenia poziomego. Oś załamania wynurza się ku południowi. W miejscu, w którym rozpoczyna się wynurzenie osi, w obrębie zabudowań idzikowskich i na obszarze przyległym od północy do tych zabudowań, szeroko rozprzestrzenia się piaskowiec przedzielający smugi zlepieńca. Można się było przekonać, że cechy tego piaskowca upodabniają go do starszego piaskowca idzikowskiego, a nie do piaskowca, z którego zbudowane jest wzgórze Pasikoń.

Oś załamania przebiega tuż obok wzgórza Wachholderberg, a więc jest osią synkliny przyjętej przez K. Rodego i H. Scupina, której zachodni brzeg ma znajdować się w okolicy Waliszowa, a wschodni „być może zbiega się z fleksurą brzegu rowu“ (F. Sturm, 1901, str. 54). Obserwujemy, że przy dziś widocznej południowo-zachodniej granicy delty warstwy piaskowca i podścielającego go marglu istotnie są nachylone

przeciwnie niż zboczne fleksury. Dopiero w pewnej odległości od obwodu delty warstwy piaskowca przybierają stopniowo ułożenie poziome. Gdyby nawet, idąc za myślami K. Rodego i H. Scupina, łączyć obraz ku sobie skierowanych upadów warstw z obrazem synkliny, to nie można by jednocześnie wyjaśnić niespodziewanego wzrostu grubości marglu w pobliżu delty. Jak wykazały pomiary wykonane przeze mnie w zboczu fleksury, margiel idzikowski ma w pobliżu delty 250 m grubości, czyli jest o 130 m grubszy na przykład od marglu okolicy Marianowa lub Wilkanowa. Osad ten osiąga tak poważną grubość z zachowaniem płytkowodnego charakteru. Świadczą o tym szczeliny z wysychania i hieroglify prądowe (tabl. I, fig. 4) widoczne na powierzchniach piaszczystych wkładek w marglu idzikowskim odsłoniętym na południe od Idzikowa w brzegach potoku Pławna. Pewien dowód wzrostu objętości dostarczanego materiału, z którego powstawał margiel w okolicy Idzikowa, jest widoczny tylko w wyjątkowym występowaniu konkrecji pelosyderytowych. Konkrecje te w marglu idzikowskim okolicy Marianowa, a więc w niedalekiej odległości na południe od Idzikowa, są jeszcze bardzo liczne i wskazują, że tam na dnie morskim osadzało się już o wiele mniej osadu lub nawet były okresy braku osadzania.

Do wzrostu objętości marglu w okolicy Idzikowa niewątpliwie przyczyniał się materiał, którego grubsza frakcja akumulowała w formie delty. Tak duża akumulacja osadu musiała spowodować obniżenie dna obszaru akumulacji. Jest to zgodne z uprzednio wypowiedzianym poglądem. W konsekwencji należy zastanowić się, czy podana u K. Rodego i H. Scupina hipoteza synkliny między Idzikowem a Waliszowem jest niezbędna do wytłumaczenia nachylenia warstw na przejściu od marglu idzikowskiego do sublitoralnego piaskowca.

Na północny zachód od Idzikowa zbocze denudacyjnego progu zbudowanego z piaskowca idzikowskiego jest załesione. Potoki spływające w dół zbocza złobią głębokie jary i gubią się w gromadzonych u podnóża stoku stożkach napływowych. W dnach jarów odsłonięty jest prawie poprzeczny przekrój warstw. U dołu stoku upad warstw wynosi 40° NE. Nachylenie ich stopniowo zmniejsza się w miarę jak podchodzimy w górę zbocza i jeszcze przed osiągnięciem denudacyjnej krawędzi progu widzimy już poziomo leżące warstwy piaskowca. Margiel, z którego zbudowana jest denudacyjna platforma progu, nie od razu jest przykryty ciągłą serią warstw piaskowca. Na dolnym odcinku zbocza, w nierównych odstępach po sobie, następują na przemian serie warstw marglu i piaskowca kilkunastometrowej grubości. W tym obrazie widzimy zazębienie się marglu idzikowskiego z sublitoralnym piaskowcem. Musimy więc przyjąć, że margiel idzikowski jest co najmniej tego samego wieku, co dolna część piaskowca idzikowskiego.

Granica między obu litofacjami jest linią zygzakowatą (fig. 2), której wysokość zależy od grubości delty. Musimy zdawać sobie sprawę, że dziś odsłonięty obraz zazębienia marglu z piaskowcem jest bardzo krótkim odcinkiem tej granicy. Języki piaskowca były budowane na dnie morza jako sukcesywna akumulacja piasku naniesionego przez rzeki. Dowodem ich pochodzenia są cechy piaskowca (wyżej już częściowo podane) i jego stosunek do przyległych margli. Margiel przechodzi stopniowo w język piaskowca (brak tu regresywnej niezgodności, ale ta jest zawsze tylko

wyjątkowym zjawiskiem), pierwotna natomiast powierzchnia piaskowca jest wyraźnie ścięta wskutek erozji. Istnieją oczywiście przypadki stopniowego przejścia piaskowca w margiel, ale nie są one spowodowane transgresywnym charakterem piaskowca (jako piaskowca podstawowego), lecz szybszą niż w innych miejscach transgresją marglu. Zgodnie z teoretycznym założeniem osadzanie się piaskowca, w przeciwieństwie do mar-

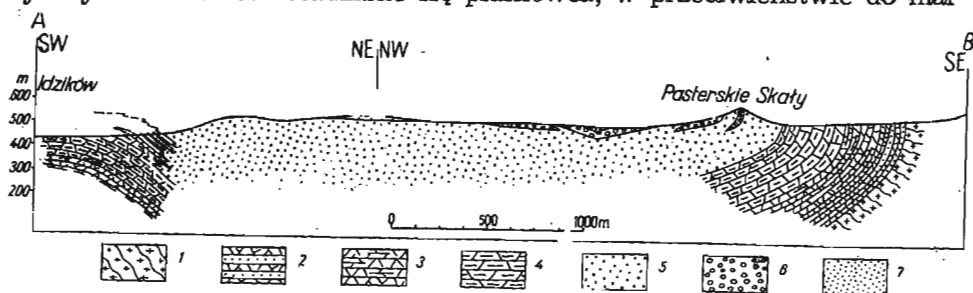


Fig. 2. Przekrój geologiczny przez kredę okolic Idzikowa

Geological section across the Cretaceous of the Idzików region

1 — gnejs prekambryjski, 2 — margiel i piaskowiec dolnego turonu, 3 — margiel górnego turonu, 4 — margiel idzikowski dolnego koniaku, 5 — część dolna piaskowca idzikowskiego; dolny koniak, 6 — zlepieńiec z Pasterskich Skał dolnego koniaku, 7 — część górna piaskowca idzikowskiego; środkowy koniak.

1 — Precambrian gneiss, 2 — Lower Turonian marl and sandstone, 3 — Upper Turonian marl, 4 — Lower Coniacian Idzików marl, 5 — Lower part of Idzików marl; Lower Coniacian, 6 — Pasterskie Skały conglomerate of Lower Coniacian, 7 — upper part of Idzików sandstone; Middle Coniacian

glu, nie jest spowodowane bezpośrednio obniżaniem się dna basenu. Dlatego zygzakowata granica między marglem a piaskowcem jest diagramem obniżania się dna. Ponieważ sublitoralne piaskowce powodują regresję morza, można je nazwać piaskowcami regresywnymi. Jako takie były one z biegiem czasu przesuwane w kierunku morza, ale ich ruch nie odbywał się w stałym poziomie. Obszar delty i przyległego do niej marglu obniżał się w miarę narastania osadów. Z powodu jego obniżania podstawa margli idzikowskich ulegała coraz silniejszemu nachyleniu ku północnemu wschodowi. W tym kierunku, zgodnie z zarysem podstawy margli, nachylenie starszych języków regresywnego piaskowca jest większe od przypuszczalnego nachylenia młodszych języków piaskowca, przesuniętych w kierunku morza. Odpowiednio granica między marglem idzikowskim a nadległymi piaskowcami była również szybko obniżana. W wyniku tego obniżania, jakby w brzegu synkliny, warstwy w obrębie delty i w przyległym marglu również nie są poziome.

Widzimy więc, że hipoteza synkliny nie jest niezbędna do wytłumaczenia nachylenia warstw na przejściu od marglu idzikowskiego do piaskowca sublitoralnego. Nowa interpretacja wyjaśnia wiele dotychczasowych wątpliwości, jak na przykład rzekomą zgodność wschodniego brzegu przyjmowanej dawniej synkliny z fleksurą wschodniego brzegu rowu Nysy, utożsamianie daleko sięgającej synkliny z lokalnym załamaniem masy piaskowca u podnóża zbrocza fleksurowego, „rozmycie“ zlepieńca z Pasterskich Skał w środku synkliny, itp. Odtwarzając pierwotny obraz sedimentacji, mimo późniejszych zmian tektonicznych, które powodują lokalne załamanie masy piaskowca, można by się zapytać, dlaczego piaskowiec, z którego jest zbudowana wspomniana wysoczyzna, wskazuje

na głębsze morze, podczas gdy zlepieniec z Pasterskich Skał, na odwrót, na bardzo płytkie morze (fauna morska bardzo uboga występuje lokalnie w zlepieńcu, jak to urwidoczniomo na tabl. I, fig. 5). Na pytanie to można odpowiedzieć następująco. Wiadomo, że najbardziej znamienym sprawdzianem osadu deltowego jest stwierdzenie wypukłości widocznej na poprzecznym przekroju delty. Strop delty powinien być płaski, ale najwyższy w środku delty i szybko obniżający się w kierunku jej brzegów. Stosunki sedymentacyjne, które panowały w czasie osadzania zlepieńca z Pasterskich Skał, jak najbardziej odpowiadają temu obrazowi. Dziś zatem widzimy zachodnią część delty i niewielki odcinek jej środkowej części. Delta była sypana od północy. Wydaje się słuszne, że prądy i fale, które były dostatecznie silne, aby transportować żwir w głąb morza, działały na linii nurtu głównej rzeki. W normalnych warunkach żwiry rzeczne są osadzane zanim prąd osiągnie morze (C. O. Dunbar, J. Rodgers, 1957; str. 181). Zlepieniec z Pasterskich Skał powstawał w środowisku morskim, gdyż zbyt dobrze ma obtoczone ziarno. O szczególnie intensywnym dopływie żwiru świadczy choćby fakt dalekiego wnicania języków zlepieńca w morski osad. Jeśli nie udało by się przedstawić innego, lepszego dowodu, to fakt ten mógłby wskazywać na niestałość skorupy ziemskiej na lądzie dostarczającym materiału detrytycznego. Należy wyraźnie podkreślić, że składniki zlepieńca z Pasterskich Skał nie pojawiają się nagle i dopiero w czasie powstawania tego osadu. Różnego rodzaju porfiry spotykane w tym zlepieńcu, a także leukokratyczne muskowitzowe gnejsy, szarogłazy, łupki krzemionkowe i inne występują w postaci otoczków również w niższej części piaskowca idzikowskiego.

Przyszłe badania wykażą, czy języki zlepieńca biegną istotnie w poprzek strefy litoralnej. Zlepieniec z Pasterskich Skał, jak już wiadomo, jest tego samego wieku co piaskowiec idzikowski. W piaskowcu idzikowskim F. Sturm (1901) znalazł formę przewodnią środkowego koniaku *Inoceramus involutus* S o w. Niestety geolog ten nie podał dokładniej lokalizacji znalezionych okazów. Tymczasem Z. Radwańska (1959) stwierdziła, że w piaskowcu idzikowskim, znajdującym się nieco powyżej przełomu Potoku Idzikowskiego, występuje *I. koeneni* Müll. Ostatnio (wiadomość ustna) znalazła ona w niższej części piaskowca idzikowskiego (również w piaskowcu przedzielającym poszczególne serie zlepieńca z Pasterskich Skał) liczne okazy tej przewodniej formy dolnego koniaku, natomiast w zespole *I. koeneni* nie natrafiła na *I. involutus*. Uwzględniając przedstawione w niniejszej pracy zazębianie facjalne można by sądzić, że *I. involutus* występuje w okolicy Idzikowa w wyższej części piaskowca idzikowskiego. Nie ma zatem prawdopodobieństwa znalezienia tej skamieniałości w piaskowcu przegradzającym poszczególne języki zlepieńca, natomiast należałoby jej szukać w piaskowcu, z którego jest zbudowane wzgórze Pasikoń (zwłaszcza jego wschodnie zbocze i to od wysokości, na której zaczynają pojawiać się nagromadzenia autochtonicznej fauny, tj. około 530 m) oraz na wzgórzu o punkcie wysokościowym 553,0 m. Byłoby rzeczą ciekawą, gdyby przyszłe badania paleontologiczne również udowodniły, wbrew dotychczasowym poglądom, że piaskowiec idzikowski nie jest jednowiekową serią osadową.

PIŚMIENNICTWO

- BAGNOLD R. A. (1941) — *The physics of blown sand and desert dunes*. London, Methuen.
- BERSIER A. (1950) — *Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine*. — Rep. XVIII Intern. geol. Congr. [IV], p. 88—93. London.
- БЕЛОУСОВ В. В. (1954) — *Основные вопросы геотектоники*. Москва.
- BORN A. (1936) — *Periodizität epirogener Krustenbewegungen*. Rep. XVI Intern. geol. Congr. [I], p. 169—189. Washington.
- БОТВИНКИНА Л. Н. (1953) — *Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе кузнецкого бассейна*. Тр. Геол. Инст. АН СССР, вып. 139. Москва.
- BUBNOFF S. (1947) — *Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie*. Geol. Rdsch. 35, p. 6—22. Leipzig.
- DELEAU P. (1951) — *Les bassins houillers du Sud-Oranais dans la région de Colomb-Béchar-Abadla*. Bull. Serv. Carte géol. d'Algérie, [2], Stratigraphie, 20, nr 1. Alger.
- DUNBAR C. O., RODGERS J. (1957) — *Principles of stratigraphy*. London.
- FIEGE K. (1951) — *Sedimentationszyklen und Epirogenese*. Zs. deutsch. geol. Ges., 103, p. 17—22. Hannover.
- JESSEN W., KREMP G., MICHELAU P. (1952) — *Gesteinsrhythmen- und Faunenzyklen des Ruhrkarbons und ihre Ursachen*. C. R. III. Congr. Strat. Carb., 1, p. 289—294. Heerlen.
- KUENEN P. H. (1950) — *Marine Geology*. John Wiley Sons. Inc. New York.
- NOWAK J. (1927) — *Zarys tektoniki Polski*. Kraków.
- RADWAŃSKA Z. (1959) — *Problem górnego turonu w kredzie dolnośląskiej*. Kwart. geol., 4, p. 113—124, nr 1. Warszawa.
- RADWAŃSKI S. (1954) — *Budowa geologiczna obszaru kulmowego między Marciszowem, Sadami Górnymi a Witkowem (Dolny Śląsk)*. Biul. Inst. Geol., 90. Warszawa.
- RODE K. (1934) — *Mesozoische Krustenbewegungen in Schlesien*. Zs. deutsch. geol. Ges., 86, p. 483—490. Berlin.
- RODE K. (1936) — *Die Schichtenfolge der Kreide im Neissegraben*. Zbl. Min., etc. [B], p. 109—118. Stuttgart.
- RUTTEN M. G. (1949) — *Frequency and periodicity of orogenic movements*. Bull. Geol. Soc. Amer., 60, p. 1755—1770, nr 11. New York.
- RUTTEN M. G. (1952) — *Rhythm in sedimentation and in erosion*. C. R. III. Congr. Strat. Carb., 2, p. 529—537. Heerlen.
- SCUPIN H. (1935) — *Die stratigraphischen Beziehungen der mittel und nord-sudetischen Kreide*. Zs. deutsch. geol. Ges., 87, p. 523—538. Berlin.
- STURM F. (1901) — *Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna*. Jb. preuss. geol. L.-A., 21, p. 30—98, [1900]. Berlin.
- TEISSEYRE H. (1957) — *Regionalna geologia Polski (praca zbiorowa)*. Sudety. 3, część I, rozdz. IV, nr 1, Pol. Tow. Geol. Kraków.
- WANLESS H. R., SHEPARD F. P. (1936) — *Sea level and climatic changes related to late Palaeozoic cycles*. Bull. Geol. Soc. Amer. 47, p. 1177—1206. New York.
- WELLER J. M. (1930) — *Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance*. J. Geol. 38, p. 97—135. Chicago.

Ставнслав РАДВАНЬСКИ

**ДЕЛЬТОВЫЕ ОСАДКИ КОНЬЯКА В ОКРЕСТНОСТЯХ ИДЗИКОВА
(НИЖНЯЯ СИЛЕЗИЯ)**

Резюме

В период накопления коньякских отложений, в небольшом расстоянии к северу от Идзикова (нижняя Силезия) находилась суша. К югу от этой суши простиралось эпиконтинентальное море: в северной части более мелкое (песчанистый мергель), а на остальной площади более глубокое (глинистый мергель). Суша периодически поднималась, в результате чего на морском дне постоянно осаждался новый материал. По мере нарастания возносящих движений, масса детритовых отложений постепенно утолщалась, образуя обширную дельту. Неравномерное поднятие суши и изменчивое опускание морского дна вызывало перемещение морского берега на разное расстояние по направлению к морю или к суше и дельтовые отложения укладывались в седиментационные циклы, чередуясь с морскими мергелями. Наконец, когда поднятие земной коры достигало на суше максимума, тогда на песках нарастающей подводной части дельты начали появляться все более молодые косы крупного гравия.

Stanisław RADWAŃSKI

**DELTA DEPOSITS OF THE CONIACIAN IN THE REGION OF IDZIKÓW
(LOWER SILESIA)**

Summary

During sedimentation of Coniacian deposits there was land in the near vicinity north of Idzików (Lower Silesia). South from this land, the region was covered by an epicontinental sea, shallower in its northern part (arenaceous marl) and deeper in the remaining area (argillaceous marl). Periodically this land emerged, and therefore new material was continuously being deposited on the bottom of the sea. With the progress of emerging movements there gradually developed a widespread delta area, laid down in the shape of large amounts of detrital material. Due to irregularities in the emergence of land and changes in subsidence of the bottom of the sea, the shore line of the sea moved various distances seawards or landwards; therefore the deltaic deposits were laid down in cycles of sedimentation, intertonguing with marine marls. Finally, when on land the movement of the earth crust reached its highest intensity, there began to be deposited, on the sand of the rising submarine part of the delta, progressively younger tongues of coarse gravels.

TABLICA I

- Fig. 3. Nagromadzenie autochtonicznej fauny. Idzików. Środkowy koniak. Wielk. nat.
Accumulation of autochthonic fauna. Idzików. Middle Coniacian. Natural size
- Fig. 4. Hieroglify prądowe na powierzchni piaszczystej wkładki z marglu idzikowskiego. Potok Pławna. Idzików. Wielk. nat.
Current hieroglyphs on the sandy surface of an intercalation of Idzików marl. Pławna creek. Idzików. Natural size
- Fig. 5. Fauna w zlepieńcu z Pasterskich Skał. Szczyt wzgórza o punkcie wys. 603 m n.p.m. w Pasterskich Skałach. Idzików. Wielk. nat.
Fauna from Pasterskie Skały conglomerate. Peak of hill of 603 m. altitude within Pasterskie Skały ridge. Idzików. Natural size



Fig. 3

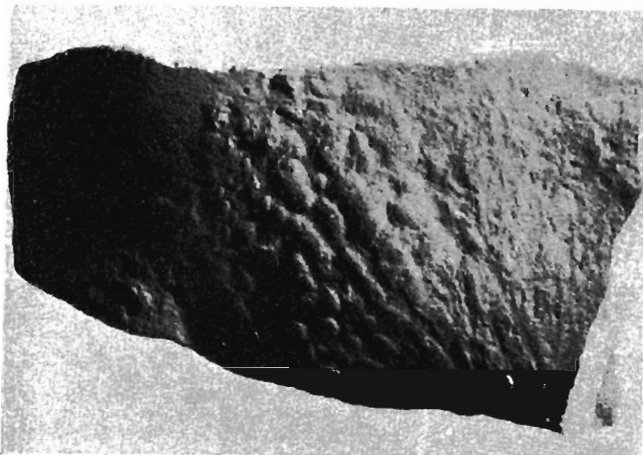


Fig. 4



Fig. 5