

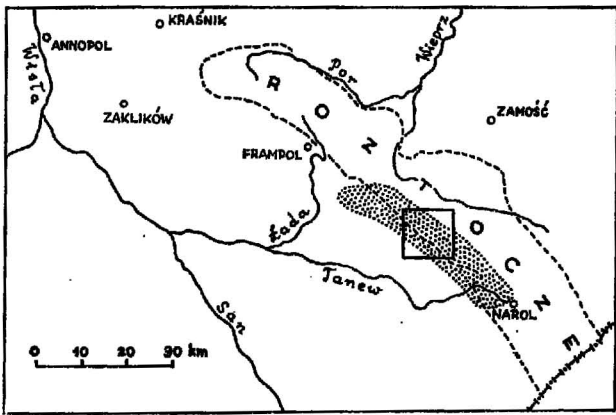
SEDYMENTACYJNE PRZEJAWY MIOCEŃSKIEJ RUCHLIWOŚCI TEKTONICZNEJ NA ROZTOCZU ŚRODKOWYM

UKD 551.243.1:552.14:551.35.051/.053:551.782.1(438-12 Roztocze)

Badacze południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza z dawna uważali ją za odcinek brzegu zapadliska przedkarpackiego, nic więc dziwnego, że domyślano się też udziału czynnika tektonicznego w sedymentacji utworów miocenu na tym obszarze. Obecnie prawie wszyscy są zgodni, że śródmioceńska ruchliwość tektoniczna miała istotny wpływ na stosunki sedymentacyjne. Jednak dość nieliczne są prace, w których pogląd ten jest udoku-

mentowany. Są to przede wszystkim publikacje M. Bieleckiej (głównie 4), R. Neya (m. in. 20) i J. Muchowskiego (18).

Przedmiotem zainteresowania tych badaczy w zakresie omawianego zagadnienia był zwłaszcza związek występowania lub braku pewnych osadów ze strukturami uskokuowymi. Są dwie podstawowe trudności, które napotyka taka analiza. Pierwsza to wybitne zróżnicowanie facjalne przybrzeżnych osadów



Ryc. 1. Sytuacja obszaru omówionego w artykule (pole zakropkowane) i zanalizowanego szczegółowo (kwadrat, odpowiadający polu ryc. 3).

Fig. 1. Location map of the area discussed in the text (dotted) and area covered by detailed studies (rectangled area corresponding to that shown in Figure 3).

miocenu, spowodowane na pewno nie tylko tektoniką, które osłabia, a miejscami wręcz przekreśla możliwość korelacji litostratygraficznych. W tej sytuacji nawet rozwiązanie problemów biostratygraficznych (jak się zdaje — odległe) miałyby dla rekonstrukcji przestrzennych ograniczone znaczenie.

Drugą trudność stwarza uznawane przez wielu badaczy (m. in. 2, 6, 13, 17) prawdopodobieństwo istnienia uroczalicy rzeźby przedmioceniowej, której wpływ na rozwój nadległych osadów może być mylnie poczytywany za efekt synsedymencyjnych ruchów. Trudności te sprawiają, że wiedza o sedymen-tacyjno-tektonicznej historii Roztocza w kluczowej dla tego obszaru epoki mioceniowej jest wciąż dość ogólnikowa, a przy tym geograficznie nierównomierna. Jedynym gruntownym opisem geologii Roztocza Środkowego jest praca B. Arenia (2) wraz z mapą 1:200 000 (3). Autor tych opracowań nie przypisywał jednak istotnej roli ruchom mioceniowym; nawet główną linię kontaktu z zapadliskiem interpretował bez udziału uskoku.

Piszący te słowa dokonał obserwacji nad omawianym zagadnieniem w toku badań tektonicznych na Roztoczu. By osłabić wspomniane trudności, autor uwzględnił m. in. nietradycyjny, analityczny sposób prac: szczegółowe obserwacje strukturalne i sedymen-tologiczne. Tu zostaną przedstawione osiągnięte doświadczenia oraz wnioski dotyczące mioceniowej ewolucji strefy krawędziowej. Te ostatnie mają z konieczności charakter nieco hipotetyczny, gdyż autor nie rozporządza nowym materiałem stratygraficznym, a dotychczasowe ujęcia wydają się niewystarczające.

Rozważania te będą oparte na przykładzie okolic Józefowa na Roztoczu Środkowym (ryc. 1), jako: 1 — znanych z bogatego inwentarza litostratygraficznego i stosunkowo dobrze odsłoniętych, 2 — mało zbadanych pod względem tektonicznym.

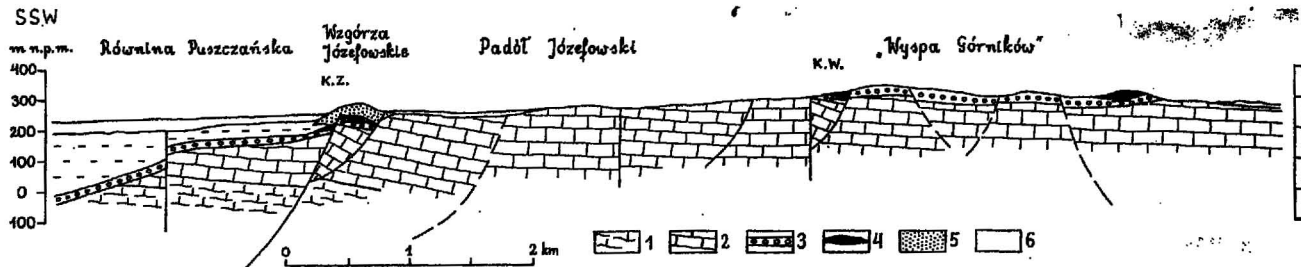
Okolice Józefowa stanowią odcinek strefy krawędziowej Roztocza, opadającej wydatnym progiem ku Kotlinie Sandomierskiej. Na rozpatrywanym odcinku próg ten obejmuje (17, 22) tzw. krawędź wewnętrzną, leżące u jej stóp spłaszczenie Padolu Józefowskiego i krawędź zewnętrzną. Ta ostatnia, wznosząca się nad Równiną Puszczańską (skraj Kotliny Sandomierskiej) jest wyrażona przez południowo-zachodnie zbocza przykrawędziowego pasma Wzgórz Józefowskich. Te główne jednostki morfologiczno-geologiczne ilustruje ryc. 2, a mapę geologiczną zawierającą syntetyczny obraz wyników prac autora — ryc. 3. Ogólnogeologiczna treść tej mapy opiera się na obserwacjach autora i na wynikach ok. 80 wierceń, lokalnie także na materiałach z prac: 2, 3, 7, 15, 24, 29 i 30. Te same dane są podstawą profilu litostratygraficznego (ryc. 4), sporządzonego w nawiązaniu do tradycyjnej nomenklatury stratygraficznej. Autor używa jej dla korelacji z dotychczasowymi opisami, zdając sobie jednak sprawę z problematycznej wartości stosowanych terminów dla ściśle pojętej stratygrafii.

Rozpatrzmy podstawowe elementy tektonicznej i sedymentacyjnej charakterystyki analizowanego obszaru.

POŁOŻENIE WARSTW, SIĘC USKOKÓW

Z dokładnych pomiarów położenia warstw na Roztoczu Środkowym wynika, że ten elementarny wskaźnik budowy geologicznej nie jest należyście wykorzystywany. Wbrew rozpowszechnionemu pogładowi, znaczne nachylenia warstw mioceniowych nie są wyjątkiem. Przy tym nie ograniczają się one do utworów graniczących z facją zapadliska (2). Pozostając przy okolicach Józefowa, upady sięgające 22° spotykamy na dwukilometrowym odcinku wzdłuż południowo-zachodniego brzegu „wyspy Górników” (ryc. 2 i 3). Co dziwniejsze, nachylenia skierowane są niemal wyłącznie ku NE, a więc w stronę od zapadliska a nie ku zapadlisku. Towarzyszą one wychodniom utworów młodszych niż skały otaczające („ogniwo haliotisowe” — ryc. 4), którym w głębi odpowiada asymetryczna depresja stropu kredy widoczna na dwu przekrojach wiercniczych (15). Mamy tu więc najprawdopodobniej strukturę tektoniczną typu rowu lub półrowu. Na jej krańcu można oglądać odsłoniętą strefę uskoku z silnym ugięciem ławic w skrzydle zrzuconym (ryc. 5); podobną sytuację opisano z okolic Zaklikowa (4 — fig. 1).

Ponieważ znaczne nachylenia warstw miocenu w kierunkach północno-wschodnich występują także w innych punktach Roztocza Środkowego, i to z reguły tam, gdzie warstwy znajdują się w zrzuconym ku SW skrzydle uskoku normalnego, autor jest zdania, że zjawisko to wiąże się przyczynowo z uskokami.

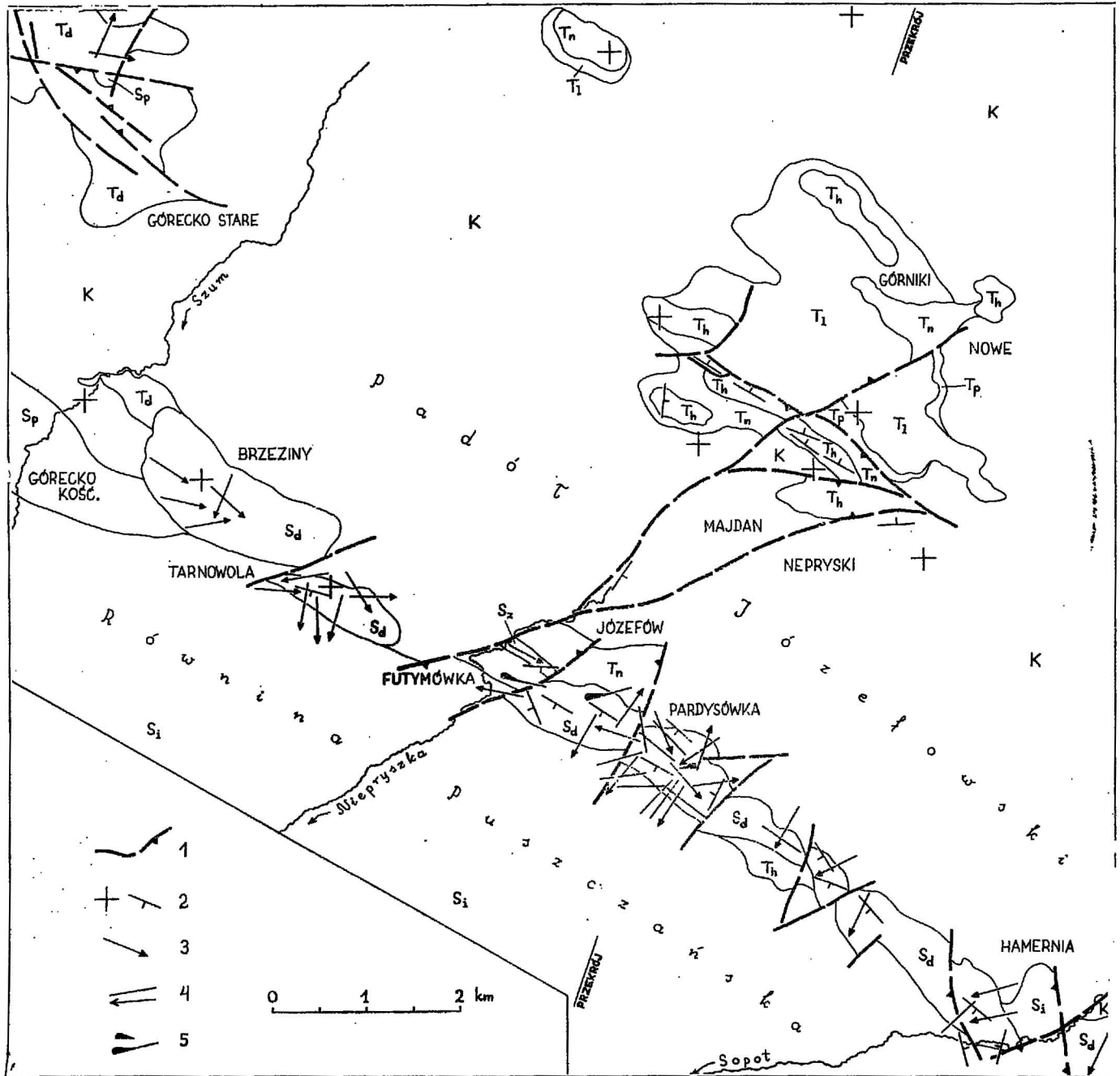


Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez strefę krawędziową Roztocza Środkowego (lokalizacja przekroju na ryc. 3).

Fig. 2. Geological section through marginal zone of the Central Roztocze (see fig. 3 for location of the section).

1 — jura, 2 — kreda, 3 — torton dolny (opol), 4 — torton górny (grabow), 5 — sarmat, 6 — czwartorzęd; K. Z. — krawędź zewnętrzna, K. W. — krawędź wewnętrzną

1 — Jurassic, 2 — Cretaceous, 3 — Lower Tortonian (Opolian), 4 — Upper Tortonian (Grabovian), 5 — Sarmatian, 6 — Quaternary, K.Z. — outer margin, K.W. — inner margin.



Ryc. 3. Syntetyczna mapa geologiczna okolic Józefowa.

1 — uskoki wraz z kierunkiem zrzutu, 2 — położenie warstw, 3 — kierunek transportu osadu odczytany z warstwowań przekątnych, 4 — kierunek śladów wleczenia (strzałka — z odczytanym zwrotem), 5 — osuwiska podmorskie (dłuższy symbol — kierunek i zwrot ruchu). Symbole literowe — znaczenie jak na ryc. 4.

Mamy tu do czynienia z antytetycznymi stopniami uskoku, opisanymi w podobnych sytuacjach z Wyżyny Krakowskiej (5), a zawdzięczającymi swój obrót prawdopodobnie łagodniejszemu ku dołowi nachyleniu powierzchni uskoku (por. 14). Ta ostatnia cecha przemawia za grawitacyjnym charakterem uskoku. Stopnie antytetyczne wzmiankowano już z Równiny Biłgorajskiej (12), podobną wymowę ma obniżanie się ku NE podczwartorzędowej powierzchni Padołu Józefowskiego w niektórych przekrojach (ob. np. 17 — rys. 4 lub tzw. stopień przykrawędziowy na rys. 3) albo paradoks hydrograficzny przełomu Łądy pod Frampołem (13, str. 216). Objawy rotacji antytetycznej daje się rozpoznać także w materiałach z dalszych części Roztocza (np. stopień Nowin Horynieckich na fig. 4 w 19).

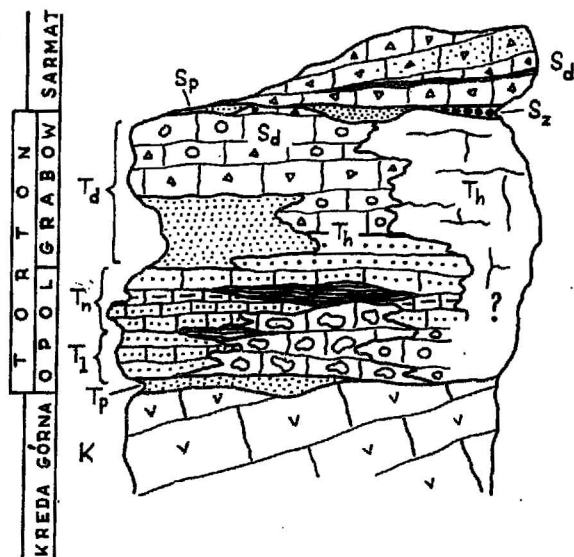
Fig. 3. Synthetic geological map of the vicinities of Józefów.

1 — fault and its direction of downthrust, 2 — strike and dip of beds, 3 — direction of sediment transport read from cross beddings, 4 — direction of drag marks (arrowhead indicates reconstructed direction of dragging), 5 — submarine slumpings (longer mark — direction and orientation of movement). For explanations of letter symbols see Fig. 4.

Zdaniem autora, zjawisko antytetycznej rotacji miało na Roztoczu szersze znaczenie. W rejonie Józefowa dokonała się ona prawdopodobnie również wzdłuż przykrawędziowego pasma Wzgórz Józefowskich¹, co przejawiało się nachyleniem północno-wschodnim (lub co najwyżej położeniem poziomym) skąpo odsłoniętego ogniwa podścielającego sarmackie wapienie detrytyczne (por. 13, str. 218). Ponieważ te ostatnie mają położenie zupełnie odmienne²,

¹) Uskoki podłużne w tej strefie nie są oznaczone na mapie, gdyż nie pozwala na to ilość informacji o podłożu podczwartorzędowym.

²) Niezgodności katowe między utworami tortonów i sarmatu stwierdzono też w rejonie lubaczowskim (20, str. 75).



Ryc. 4. Zbiorczy profil litostratigraficzny miocenu Roztocza Środkowego.

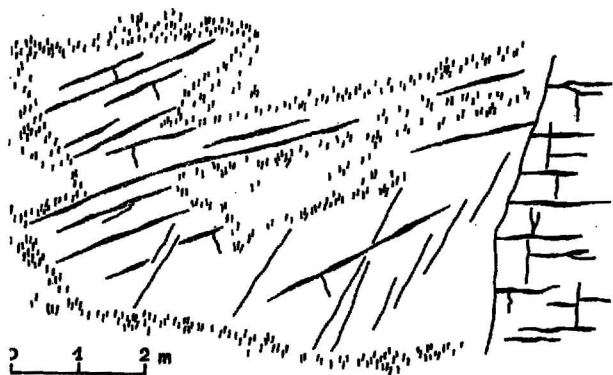
1 — gezy, 2 — piaski, 3 — wapienie litotamniowe, 4 — wapienie piaszczyste, 5 — margle, 6 — iły, 7 — masywne wapienie biogeniczne, 8 — plaskowce, 9 — wapienie z redeponowanymi bułami litotamniowymi, 10 — zlepieńce, 11 — wapienie detrytyczne; K — kreda, Tp — piaski podlitotamniowe, T1 — ogniwo litotamniowe, T2 — ogniwo nadlitotamniowe, T3 — Hallotis member, T4 — detrital Upper Tortonian complex, Sz — Sarmatian conglomerates, Sp — Sarmatian sands, Sd — detrital Sarmatian complex (nie w pełni oddzielony od górnotortonińskiego).

Fig. 4. Summative lithostratigraphic profile of the Miocene of the central Roztocze.

1 — galzes, 2 — sands, 3 — Lithothamnium limestones, 4 — sandy limestones, 5 — marls, 6 — clays, 7 — massive biogenic limestones, 8 — limestones with redeposited Lithothamnium nodules, 9 — conglomerates, 10 — detrital limestones; K — Cretaceous, Tp — sub-Lithothamnium sands, T1 — Lithothamnium member, T2 — supra-Lithothamnium member, T3 — Hallotis member, T4 — detrital Upper Tortonian complex, Sz — Sarmatian conglomerates, Sp — Sarmatian sands, Sd — detrital Sarmatian complex (not completely separated from the Upper Tortonian one).

a masywne wapienie, które je podścielają, reprezentują najprawdopodobniej odpowiednik „ogniwa hallotisowego”, przeto należy przypuszczać, że faza intensywnych przemieszczeń antytetycznych odbyła się w górnym tortonie. Zważywszy zaś, że facja wapieni rafowych z Hallotis, zazębiających się ze związłymi piaskowcami, rozwinięta jest właśnie w miejscach wskazujących na rotację ławic, wydaje się, że progi morfologiczne towarzyszące blokom antytetycznym warunkowały rozwój tej facji (ryc. 14) — podobnie jak, zdaniem niektórych badaczy (4, 18), deniwelacje uskoku wytyczały rozkład facji w okolicach Zaklikowa. W przedstawionym ujęciu przynajmniej część wyniesionych cokołów predisponujących sedymentację biogeniczną (a także detrytyczną) na Roztoczu stanowiła nie zręby, których dopatrywano się dotychczas (np. 11, 12), lecz po prostu zewnętrzne krawędzie przechylonych stopni (bloków) uskukowych.

Seriom antytetycznych stopni uskukowych, jakie prawdopodobnie były głównym czynnikiem kształtowania strefy krawędziowej Roztocza Środkowego, z przyczyn geometrycznych towarzyszą często uskoki wsteczne (14), formujące podrzędne rowy tektoniczne. Na Roztoczu i Lubelszczyźnie taką właśnie genezę niektórych rowów sugeruje m. in. częsta asymetria ich krawędzi, widoczna np. w rejonie Zaklikowa (ob. 4) albo w rowie miocenijskim odpowiadają-



Ryc. 5. Strefa uskoku w utworach górnotortonijskich na SW skraju „Wyspy Górników”. Grubsze linie — uławicenie.

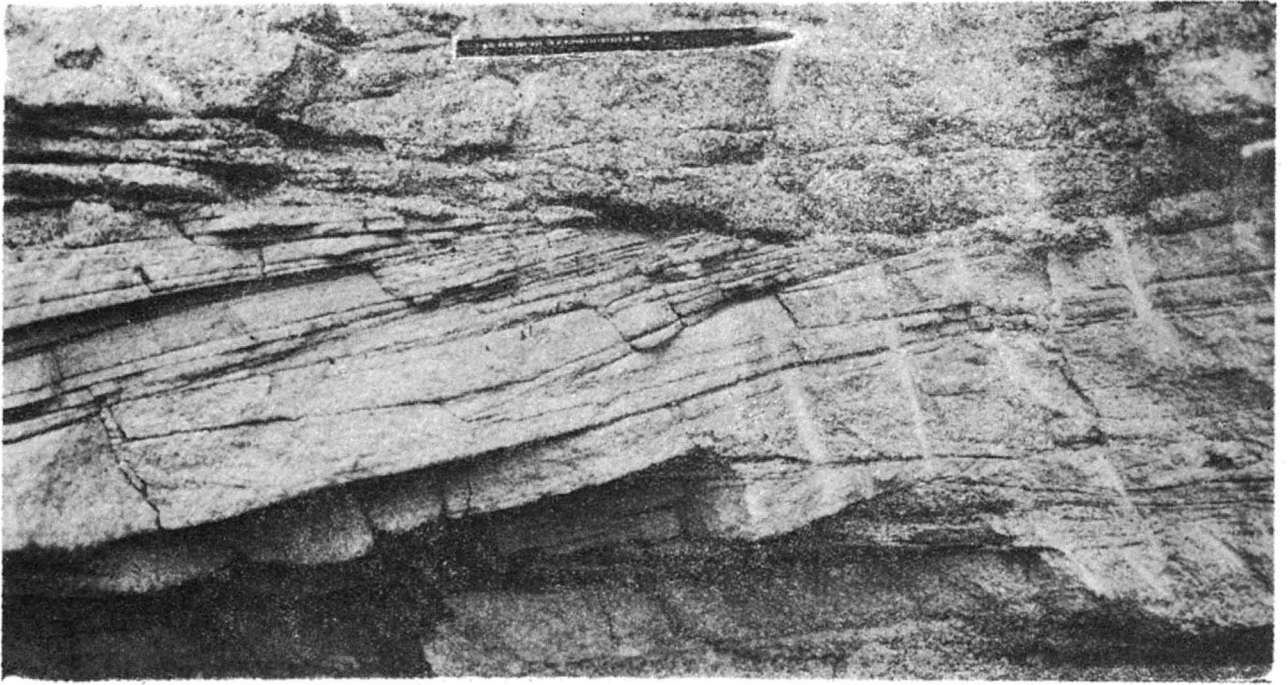
Fig. 5. Fault zone in Upper Tortonian deposits from SW margin of so-called Miner Island. Thicker lines — bedding.

jącym blokowi Cetynia-Lubaczów (20). Nasuwa to dalsze analogie z południową częścią Wyżyny Krakowskiej (5), na które już zwracano uwagę z innej okazji (11).

Anormalne (pod względem kierunku lub kąta nachylenia) położenia warstw pozwalają na wykrzycie nie tylko uskuków podłużnych. Wyraźna, choć lokalna, zmiana tych położenia zachodzi przy niektórych uskukach poprzecznych zarówno w utworach kredy, jak i miocenu. Ponieważ przy poprzecznym przecięciu ogólnego biegu warstw przez uskuk zrutowy przysukokowe ich odkształcenie jest znacznie trudniej osiągalne, dokonanie się takiego odkształcenia świadczy o znacznej amplitudzie przemieszczenia albo o znacznej wartości naprężenia normalnego, ta zaś właściwa jest uskukom odwróconym i przesuwczym. Na opisywanym terenie obraz kartograficzny wyklucza poważniejsze amplitudy uskuków poprzecznych, na obecność uskuków odwróconych nie ma zaś żadnych wskazówek. Dlatego m. in. autor sądzi, że w przemieszczeniu wzdłuż niektórych uskuków poprzecznych uczestniczyła składowa przesuwca. Odzwierciedlenie się tych uskuków w sedymentacji, widoczne dobrze w kompleksie sarmackim Wzgórz Józefowskich (p. niżej), świadczy jednak o istnieniu także składowej zrutowej. Część uskuków poprzecznych ma więc prawdopodobnie charakter zrutowo-przesuwczy i przynajmniej część powstała lub rozwijała się równocześnie z sedymentacją utworów sarmatu.

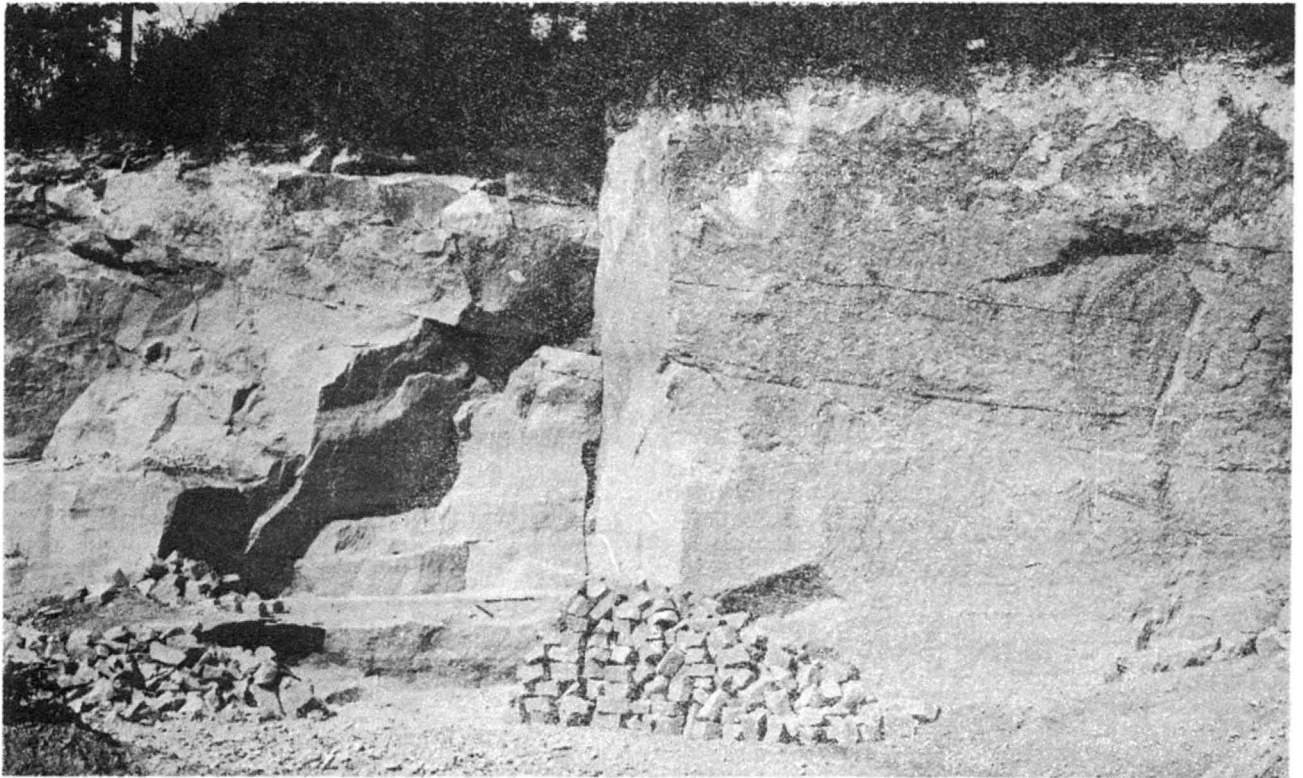
Spośród skutków działania uskuków porzecznych zasługuje na uwagę szeroka wyrwa w pasmie józefowskim koło Futymówki. Niezależnie od jej powiększenia przez czynniki egzogeniczne, zdaniem autora jest ona predisponowana przez duży uskuk józefowski, z którego dalszym przebiegiem związane są źródła Niepryszki i część dyslokacji „wyspy Górników”. Uskuk józefowski, prawdopodobnie nożycowy, przekraczając pasmo przykrawędziowe formuje w swym południowym skrzydle niewielki rów Futymówki. W rowie tym zachował się płat znanego zlepieńca józefowskiego (2, 8, 13, 17). Autor sądzi, że najśluszniej jest interpretować go jako jedno z najniższych ogniwi serii sarmackiej, przykryte przez główny kompleks wapieni detrytycznych pasma józefowskiego.

Bezpośrednie sąsiedztwo wiszącego skrzydła uskuku józefowskiego i kierunki transportu w drobniejszym osadzie towarzyszącym zlepieńcowi zwrócone na zewnątrz od tego skrzydła każą sądzić, że utwor ten, którego cechy wykluczają daleki transport (por. 2), powstał przez niszczenie krawędzi uskukowej. Ponieważ zaś uskuk józefowski wraz z pobliskimi uskukami mniejszymi wywarł także wpływ na sedymentację nadległych wapieni detrytycznych (p. niżej),



Ryc. 6. Warstwowanie przekątne w wapieniu detrytycznym sarmatu na Górze Brzezińskiej.

Fig. 6. Cross bedding in Sarmatian detrital limestones from the hill Góra Brzezińska.



Ryc. 7. Dużoskalowe warstwowanie nachylone (skośne?) w wapieniu detrytycznym sarmatu na Górze Tarnowskiej.

Fig. 7. Large-scale inclined (oblique) bedding in Sarmatian detrital limestones from the hill Góra Tarnowska.

należy przyjąć, iż na odpowiednim odcinku czasu uskoki były czynne. Tym się tłumaczy klifowy charakter zlepieńca i szybka utrata tego charakteru ku S (por. fig. 6 i 7 w 2). Nowe stanowisko zlepieńca mioceńskiego, być może równowiekowego z omawianym, stwierdził autor w obrębie wysoczyzny na górze Kamień. Wydaje się prawdopodobne, że jest to również oddźwięk synsedymentacyjnej ruchliwości wzdłuż sięgającego tam przedłużenia uskoku józefowskiego.

Interesującą anomalią w przebiegu zewnętrznej krawędzi Roztocza są zatoki, wzdłuż których utwory facji zapadliska wcinają się w obręb krawędzi. Zatokę taką rozpoznano koło Frampola (11), a wiercenia wykonane w rejonie Hamerni dokumentują drugą. Zatoka ta, wykorzystana następnie przez wody czwartorzędowe (8, 17), jest prawdopodobnie wytyczona przez dwa duże uskoki. Iły krakowieckie przekraczają jednak uskoki Nowin, wciskając się na zaplecze wapienno-detrytycznego pasma józefow-



Ryc. 8. Rytmiczne frakcjonowanie osadu sarmackiego w kamieniołomie Pardysówka: przejścia od gruboziarnego wapienia detrytycznego do zielonawego ilu.

Fig. 8. Rhythmic grading in Sarmatian deposits from the quarry Pardysówka; transition from coarse-grained detrital limestone to greenish clay.

skiego, być może aż po Izbice. Należy więc przypuszczać, że ingresję otwartego morza umożliwiło antytetyczne przechylenie stopnia nadkrawędziowego wskutek synsedymacyjnego działania wspomnianych już uskoku podłużnych. Śladem tego procesu może być też nachylenie ku ENE ilów krakowieckich w znanym odsłonięciu poniżej wodospadów Sopotu.

WARSTWOWANIA NACHYLONE

Warstwowania nachylone (*sensu* 10) z utworów miocenu Roztocza Lubelskiego były wielokrotnie wzmiankowane, dotychczas jednak nie wykorzystano ich do celów sedimentologicznych. Pomiarzy zebrane przez autora między Góreckiem a Narołem dotyczą głównie wapieni detrytycznych pasma przykrawędziowego, w których warstwowania nachylone są częste i dobrze wykształcone. Są to w większości warstwowania przekątne o miąższości zespołów rzędu centymetrów lub decymetrów i o wyraźnych granicach erozyjnych w spągu i w stropie (ryc. 6). Nie brak jednak także zespołów o miąższości sięgającej kilku metrów i wówczas zjawisko ma niekiedy cechy warstwowania skośnego (*sensu* 10) (ryc. 7). Upady lamin lub ławic nachylonych wahają się od 3° do 30°, przeciętnie jednak wynoszą kilkanaście stopni. Warstwowania o mniejszej skali są zwykle typowo rynnowe, szybko zmienne obocznje, a przekątnie uwarstwione ławice lub soczewki są wtrącone w znacznie grubsze pakiety warstwowane równolegle. Jest rzeczą interesującą, że detrytus wapienny w ławicach warstwowanych przekątnie bywa drobniejszy (por. ryc. 6). Wskazywałoby to, że materiał transportowany przy udziale prądów pochodził z innego, odleglejszego źródła niż pozostała część osadu. Warstwowania o skali metrowej są zarówno tabularne jak rynnowe.

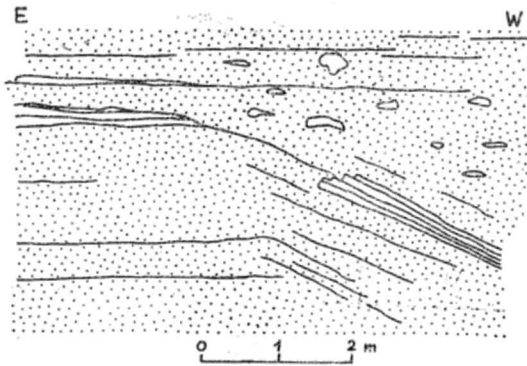
Kierunki transportu odczytane z pomiarów kierunku nachylenia lamin i ławic przekątnych³, a w niektórych wypadkach kierunku osi zespołów rynnowych, przedstawia syntetycznie ryc. 4. Najbardziej zaskakującym stwierdzeniem jest dominujący udział kierunków równoległych do krawędzi Roztocza lub o znacznej składowej równoległej, przeważnie zwróconej ku SE. Wyjątek stanowi południowo-wschodni odcinek Wzgórz Józefowskich, ale w dalszym przebiegu pasma przykrawędziowego aż po Narol autor rejestrował znów wspomniane kierunki; rozpoznano je też na wzgórzu helacińskim za doliną Szumu (30). Kierunki te ulegną jeszcze zaakcentowaniu, jeśli uznamy, że duże zespoły nachylone (mające często upady zwrócone ku zapadlisku) reprezentują warstwowanie skośne o biegu równoległym do głównego kierunku przepływu (por. 23, str. 483). W każdym razie gradient hipsometryczny między strefą krawędziową a zapadliskiem, zdaniem autora narastający podczas sedymentacji wapieni detrytycznych, musiał nieco odchyłać położenie składowych ławic na korzyść nachyleń południowo-zachodnich. O tym, że nie panował tu jednak jednokierunkowy transport od brzegu ku morzu świadczą, prócz wspomnianych kierunków podłużnych, również kierunki zwrócone ku N i NE.

Przedstawiony obraz wraz z orientacją śladów wleczenia należy — zdaniem autora — interpretować jako efekt połączonego działania prądów trakcyjnych dążących wzdłuż wybrzeża (ku SE) i krótszego transportu wprost do najbliższego ładu, a więc z N i NE. Na rozpatrywanym odcinku brzeg tego ładu prawdopodobnie stanowiła wyznaczona przez uskoki krawędź wewnętrzna, gdyż poza nią nie ma wapieni detrytycznych typu sarmackiego. Zresztą transport kruchego materiału organodetrytycznego nie mógł być długi. Chwilami miał on zapewne postać cyklicznie powtarzających się chmur zawieszonych, których zawartość przy współdziałaniu prądu podłużnego była włączana do osadu. O takiej cykliczności w dostawie materiału świadczy dość częste (zwłaszcza w kamieniołomie pardysowskim) rytmiczne frakcjonowanie kompleksu sarmackiego (ryc. 8) aż do wystąpienia typowego uziarnienia frakcjonalnego.

Jak widać, przykrawędziowe pasmo wapieni detrytycznych, którego geneza była dotychczas zagadkowa, według przyjętej tu interpretacji stanowi rodzaj kopalnej bariery. Tłumaczy to dziwną sytuację morfologiczną tego grzbietu — na skraju krawędzi zewnętrznej, a bez jakiegokolwiek ciągłości budujących go osadów z potencjalnym obszarem alimentacyjnym na NE. Stopień Padołu Józefowskiego, poza najbliższym sąsiedztwem grzbietu, zbudowany jest bowiem — pod na ogół cienką powłoką czwartorzędową — wyłącznie z geozem. Kompletnie usunięcie ewentualnych osadów kompleksu detrytycznego jest mało prawdopodobne, gdyż spłaszczenie jest ryglowane z jednej strony krawędzią wewnętrzną, z drugiej — grzbietem józefowskim, poprzerwanym co prawda, ale prócz nielicznych dolin współczesnych rzek (Szumu, Niepryszki, Sopotu) nie wykazującym dostatecznie głębokich wcięć przełomowych. Koncepcji zaś utworzenia padołu przez odwodnienie obwodowe (9, 17, 22) przeczy nieregularna konfiguracja powierzchni podczwartorzędowej, wynikająca z danych wiertniczych.

Dlatego autor sądzi, że najprostszym wyjaśnieniem omawianych stosunków jest uznanie grzbietu przykrawędziowego za pozostałość pierwotnej formy akumulacyjnej, Padołu Józefowskiego zaś — za stary (tortoński) stopień uskoku, wraz z opisanym układem warunków morfologicznych (wzniesione krawędzie bloków antytetycznych) i hydrodynamicznych (akcja prądu przybrzeżnego + transport poprzeczny)

³ Wobec trudności ich pewnego wydzielenia, ewentualne warstwowania skośne autor traktował przy tym tak samo jak przekątne. Pomijano natomiast warstwowania o dużym rozrzucie kierunku nachylenia sąsiadujących zespołów (typ „ksi” wg. 1). Wszystkie pomiary były w miarę potrzeby rotowane według nachyleń tektonicznych.



Ryc. 9. Początkowa strefa osuwiska podmorskiego w kompleksie sarmackim na skraju synsedymacyjnego rowu Futymówki.

Kropki — wapień detrytyczny, płyty — il zielonawy.

Fig. 9. Initial part of submarine slumping in the Sarmatian complex at the margin of the synsedimentary trough Futymówka; dotted — detrital limestones, plates — greenish clay.

predysponujący rozmieszczenie stref facjalnych w sposób przedstawiony na ryc. 14. Osady składane na stopniu, począwszy od początku grabowu, były zapewne znacznie podatniejsze na późniejszą erozję (facje nierafowe, może lagunowe?), niekiedy mniej obfite, dlatego zostały całkowicie usunięte w toku dalszej ewolucji strefy krawędziowej. Ewolucja ta niewątpliwie obejmowała kilkakrotne fazy gradacji i odmłodzenie przynajmniej niektórych uskoków, jak to wynika z dociekań geomorfologicznych (6, 11, 13, 17 i in.). Autor nie uważa, by przedstawiony tu schemat rozwojowy z tymi dociekaniami kolidował (por. 16, str. 62).

Zasięg geograficzny wyróżnionych tu elementów strukturalno-facjalnych nie jest całkiem jasny. Na podstawie materiałów własnych i zawartych w literaturze autor sądzi jednak, że przykrawędziowe pasmo akumulacji barierowej kontynuowało się ku NW przez Helacin i Bukownicę co najmniej po okolice Hedwiżyna. Na zapleczu tego odcinka ciągnie się zmiennej szerokości i prawdopodobnie dwupoziomowe spłaszczenie pokryte prawie w całości czwartorzędem, utworzone na jednym lub dwu antyetycznych stopniach uskokowych i będące przedłużeniem Padołu Józefowskiego. Wzgórza tereszpolskie zdają się być elementem homologicznym „wyspy Górników”. Ku SE, za wzgórzami koło Nowin (których detrytyczny miocen stanowi, jak się zdaje, fragment starej delty) i za prawdopodobnie dyslokacyjnie uwarunkowaną przerwą w rejonie Oseredka, pasmo akumulacji przykrawędziowej kontynuuje się w Wale Huty Różanieckiej, zachowując swój charakter po okolicy Narola. Od NE towarzyszy mu wznosząca się stopniowo listwa — przedłużenie Padołu Józefowskiego.

Przedstawiony tu obraz różni się zasadniczo od rekonstrukcji paleosedymentacyjnych dokonanych dla, być może równoległych, osadów detrytycznych miocenu południowych skłonów Gór Świętokrzyskich (25, 26, 27). Jest to zrozumiałe, jeśli się uwzględni odmienny charakter wybrzeży: urozmaicony, „intersekcyjny” w regionie świętokrzyskim i prawie prostoliniowy, uwarunkowany tektonicznie na Rostoczcu Środkowym⁴. W tych ostatnich warunkach łatwo mógł się ukształtować stosunkowo stały prąd przybrzeżny, zwrócony ku SE. O tym, że taki układ hydrodynamiczny nie był na Rostoczcu zdarzeniem

⁴ Autor abstrahuje tu od spornego zagadnienia najdalejszego zasięgu morza sarmackiego na Wyżynie Lubelskiej. Wobec braku podstaw stratygraficznych zagadnienia tego nie sposób tu uwzględnić. W każdym razie w okresie sedymentacji kompleksu detrytycznego, zdaniem autora, brzeg ładu pokrywał się mniej więcej z obecną krawędzią wewnętrzną (por. koncepcję paleogeografii sarmatu w 13, str. 279 i w 6, str. 85).



Ryc. 10. Wielokierunkowy zespół śladów wleczenia na stropie ławicy wapienia detrytycznego w kamieniołomie pardysowskim.

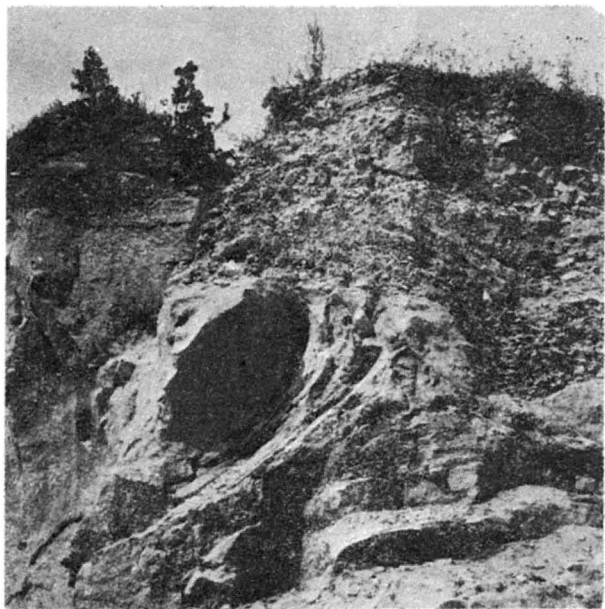
Fig. 10. Multidirectional assemblage of dragmarks at the top of detrital limestone from the Pardysówka quarry.

chwilowym czy wyjątkowym świadczy rozpoznanie przez H. Teisseyre'a (28) analogicznej akumulacji przybrzeżnej w tortońskich piaskach okolic Lwowa.

Sedymentacja wapieni detrytycznych kompleksu sarmackiego nie odbywała się w warunkach spokoju tektonicznego. W wielu miejscach, zwłaszcza na krawędzi rowu Futymówki, w okolicy Pardysówki i dalej ku SE obserwuje się wyraźne skręcanie kierunków transportu ku zrzucenemu skrzydlom uskoków poprzecznych. Ponieważ zjawisko to występuje w różnych poziomach profilu, jego przyczyna musiała powtarzać się wielokrotnie. Za tym zaś, że przyczyną tą była synsedymacyjna ruchliwość bloków uskokowych przemawia widoczna miejscami zgodność odchylonych warstwowań z kierunkami osuwisk podmorskich (ryc. 9) i drobnych uskoków synsedymacyjnych.

ŚLADY WLECZENIA

Ślady wleczenia, dotychczas z miocenu Rostocza nie opisywane, rozpoznał autor w kilku punktach pasmach józefowskiego (por. też 7). Najobficiej występowały one w dolnej części kamieniołomu Pardysówka, obecnie już częściowo wyeksploatowanej. Ślady rozwinięte są na stropowych powierzchniach ławic zazwyczaj bardziej gruboziarnistych, często obfitujących w piasek kwarcowy oraz pokruszoną faunę i niekiedy leżących erozyjną granicą z drobnoziarnistej części poprzedniej ławicy uziarnionej frakcjonalnie. Są to bruzdy w przekroju ostro wcięte, okrągławe lub — często — płaskodenne, o szerokości od 1 mm do 10 cm, głębokości kilku mm i długości średnio paru dm, sięgającej 2 m. Bruzdy są prostoliniowe lub — najczęściej — lekko zakrzywione. Na ogół spływają się stopniowo na obu końcach, ale dość wiele śladów (zwłaszcza szerokich) zagłębia się stopniowo, kończąc się na stromej, choć obłej, ścianie poprzecznej. Tylko w paru takich wypadkach autor



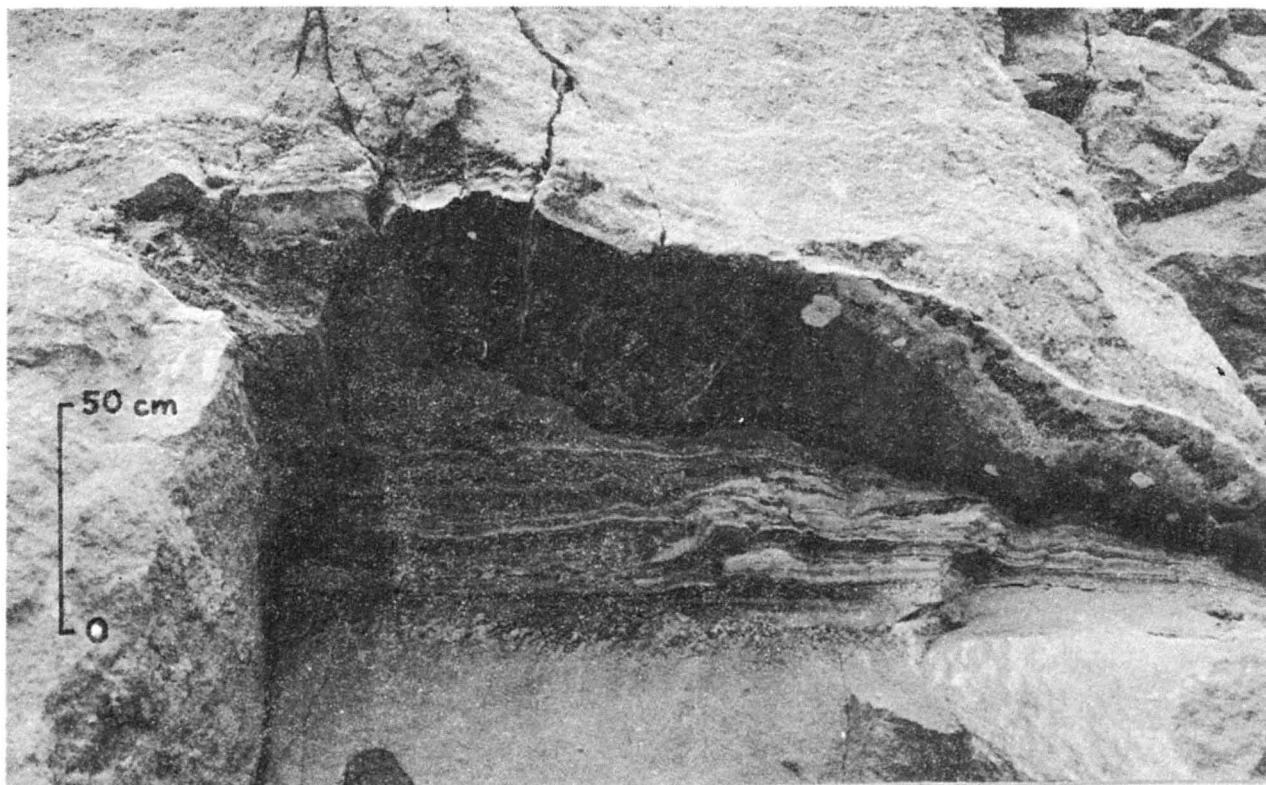
Ryc. 11. Fragment fałdu osuwiskowego w wapieniach sarmackich (kamieniołomy józefowskie).

Fig. 11. Fragment of slumping fold from Sarmatian limestones from Józefów quarries.



Ryc. 13. Fragment zwiniętego tocznia wapiennego z osuwiska podmorskiego w kamieniołomie Parysówka. (Wszystkie fotografie autora).

Fig. 13. Fragment of coiled limestone mud ball from submarine slumping displayed in the quarry Parysówka. All photos made by the author.

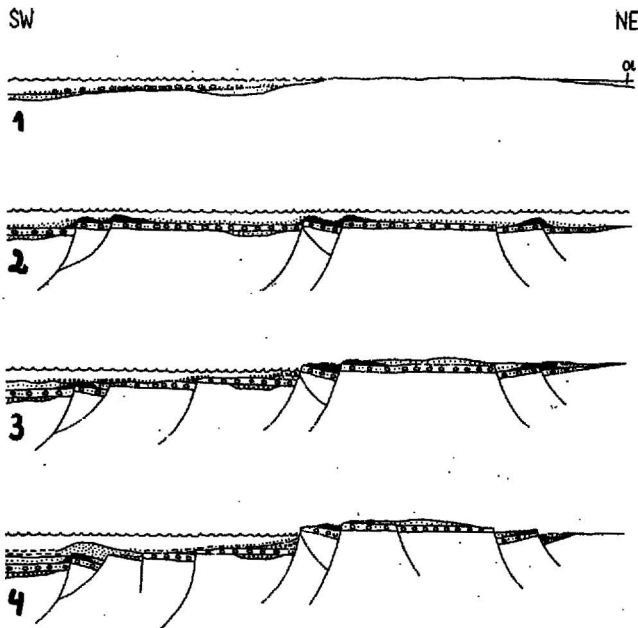


Ryc. 12. Drobny uskók synsedymacyjny w kompleksie sarmackim (kamieniołomy józefowskie). Widać nabrzmienie ławicy ilastej w skrzydle zrzuconym, związane ze sphywaniem miękkiego osadu (zaznaczonym przez jego sfaldowanie).

Fig. 12. Small synsedimentary fault in the Sarmatian complex from Józefów quarries. Note swelling of clay layers in downthrust limb which resulted from a flow of soft sediment (reflected by its folding).

zdecydował się zinterpretować zwrot ruchu; narzędzi żłobiących nie udało się znaleźć. Na największej powierzchni ze śladami w dnie kamieniołomu pardysowskiego stwierdzono jednocześnie występowanie trzech, a miejscami nawet czterech zespołów kierunkowych, krzyżujących się ze sobą pod kątami do 90° (ryc. 10).

Kierunki śladów wleczenia w pasmie józefowskim pokazano syntetycznie na ryc. 3. Jak widać, są wśród nich dwie główne grupy: poprzeczna względem pasma z tendencją do odchylenia ku położeniom równoleżnikowym i równoległa lub o dominującej składowej równoległej. Pierwsza, liczniejsza, występuje głównie w Pardysówce, na powierzchniach o na-



Ryc. 14. Schemat mioceńskiego rozwoju strefy krańdziejowej Roztocza Środkowego.

1 — transgresja dolnotortoniańska, 2 — górny torton, 3 — początek sarmatu, 4 — sarmat. Znaczenie szrafury jak na ryc. 2 i 4: Ol — oligocen.

Fig. 14. Scheme of development of marginal zone of the central Roztocze in the Miocene.

1 — Early Tortonian transgression, 2 — Late Tortonian, 3 — the beginning of the Sarmatian, 4 — Sarmatian, Ol — Oligocene; for explanations of other symbols: see Figs. 2 and 4.

chyleniu (zapewne w części pierwotnym) ku SW. Grupa ta reprezentuje transport w stronę zapadliska, odchylony od linii generalnego spadku paleoskionu w stronę schodowego obniżania się poprzecznych bloków uskoku, osiągającego maksimum w rowie Futymówki. Zgodnie z poprzednio omówionymi obserwacjami, autor uważa to odchylenie za efekt szczegółowej konfiguracji dna, spowodowanej przez synsedymacyjny ruch bloków. Druga grupa śladów odpowiada kierunkom transportu podłużnego i jest, zdaniem autora, przez ten transport spowodowana. Spotykana miejscami wielokierunkowość śladów na jednej powierzchni może być uważana za skutek interferencji tych wpływów w warunkach ruchliwości synsedymacyjnej i znacznej dynamiki środowiska. Podobną wymowę ma częste zakrzywienie śladów.

OSUWISKA PODMORSKIE

Wyrazem wspomnianych cech pasma akumulacji przykrawędzowej są też osuwiska podmorskie. Na zaledwie półtorakilometrowym odcinku między Pardysówką a Futymówką autor stwierdził trzy osuwiska; byłoby ich zapewne więcej, gdyby inne odcinki były równie dobrze odsłonięte. Fragment jednego z nich, które zeszło w dół krawędzi synsedymacyjnego rowu Futymówki, przedstawia ryc. 9. W środkowej części kamieniołomów józefowskich występuje drugie, które eksploatacja uszczupliła obecnie do jednego fałdu (ryc. 11). Przemieszczenie dokonało się w tym wypadku prawdopodobnie ku WSW — zgodnie z „wypadkowym” nachyleniem dna, z kierunkiem pierwszej grupy śladów wleczenia i z kierunkiem zrzutu widocznych w sąsiedztwie drobnych uskoku synsedymacyjnych (ryc. 12). Trzecie osuwisko występuje w kamieniołomie pardysowskim. Składa się ono z nieregularnych brył, lecz także zwiniętych toczenców wapiennych (ryc. 13), przepięcionych masą ilastą i ilasto-wapienną. W sąsiedztwie spotyka się ilaste i margliste płyty deformacyjne w obrębie zasadniczo nie zaburzonych ławic wapienno-detrytycznych. Kierunku przemieszczenia nie udało

się odczytać, ale prawdopodobny jest związek osuwiska z pobliskim uskokiem o cechach synsedymacyjnych.

Zdaniem autora, wszystkie stwierdzone osuwiska są łącznym efektem dwu czynników: spiętrzenia osadów w pasie akumulacji barierowej oraz ruchliwości tektonicznej, zwiększającej gradienty wysokościowe i dostarczającej impulsów do zaburzenia statyki mas.

Prócz powyżej rozpatrzonych, na Roztoczu występuje wiele innych zjawisk mających znaczenie dla omawianego tematu. Są to zwłaszcza drobne uskoki synsedymacyjne (widoczne w odkrywkach) i zmiany miąższości ogniwi litostratygraficznych. Zjawiska te, podobnie jak regionalna analiza tektoniczna, będą przedmiotem osobnych publikacji.

MIOCENSKI ROZWOJ STREFY KRAWĘDZIOWEJ ROZTOCZA ŚRODKOWEGO

Główne etapy ewolucji mioceńskiej na odcinku czasu zarejestrowanym przez osady, przedstawione poglądowo na ryc. 14, można streścić następująco:

1. Od początku transgresji dolnotortoniańskiej do końca sedymtacji ogniwa litotamniowego panował względny spokój tektoniczny. Sedymtacja piaszczysta i litotamniowa rozwijała się na podłożu o prawdopodobnie niewielkich deniwelacjach. Jedynie porównanie z sąsiednimi obszarami (4, 20) pozwala przypuszczać, że osadzaniu wapienno-piaszczysto-łastego ogniwa nadlitotamniowego towarzyszyło ożywienie tektoniczne.

2. Na przełomie opolu i grabowu nastąpiło ponowne wzmoczenie ruchliwości tektonicznej. W warunkach różnicowego ruchu Roztocza i zapadliska zaczęły się rozwijać uskoki normalne o układzie schodowym, których skrzydła zrzucone doznawały antytetycznej rotacji. Na rodzących się dzięki temu progach i garbach gromadziły się zespoły masywnych wapieni biogenicznych, w innych miejscach — osady piaszczyste i litotamniowo-detrytyczne.

3. Wydaje się, że sedymtacja sarmacka objęła teren częściowo wyrównany; zapewne zresztą doszło wówczas do pewnej abrazji, jak o tym można sądzić z notowanych w wielu punktach Roztocza sarmackich zlepieńców podstawowych. Jednak od początku towarzyszyły sedymtacji sarmatu ruchy tektoniczne, które w tym czasie nasiliły się w całym basenie zewnętrznym zapadliska przedkarpackiego (24, str. 47). Jest prawdopodobne, że pole naprężeń uzyskiwało okresami znaczną składową poziomą (zapewne w związku z szarżową fazą ruchów wschodniokarpackich), a przynajmniej ulegało reorientacji, co spowodowało rozwój uskoku poprzecznych, być może zrzutowo-przesuwczych. Ruchy pionowe, które uskokom przesuwczym zwykle towarzyszą (por. 14, str. 143), rychło jednak pobudzały przemieszczenia zrzutowe wzdłuż starszych powierzchni uskoku.

4. Odmłodzenie antytetycznych stopni uskoku i rozwój towarzyszących im rowów podłużnych i poprzecznych doprowadzały do stopniowego kształtowania się wydutnych deniwelacji brzeżnej strefy basenu. Przez pewien czas mniej więcej wzdłuż obecnej krawędzi wewnętrznej rozciągał się uwarunkowany dyslokacyjnie brzeg, a wzdłuż progów krawędzi zewnętrznej — pas barierowej akumulacji produktów niszczenia wcześniej złożonych osadów. Na tej ostatniej linii zaczął się proces intensywnego obniżania zapadliska przedkarpackiego.

LITERATURA

1. Allen J. R. L. — The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 1963, no. 2.
2. Areń B. — Miocen Roztocza Lubelskiego pomiędzy Sanną i Tanwią. *Pr. Inst. Geol.*, 1963, t. 30, cz. III.
3. Areń B. — Mapa geologiczna Roztocza Lubelskiego pomiędzy rzekami Sanną a Tanwią. *Inst. Geol.*, 1968.
4. Bielecka M. — Trzeciorzęd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 1967, nr 206.

5. Bogacz K. — Budowa geologiczna północnego obrzeżenia nowu krzeszowickiego. Pr. geol. Komis. Nauk geol. PAN Oddz. w Krakowie, 1967, nr 41.
6. Buraczyński J. — Zarys geomorfologii Roztocza Zachodniego. Ann. UMCS, sec. B, 1967, vol. 22.
7. Butkiewicz M. — Geologia okolic Józefowa Lubelskiego na Roztoczu Środkowym. Praca magisterska — maszynopis, Archiwum Inst. Geol. Podst. UW, 1973.
8. Chałubińska A., Kęsik A., Maruszczak H., Wilgat T. — Przewodnik wycieczki na Roztocze. Przew. V Zjazdu Pol. Tow. Geogr., 1954.
9. Chałubińska A., Wilgat T. — Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Ibidem.
10. Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R. — Sedymentologia. Wyd. Geol., 1976.
11. Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K. — Rozwój zjawisk krasowych okolic Frampola w pliocenie i czwartorzędzie. Ann. UMCS, sec. B, 1969, vol. 24.
12. Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K. — Rola neotektoniki w rozwoju współczesnych procesów krasowych w strefie SW krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Ibidem, 1971, vol. 26.
13. Jahn A. — Wyżyna Lubelska. Pr. geogr. 1956, nr 7.
14. Jaroszewski W. — Tektonika uskoków fałdów. Wyd. Geol., 1974.
15. Kwapisz B. — Orzeczenie geologiczne z badań za złożem wapienia trzeciorzędowego w miejscowości Majdan Nepryski. Archiwum Inst. Geol., 1971.
16. Maruszczak H. — Wycieczka na Roztocze. Przew. VIII Zjazdu Pol. Tow. Geogr., 1964.
17. Maruszczak H., Wilgat T. — Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego. Ann. UMCS, sec. B, 1956, vol. 10.
18. Muchowski J. — Wpływ aktywności tektonicznej strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej na zróżnicowanie fałdalne i rozprzestrzenienie morskich osadów mioceńskich. Pr. geol. 1970, nr 8—9.
19. Musiał T. — Występowanie i własności piasków mioceńskich południowego Roztocza oraz możliwości ich gospodarczego wykorzystania. Biul. Inst. Geol., 1976, nr 292.
20. Ney R. — Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego. Pr. geol. Komis. Nauk geol. PAN Oddz. w Krakowie, 1969, nr 53.
21. Ney R., Burzewski W. et al. — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Ibidem, 1974, nr 82.
22. Pawłowski S. — Charakterystyka morfologiczna południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Bull. Ac. Sc., sér. A, 1938.
23. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. — Sand and Sandstone. Springer-Verlag, 1972.
24. Poręba E. — Orzeczenie geologiczne wykonane na podstawie badań geologiczno-poszukiwawczych mioceńskich piasków kwarcowych z rejonu Nowa Wieś. Archiwum Inst. Geol., 1975.
25. Radwański A. — Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. Acta geol. pol., 1973, vol. 23, no. 2.
26. Rutkowski J. — O przekątnym warstwowaniu utworów sarmatu w rejonie Staszowa. Spraw. z Pos. Kom. Oddz. PAN Kraków, lipiec—grudzień 1965.
27. Rutkowski J. — Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Pr. geol. Komis. Nauk. geol. PAN Oddz. w Krakowie, 1976, nr 100.
28. Teisseyre H. — Niektóre zagadnienia z paleogeografii południowego Roztocza. Roczn. Pol. Tow. Geol., 1938, t. 14.
29. Trembaczowski J. — Dokumentacja geologiczna złoża kamienia wapiennego „Babia Dolina”. Archiwum Inst. Geol., 1956.
30. Woźniakowska A. — Geologia okolic Tereszpoli. Praca magisterska — maszynopis, Archiwum Inst. Geol. Podst. UW, 1977.

SUMMARY

Marked interrelationships between faults and sedimentary phenomena were found by the present author in the case of Miocene deposits from northern marginal zone of the Carpathian Foredeep in the Roztocze area. The interrelationships are reflected by deviations of paleotransport directions (read from cross-bedding and drag marks) towards down-thrusted limbs and development of subaqueous slumps in that directions, etc. According to the present author they represent effects of synsedimentary mobility along transversal and longitudinal faults. The latter often resulted in antitetic rotation of faulted blocks. Elevations formed in this way became the site of reef-type sedimentation and the depressions — the site of sedimentation of detrital material. A calcareous-detrital barrier parallel to tectonically determined coastal line was formed with the contribution of SE-oriented near shore current during the Sarmatian.

РЕЗЮМЕ

На территории северной береговой зоны Предкарпатского прогиба автором было установлено существование связей между сбросами и седиментационными явлениями в миоценовых отложениях. Эти связи охватывают например отклонение направлений палеотранспорта (заметное в диагональной слоистости и в следах волочения) в сторону опущенных крыльев сбросов, а также развитие подводных оползней в том же направлении. По мнению автора — это последствие синседиментационной подвижности вдоль поперечных и продольных сбросов. Эти последние были часто причиной антитетической ротации сбросовых блоков. На образовавшихся таким образом горбах происходила седиментация рифового типа, а во впадинах накапливался детритный материал. В сарматском ярусе — параллельно с тектонически обусловленным берегом — образовался известково-детритный барьер, насыпанный при участии берегового течения направленного на юго-восток.