

Wojciech STRZETELSKI¹

ROZWÓJ PROCESÓW STYLOLITYZACJI
I DEFORMACJI EPIGENETYCZNYCH W ASPEKTCIE
ROPOŃNOŚCI PIASKOWCÓW KWARCYTOWYCH
KAMBRU ŚRODKOWEGO W REJONIE ŻARNOWCA

(8 fig.)

*The Evolution of stylolitization and epigenetic deformations
in the Middle Cambrian oil-bearing quartzose sandstones
in the area of Żarnowiec (Northern Poland)*

(8 Figs.)

Treść: Wydzielono i opisano typy form teksturalnych związanych ze stylolityzacją i deformacją wkładek ilastych występujących w utworach piaskowcowo-ilastych roponośnej serii kambru środkowego w rejonie Żarnowca. Ustalono ogólny schemat następstwa wiekowego szwów mikro- i makrostylolitowych, warstewek stylolitopodobnych, form suturowych, zdeformowanych wkładek ilastych oraz struktur epigenetycznych (diapiry i wciski). Schemat ten odniesiony do względnego czasu powstania szczelin odprężeniowych (opisanych bliżej w pracy W. Górecki, W. Strzetelski, J. Szwejkowski — 1977 w druku) wskazuje, że zasadniczy etap migracji węglowodorów w obrębie serii kambryjskiej miał miejsce po uformowaniu się szczelin odprężeniowych, a przed zakończeniem drugiej fazy stylolityzacji.

WSTĘP

Piaskowce kwarcytowe przystropowej części kambru środkowego Syneklizy Perybałtyckiej stanowią potencjalnie roponośną skałę zbiornikową typu szczelinowego lub porowo-szczelinowego (Smiechow, 1974). W związku z tym zarysowuje się potrzeba genetycznej i geometrycznej charakterystyki rozwoju szczelinowatości tych utworów.

Gęstość szczelin tektonicznych wpływa bezpośrednio na własności zbiornikowe piaskowców kwarcytowych. Piaszczysto-ilaste utwory kam-

¹ Międzyresortowy Instytut Geofizyki Stosowanej i Geologii Naftowej AGH. 30-059 Kraków, al. Mickiewicza 30.

bru środkowego stanowiły zarazem serię macierzystą dla występujących w nich złóż ropy i gazu.

O zaawansowaniu kompaktacji oraz o nasileniu procesów pierwotnej migracji wód i węglowodorów w obrębie serii terygenicznej kambru środkowego świadczy intensywność stylolityzacji oraz stopień deformacji wkładek ilastych. Stylolityzacja jako proces częściowego rozpuszczania ziarn mineralnych pod ciśnieniem zaliczana jest do zjawisk późnogenetycznych (Park, 1962; Amstutz, Bubenicek, 1967) lub epigenetycznych (Kopeliowicz, 1958, 1960; Buszinskij 1961). W przypadku piaskowców, rozpuszczeniu ulegają ziarna kwarcowe, co się wyraża poprzez desilifikację skały spowodowaną działaniem roztworów wodnych (Fairbridge, 1967). Źródłem aktywnych chemicznie wód złożowych są ily, które ulegają deformacji związanej z kompaktacją i postępującym odwodnieniem. Ponadto, jak przedstawiono w dalszej części niniejszej pracy, procesy stylolityzacji w piaskowcu przebiegają szczególnie intensywnie wzdłuż lamin i cienkich wkładek ilastych. Z powyższych względów zjawisko deformacji warstewek ilastych skutkiem termodynamicznego, kompacyjnego odwadniania iłó jest ściśle związane z deformacją tychże samych warstewek i lamin wywołaną stylolityzacją działającą na granicy ił—piaskowiec. Dlatego obydwu tych zjawisk nie należy traktować w oderwaniu od siebie, gdyż szczególnie w przypadku serii piaskowcowo-ilastych są one wzajemnie współzależne.

W niniejszej pracy przedstawiono wyniki obserwacji przejawów stylolityzacji i deformacji warstewek ilastych dokonanych na podstawie makroskopowych oględzin rdzeni wiertniczych, pochodzących z ropo-nośnej serii piaskowców kwarcytowych rejonu Żarnowca. Badania przeprowadzone dla trzech profili odwiertów, pozwoliły wyodrębnić zasadnicze typy szwów stylolitowych oraz zdeformowanych wkładek ilastych. Ustalono wzajemny stosunek wiekowy poszczególnych generacji deformowanych elementów, stwarzając tym samym podstawę do określenia kolejności powstawania systemów szczelin tektonicznych (Strzetelski, 1977 w druku). Przedstawiony schemat następstwa zjawisk stylolityzacji i deformacji epigenetycznych zbliża nas do właściwego datowania wieku złóż ropy w horyzontach piaskowców kambryjskich.

Pragnę wyrazić gorące podziękowania doc. dr hab. W. Jaroszewskiemu za cenną dyskusję i wnikliwą recenzję niniejszej pracy. Składam również serdeczne podziękowania dr K. Radliczowi za szereg wartościowych rad i wskazówek praktycznych, jakich mi udzielił, zanim jeszcze przystąpiłem do obserwacji i opisu materiału rdzeniowego. Dziękuję serdecznie moim Kolegom: dr inż. W. Góreckiemu i mgr inż. R. Semyrcze za wydatną pomoc w trakcie prac pólowych.

ROZWÓJ PROCESÓW STYLOLITYZACJI

Stylolitami nazywamy tekstury tworzące nierówne powierzchnie, które obserwowane w przekroju pionowym mają kształt ząbkowanego, słupkowatego lub falistego szwu, pogrubionego powłóczką lub przekładką ilastą. Podstawowym elementem stylolitu jest ząbkowany szew, a każdy ząbek tego szwu reprezentuje stylolit w początkowym stadium wzrostu (Naliwkin, 1956). Przebieg szwu stylolitowego nie musi się pokrywać z uwarstwieniem. Szwy stylolitowe spotyka się najczęściej w skałach węglanowych, rzadziej w piaskowcach kwarcytowych i łupkach ilastych. Przedmiotem niniejszej pracy są szwy stylolitowe pojawiające się masowo w terygenicznych utworach kambru środkowego Syneklizy Perybaltyckiej. Szczególnie często występują one w stosunkowo drobnorytmicznych piaskowcach kwarcytowych przeławianych wkładkami i laminami ilastymi. Stylolity powstały, ogólnie rzecz biorąc, dzięki selektywnemu rozpuszczaniu ziarn skały pod działaniem rosnącego ciśnienia nadkładu (Heald 1955, 1959).

Zgodnie z zasadą przedstawioną przez Riecke (1894) rozpuszczalność skały w punktach wzrostu ciśnienia (tj. w punktach styku sąsiednich ziarn mineralnych) jest znacznie wyższa aniżeli w otaczającej ten punkt przestrzeni porowej, w której woda znajduje się pod ciśnieniem hydrostatycznym. Jeśli więc skała poddana jest jednokierunkowemu działaniu ciśnienia (np. ciśnienie nadkładu), wówczas krystaliczne ziarna skały, pomiędzy którymi cyrkulują roztwory wodne, rozpuszczają się szybciej w punktach styku. Rozpuszczona substancja ulega ponownemu wytrąceniu w miejscach obniżonego ciśnienia w porach międzyziarnowych. W miarę wzrostu jednostronnie działającego ciśnienia (np. wzrost ciśnienia nadkładu wraz z głębokością) rozpuszczaniu ulegają nie tylko węglany, lecz także kwarc. W ten sposób krzemionka rozpuszczona w procesie stylolityzacji odkłada się często w postaci otoczek regeneracyjnych wokół pierwotnych ziarn kwarcu (Buszinskij, 1961). Wzdłuż powierzchni kontaktu ziarn, które ulegają częściowemu rozpuszczeniu tworzy się ostatecznie nierówna powierzchnia szwu stylolitowego z leżącą na niej cienką warstewką ciemnej substancji mineralnej złożonej bądź to z nie rozpuszczonych resztek skały, bądź też z nowo powstałych minerałów np. hydromik (Kopeliowicz, 1958, 1960).

W przypadku piaskowców, rozpuszczanie pod ciśnieniem oraz związana z nim stylolityzacja przebiegała znacznie intensywniej wzdłuż określonych powierzchni lamin i cienkich wkładek ilastych aniżeli w samych tylko punktach styku ziarn kwarcowych (Thomson 1959, Heald 1959).

Pierwotny przebieg wkładek i lamin w znacznym stopniu determinuje ułożenie powstających później szwów stylolitowych. Dlatego w badanych skałach terygenicznych szwy stylolitowe rozwijały się na ogół wzdłuż istniejących już poprzednio lamin i wkładek ilastych. Jest to

reguła nie pozbawiona licznych wyjątków, jednakże większość stylolitów w piaskowcach kambryjskich stanowi genetyczne rozwinięcie deformowanych wkładek i lamin. Mechanizm powstania stylolitów wzdłuż lamin i cienkich wkładek ilastych został opisany przez Thomsona (1959). Jeśli warstewka iłu przebiegającego pomiędzy ziarnami kwarcowymi poddana zostaje działaniu wód bogatych w CO_2 , wówczas uwolniony zostaje K_2CO_3 , który jako silna zasada oddziałuje na SiO_2 wzdłuż powierzchni rozdziału ił—ziarna kwarcu. Krzemionka ulega w ten sposób rozpuszczeniu kosztem pierwotnych ziarn kwarcowych. Zasadnicza wymiana K^+ przez Ca^{+2} i Mg^{+2} rozpoczyna się zatem wzdłuż krawędzi wkładek ilastych w piaskowcu.

Wymiana ta dokonuje się szczególnie szybko wzdłuż powierzchni kłiważu. Powstaje w ten sposób K_2CO_3 z jednoczesnym wzrostem pH w strefie wzbogaconej iłem w stosunku do niższego pH w przestrzeni międzyziarnowej (tj. w porach pomiędzy „czystymi” ziarnami kwarcu). W miarę wzrostu jednostronnego ciśnienia Si^{+4} rozpuszczony w strefach podwyższonego pH migruje do stref o niskim pH, gdzie ulega ponownemu wytrąceniu. Dzięki temu przestrzeń międzyziarnowa ulega stopniowej redukcji skutkiem rekrytalizacji kwarcu.

Spotyka się liczne przykłady desilifikacji piaskowców związanej ze stylolityzacją i tworzeniem się wtórnego kwarcu w przestrzeni porowej piaskowca. W piaskowcach szarogłazowych widoczne są na przykład wrosty nowo powstałego illitu, wgryzającego się w ziarna kwarcowe (Fairbridge, 1967). Potencjał chemiczny, a więc i rozpuszczalność ziarn skały rośnie w punktach styku ziarn, tj. tam gdzie występują wzmożone naprężenia sprężyste (Bathurst 1958, 1971). Rozkład naprężeń wzdłuż powierzchni dzielącej dwie sąsiednie warstewki ziarn jest więc nierówny. Zależy on od względnych rozmiarów ziarn, ich kształtu i orientacji. Rozpuszczanie waha się również w zależności od składu mineralnego ziarn oraz geometrii powierzchni kontaktów międzyziarnowych. Park, Amstutz (1967) oraz Trurnit (1968) badali geometrię tekstur powstających z rozpuszczania pod ciśnieniem. Działanie jednokierunkowego ciśnienia powoduje powstanie określonej generacji stylolitów, których uśrednione powierzchnie szwów przebiegają mniej więcej równolegle do siebie, a jednocześnie prostopadle do kierunku wywieranego ciśnienia (Buszinski, 1961). Zęby stylolitów tej samej generacji są równoległe do siebie, a ich osie skierowane zgodnie z kierunkiem ciśnienia. Tak więc śledząc kierunki szwów i zębów stylolitowych możemy wnioskować o kierunku ciśnień działających na etapie stylolityzacji. Występowanie różnych generacji stylolitów wskazuje na kolejne zmiany wektora ciśnienia w procesie rozwoju tektonicznego. W związku z tym systemy szwów stylolitowych przebiegające zgodnie z uławiceniem powstały w wyniku narastającego ciśnienia nadkładu, stylolity zaś biegnące ukośnie lub nawet prostopadle do uławicenia (np. w wapieniach)

są rezultatem działania ciśnień poziomych lub ukośnych, towarzyszących procesom fałdowania (Buszinskij, 1961). Równoległość uśrednionych linii przebiegu szwów stylolitowych oraz zgodny kierunek ząbkowania stanowi jednocześnie kryterium wydzielenia poszczególnych generacji stylolitów. Uspienski (1949) wskazując na możliwość wielokrotnego powtarzania się faz stylolityzacji podkreśla równocześnie, że określona generacja stylolitów powstawała w rezultacie pojedynczego epizodu geodynamicznego, jakkolwiek epizod ten mógł obejmować stosunkowo długi odcinek czasu geologicznego. Trudno jednoznacznie określić fazę przeobrażeń i związanych z nią głębokości pograżania, jakie byłyby wymagane dla zapoczątkowania procesów stylolityzacji. Nie ulega wątpliwości, że powyższe warunki krytyczne będą różne dla skał węglanowych i terygenicznych. W przypadku skał węglanowych ustalono, że proces stylolityzacji wiąże się z późną fazą powstawania kwarcu diagenetycznego i kontynuuje się w ciągu fazy przeobrażeń przedmetamorficznych (Park 1962). Również późne generacje pirytu skupione są w obrębie szwów stylolitowych. Dunnington (1967) określa minimalną głębokość stylolityzacji węglanowych skał zbiornikowych serii Asmari w Iraku na około 600 m, podczas gdy Schlanger (1964) opisuje liczne mikrostylolity w wapieniach na wyspie Guam, które prawdopodobnie nigdy nie były pograżone bardziej aniżeli na głębokość około 90 m. Również w wapieniach sarmatu Pridniestrowia stylolity pojawiają się poniżej głębokości 90 m (Buszinskij 1961).

Proces stylolityzacji w skałach piaskowcowych wymaga niewątpliwie bardziej zaawansowanych przeobrażeń skały i odpowiednio głębokiego jej pograżenia. Kopeliowicz (1958 a, b, 1960) wykazał, iż stylolityzacja w piaskowcach ma charakter epigenetyczny oraz że tekstury stylolitowe w piaskowcach serii mohylewskiej na Podolu zaczynają się pojawiać poniżej 1000 m głębokości.

MORFOLOGIA SZWÓW STYLOLITOWYCH

W badanych skałach daje się wyróżnić dwa zasadnicze rodzaje, a zarazem dwie generacje szwów stylolitowych. Ogólnie rzecz biorąc jedno z nich są cieńsze, posiadają bardziej skomplikowany przebieg, drugie zaś są grubsze o stosunkowo prostym, słabiej zróżnicowanym przebiegu. Pierwsze z nich nazwałem „mikrostylolitami”, drugie zaś „makrostylolitami”. Przyjęte przeze mnie pojęcia różnią się nieco od terminologii stosowanej w literaturze zagranicznej, dlatego sprawa ta wymaga bliższego omówienia.

Niektórzy autorzy (Chilingar, et al., 1967; Coogan, Manus, 1975) pod pojęciem mikrostylolitu rozumieją mikroskopijne stylolity widoczne w obrębie jednego ziarna. Jakkolwiek Coogan, Manus (1975) zastrzegają,

iż różnica pomiędzy tak pojmowanym mikrostylolitem a szwem stylolitowym biegnącym między wieloma ziarnami jest tylko kwestią skali zjawisk. W związku z tym Kopeliowicz (1958 a, b; 1960) wydziela mikrostylolity wewnątrz ziarn, mikrostylolity na kontakcie między pojedynczymi ziarnami oraz powierzchnie mikrostylolitowe o znacznej ciągłości. Te ostatnie, najdrobniejsze lecz stosunkowo ciągłe szwy stylolitowe nazywa Szwiecow (1958) — liniami suturowymi. Park i Schot (1968) definiują mikrostylolity jako międzyziarnowe (intergranular) ze względu na to, że ich amplituda jest na ogół mniejsza od wielkości ziarn.

Przyjęte przeze mnie określenie mikrostylolitów odnosiłoby się do mikrostylolitów o znacznej ciągłości według Kopeliowicza, lecz zarówno mikrostylolity (zębki 1—2 mm), jak i makrostylolity (zębki 2—5 mm) występujące w serii kambru Syneklizy Perybałtyckiej mieszczą się w kategorii stylolitów drobnych według Sia Ban-Duna (1959) i Buszinskiego (1961).

Naliwkin (1956), a za nim Buszinskij (1961) rozróżniają trzy podstawowe kształty szwów stylolitowych: słupkowe, ząbkowane i guzkowate lub pagórkowate. Ten ostatni rodzaj Park, Schot (1968) określają jako „primitive wave-like” mając na myśli słabo rozwiniętą i nieregularną linię szwu. Określenie to można tłumaczyć jako „szew nieregularnie falisty”, co odpowiada stylolitom „guzkowym” lub „pagórkowatym” według Naliwkina (1956). Ostatecznie więc pojęcie szwu „nieregularnie falistego” przyjąłem dla określenia kształtu stylolitów występujących w terygenicznej serii kambru środkowego Syneklizy Perybałtyckiej.

Szwiecow (1958) wyróżnia również parastylolity jako formę zbliżoną do stylolitów guzkowatych lub falistych, lecz o grubszym szwie i bardziej „niedbałym” rysunku falistym. Park, Schot (1968) uważają, że stylolity o amplitudzie falowania większej od rozmiarów pojedynczych ziarn (stylolity „agregatowe”) stanowią przejaw dalszej ewolucji pierwotnych warstewek i lamin ilastych. Tak więc każde większe „stylolitopodobne” odchylenie warstewek i lamin od ich pierwotnego nie zaburzonego przebiegu, podkreślone występowaniem zgrubień powstałych po rozpuszczeniu części materii skalnej można by traktować jako przejaw stylolityzacji. Istnieje zatem bardzo płynne, trudno uchwytnie przejście od stylolitów falistych do parastylolitów według Szwiecowa (1958).

Ten ostatni rodzaj form teksturalnych często obserwowanych w serii utworów kambryjskich Syneklizy Perybałtyckiej zdecydowałem się określać nazwą „zdeformowane wkładki ilaste i wkładki stylolitopodobne”.

W przypadku, gdy leżące blisko siebie warstewki piaskowca (lub wapienia) przedzielone były deformowanymi wkładkami ilastymi i stylolitopodobnymi, mogło nastąpić porozrywanie oraz częściowe lub pełne rozpuszczanie warstewek piaskowca (lub wapienia). Fragmenty tych skał pozostają wówczas utkwione wśród zaburzonej wkładki ilastej. Tego rodzaju makrotekstury nazywa Szwiecow (1958) — „węzłowatymi”. Są

one genetycznie bliskie parastyloplitom, co całkowicie potwierdzają obserwacje Buszńskiego (1961). Stosując jednak termin wprowadzony przez Radlicza (1966) tekstury tego typu określam jako „suturowe”.

MIKROSTYLOPLITY PIERWSZEJ GENERACJI

Wydaje się, iż znaczna część mikrostyloplitów pierwszej generacji powstawała wzdłuż najcieńszych lamin ilastych w piaskowcu. Ich amplituda rowkowania nie przekracza na ogół 0,5 mm, amplituda ząbkowania² wynosi 1—2 mm, co najwyżej 3 mm, grubość szwu 0,1—0,2 mm. Kształt mikrostyloplitów jest przeważnie nieregularno-falisty (fig. 1—1), amplituda falowania sięga 0,7 mm. Mikrostyloplity charakteryzuje niska amplituda rowkowania. Szwy mikrostyloplitowe wypełnione są czarną substancją ilastą lub ilasto-wapnistą.

Badania mikroskopowe (A. Manecki, J. Dominik inf. ustna) wykazały, że tekstury te zablżnione są minerałami węglanowymi o cechach dolomitu lub syderytu oraz drobnołuseczkowatymi agregatami, illitu o strukturze siatkowej. Zwracają przy tym uwagę drobne, stosunkowo nieliczne, kuliste koncentracje brunatnej substancji widoczne pod mikroskopem w szwach styloplitowych, a mające charakter skupień materii organicznej. Makroskopowo obserwuje się powszechnie żółtawe naloty bitumiczne pokrywające powierzchnię mikrostyloplitów lub występujące w postaci cętek w ich bezpośrednim sąsiedztwie. Świadczy to, że mikrostyloplity pierwszej generacji brały czynny udział w procesie migracji węglowodorów. Powierzchnie mikrostyloplitów są drożne, a ponadto wzdłuż ich szwów stwierdza się często drożne szczeliny kontaktowe o grubości 0,1 mm.

Drożność badana była przez zwilżenie rdzenia wodą lub roztworem kwasu solnego. W ten sposób można było określić przeważające kierunki i szybkość rozchodzenia się płynu w skale, w warunkach powierzchniowych. Próba ta może mieć rzecz jasna jedynie orientacyjne znaczenie. W opracowaniu Miljoszinoj, Moskaljewa (1962) szwy styloplitowe potraktowane są pod względem ich przepuszczalności wręcz jako odmiana szczelin tektonicznych. Styloplityzacja powoduje powstanie dodatkowej wolnej przestrzeni w skale, co stanowi ważny czynnik migracji i akumulacji węglowodorów. Wspomniani autorzy przeprowadzili doświadczenia nad filtracją ropy wzdłuż szwów styloplitowych występujących w wapieniu. Okazało się, że szwy styloplitowe stanowią znacznie lepszą

² Mówiąc o amplitudzie ząbkowania rozumiem wysokość słupków i stożków styloplitowych w przypadku, gdy mają one kształt słupkowy lub zygzakowaty, albo wysokość fali, gdy szew styloplitowy jest falisty. Amplituda rowkowania odnosi się do najdrobniejszych rowków szwu styloplitowego w obrębie pojedynczego słupka, fali lub stożka.

drogę dla migracji (w kierunku zgodnym z przebiegiem szwów) aniżeli same szczeliny tektoniczne. We wszystkich zakresach ciśnień stosowanych przy filtracji, zasięg przenikania ropy w skałę otaczającą szew stylolitowy był trzykrotnie większy aniżeli ten sam zasięg wokół szczelin tektonicznych.

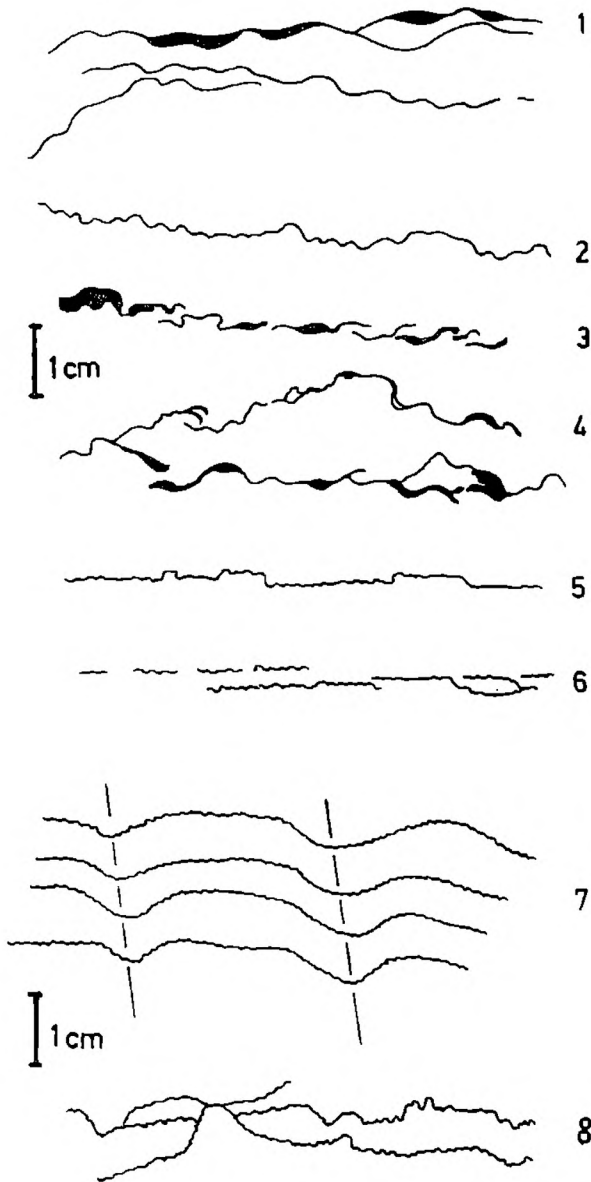


Fig. 1. Kształt mikrostylolitów występujących w piaskowcach kwarcytowych kambru środkowego; 1 — mikrostylolity faliste z lokalnymi, soczewkowatymi zgrubieniami szwu; 2 — mikrostylolity o nieregularnym, lekko falistym przebiegu; 3 — mikrostylolity porozrywane o strukturze węzłkowej; 4 — mikrostylolity węzłkowe, rozdwojone i łukowato wygięte; 5 — mikrostylolit poziomy, nienaruszony; 6 — mikrostylolit poziomy, porozrywany wzdłużnie; 7 — ugięcie mikrostylolitów w strefie działania naprężeń tektonicznych (linie przerywane); 8 — system połączeń mikrostylolitowych

Fig. 1. The shape of microstylolites occurring in Middle Cambrian quartzose sandstones; 1 — wave-like microstylolites with local lenticular thickening of the seam; 2 — irregular, slightly wavy microstylolites; 3 — disrupted knotty microstylolites; 4 — knotty bifurcated and arch-like microstylolites; 5 — intact horizontal microstylolite; 6 — horizontal microstylolite, longitudinally disrupted; 7 — bending of microstylolites in the zone of tectonic stresses (broken lines); 8 — interconnected network of microstylolites

Grubość samych szwów mikrostylolitowych jest zmienna, ponieważ ulegają one miejscowym rozszerzeniom w postaci małych, wydłużonych soczewek ilastych (fig. 1—1).

Jak już zaznaczono, mikrostylolity powstają na ogół najprawdopodobniej w wyniku selektywnego rozpuszczania i stopniowej deformacji cienkich, delikatnych lamin ilastych o grubości 0,1—0,2 mm. Ponieważ jednak pierwotna laminacja piaskowców była skośna, stąd też upad lamin oraz powstałych później mikrostylolitów zmienia się od 0° do 15°—20° w stosunku do powierzchni ławic. Upad ławic waha się w granicach

0°—5°. Skutkiem wzajemnego przemieszczania masy ilastej względem dominującej masy piaszczystej — szwy stylolitowe uległy zdeformowaniu, uzyskując formę falistą (fig. 1—2), a następnie zostały porozrywane (fig. 1—3). Selekttywne rozpuszczanie i przesuwanie się masy ilastej doprowadziło przy tym do uformowania stylolitów węzełkowych (fig. 1—3). Dalsza deformacja spowodować mogła łukowate zagięcie mikrostylolitów węzełkowych (fig. 1—4). Na odcinkach rozszerzających się, grubość węzełków w szwach stylolitowych wynosi ok. 1 mm, a na odcinkach zwężonych: 0,3—0,4 mm. Szwy mikrostylolitowe (fig. 1—5) mogą ulec porozrywaniu na małe odcinki bez równoczesnego powstawania form węzełkowych (fig. 1—6). Niekiedy obserwuje się przerwanie i poprzesuwanie długich pionowych szczelin tektonicznych (W. Strzetelski 1977 — w druku) wzdłuż poziomych, zarodkowych szwów mikrostylolitowych. Świadczy to, iż niektóre generacje szczelin pionowych istniały już na etapie wczesnej fazy stylolityzacji. Czasami dzięki istnieniu naprężeń sprzyjających powstaniu szczelin tektonicznych dochodzi jedynie do charakterystycznego ugięcia mikrostylolitów w strefie działania tych naprężeń (fig. 1—7). Powszechnie obserwuje się cienkie zanikające spękania odbiegające pionowo w górę i w dół od powierzchni szwów mikrostylolitowych. Są one wypełnione minerałami węglanowymi o cechach optycznych dolomitu (A. Manecki, J. Dominik inf. ustna). Mikrostylolity są młodsze od skupień piryty występujących w piaskowcu, a jednocześnie są starsze od większości szczelin pionowych jak również starsze od szwów makrostylolitowych drugiej generacji. Ustalenia te mają charakter uogólnień wynikających z licznych obserwacji sposobu wzajemnego przecinania się wyżej wymienionych szczelin i form teksturalnych. Niektóre mikrostylolity były jednak odnawiane w drugim stadium stylolityzacji, co polegało na dalszym rozpuszczaniu i poszerzaniu szwów stylolitowych.

W iłowcach laminowanych piaskowcem ilość mikrostylolitów jest stosunkowo najmniejsza, a ich gęstość pionowa wynosi średnio około 10/1 mb rdzenia.

W piaskowcu kwarcytowym z laminami iłowca — mikrostylolity występują szczególnie często. Na ogół szwy mikrostylolitowe rozgałęziają się, łączą lub stykają ze sobą. Czasem ułożone są faliście lub zanikają na długości 1—3 cm.

W czystych piaskowcach kwarcytowych — szwy mikrostylolitowe występują z reguły pojedynczo, wykazują regularny przebieg i na ogół nie rozgałęziają się. Ich ułożenie jest poziome, a więc zgodne z uławieniem. Często zanikają na długości 3 cm, a ich średnia gęstość pionowa wynosi około 20/1 mb rdzenia. Niekiedy koncentrują się w wąskich strefach skupień, gdzie na przestrzeni kilku centymetrów współwystępują grupy 3—10 i więcej mikrostylolitów, położonych tak blisko, iż częściowo łączą się ze sobą. Stąd też gęstość pionowa mikrostylolitów

waha się w szerokich granicach 6—70/1 mb rdzenia a najczęściej 6—30/1 mb rdzenia. W strefach skupień mikrostylolity rozgałęziają się i przecinają ze sobą, tworząc skomplikowany system połączeń (fig. 1—8).

SZCZELINY ODPREŻENIOWE

Szczeliny odprężeniowe powstały na skutek spadku ciśnienia nadkładu wywołanego znaczną erozją. Ponieważ są one związane z wynoszeniem i erozją obszaru oraz wykazują regularny kształt liniowy i przecinają niezgodnie ziarna mineralne dlatego zaliczam je do kategorii szczelin tektonicznych. Bliższą charakterystykę szczelin odprężeniowych przedstawiono w osobnym opracowaniu (Górecki, et al. w druku). Wspominam tu o nich, gdyż ich stosunek wiekowy do szwów stylolitowych warstewek stylolitopodobnych oraz zdeformowanych wkładek ilastych pozwala na względne datowanie poszczególnych rodzajów tekstur oraz uporządkowanie ich w szeregu chronologicznym. Szczeliny odprężeniowe pozostają na ogół niezaabliżnione o szerokości 0,1—0,2 mm. Przebieg ich jest poziomy lub prawie poziomy, najczęściej sinusoidalno-falisty i łukowaty, przy czym łuki skierowane są ku górze lub ku dołowi. Wiele szczelin odprężeniowych tworzy się wzdłuż powierzchni stylolitowych

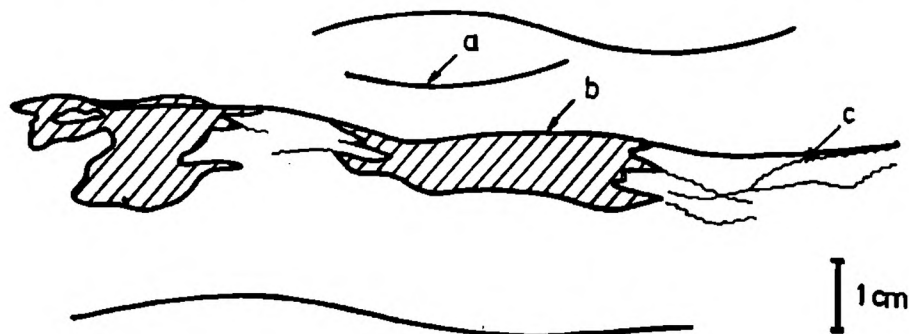


Fig. 2. Szczeliny odprężeniowe o kształcie łukowym (a) wykorzystujące powierzchnie zdeformowanych wkładek ilastych (b) oraz mikrostylolitów (c).

Fig. 2. Arch-like relaxation fissures (a) superimposed on the surfaces of deformed clay interbeddings (b) and microstylolites (c)

lub stylolitopodobnych (fig. 2). Wydaje się, iż szczeliny odprężeniowe występujące w serii kambru środkowego Syneklizy Perybałtyckiej powstały w związku ze znaczną erozją, jaka miała miejsce pomiędzy sylurem a górnym permem. Powierzchnie szczelin odprężeniowych pokryte są często żółtawymi nalotami węglowodorów.

UKOŚNE POWIERZCHNIE ZEŚLIZGÓW, STYLOLITY UKOŚNE ORAZ UKOŚNE SZCZELINY ODPREŻENIOWE

Większość piaskowców kambryjskich posiada pierwotną laminację ukośną, podkreśloną cienkimi warstewkami ilastymi (fig. 3—1). W miarę pograżania i postępującego procesu epigenezy potęgował się wzajem-

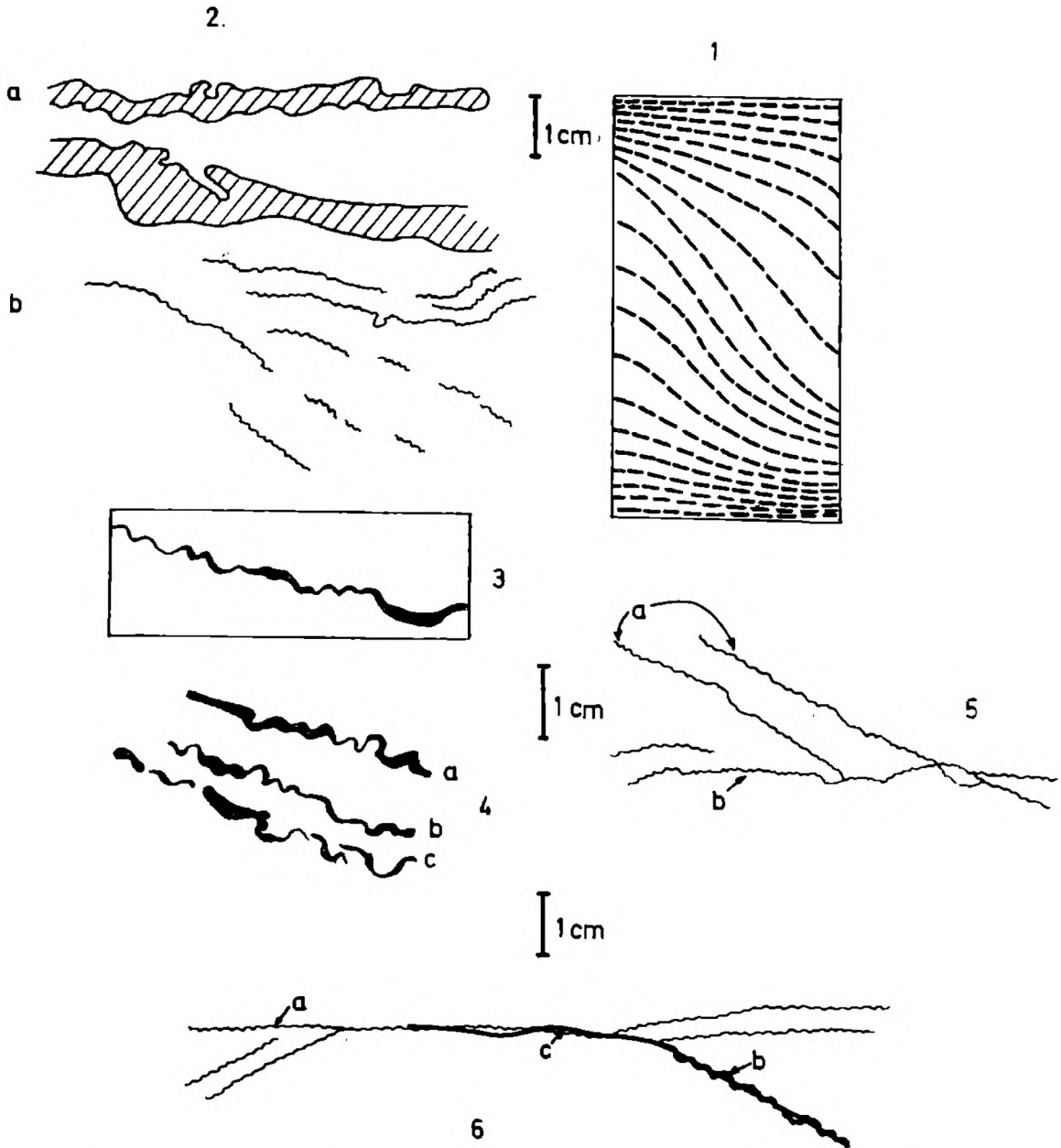


Fig. 3. Tekstury o przebiegu ukośnym; 1 — pierwotna laminacja ukośna w piaskowcach; 2 — ukośne zdeformowane wkładki ilaste (a) i mikrostylolity (b); 3 — typowy ukośny stylolit falisty; 4 — ukośne stylolity wężykowe (a) węzłkowe (b) porozrywane stylolity węzłkowe (c); 5 — mikrostylolity ukośne (a) są młodsze od mikrostylolitów poziomych (b); 6 — zarówno mikrostylolity poziome (a) jak i ukośne (b) są starsze od szczelin odprężeniowych (c)

Fig. 3. Inclined structures; 1 — original inclined lamination of sandstones; 2 — inclined deformed clay interbeddings (a) and microstylolites (b); 3 — typical wavy-like inclined stylolite; 4 — inclined stylolites: saturated (a), knotty (b), disrupted knotty stylolites (c); 5 — inclined microstylolites (a) are younger than horizontal microstylolites (b); 6 — both horizontal (a) and inclined (b) microstylolites are older than relaxation fissures (c).

ny ruch masy ilastej i piaszczystej, skierowany wzdłuż ukośnych powierzchni laminacji piaskowca, co doprowadziło do powstania licznych ukośnych ześlizgów i zluźnień (fig. 3—2). W ten sposób formowały się ukośne mikrostylolity nieregularnie faliste (fig. 3—3), bądź też mikrosty-

loly węzłkowe (fig. 3—4) w miejscach, gdzie laminy ilaste zwiły się wzdłuż płaszczyzny ruchu.

Ilość mikrostylolitów obserwowanych w profilu Żarnowca na głębokościach mniejszych od 2735 m spada prawie do zera. W profilach wierceń Białogóra 1, 2 leżących już poza opisywanym obszarem, na głębokościach mniejszych od 2720 m, mikrostylolity mają zdecydowanie inny charakter aniżeli w całym profilu Żarnowca. Brak tam typowego subtelnego ząbkowania, linia szwu jest tylko lekko falista i słabo zróżnicowana. Lepiej rozwinięte stylolity pojawiają się dopiero poniżej głęb. 2720 m osiągając swój typowy rozwój dopiero poniżej 2770 m głębokości. W profilu Dąbki 2 (poza obszarem Żarnowca) w interwale 2720—2745 m w zasadzie w ogóle brak stylolitów. Można by więc sądzić, że stylolityzacja w piaskowcach kambryjskich rozpoczęła się dopiero poniżej głębokości około 2600—2700 m, osiągając swoje apogeum przy głębokościach rzędu 2700—3000 m. Dolną granicę tych zaburzeń wyznacza prawdopodobnie strefa ostatecznego zaniku montmoryllonitu w łkach leżąca zwykle na głębokości około 3000—3300 m.

Sądę, że utrzymująca się plastyczność ilów w zakresie 2700—3000 m dostatecznie tłumaczy zjawisko ich przemieszczania względem sztywnych warstw piaskowców. Deformacjom plastycznym towarzyszyły równoległe procesy rozpuszczania pod ciśnieniem i wynikającej stąd stylolityzacji. Oprócz mikrostylolitów ukośnych występujących w profilu Żarnowca, pojawiają się również nie zabliźnione szczeliny ukośne o charakterze pęknięć odprężeniowych, powtarzające przebieg laminacji ukośnej, bądź też ukośne powierzchnie ześlizgów (slikolity), zasmarowane substancją ilastą. Niekiedy na ukośnych szczelinach odprężeniowych powstają wtórne szwy mikrostylolitowe. Proces deformacji coraz to grubszych lamin i wkładek ilastych rozwijał się w sposób ciągły, w miarę wzrostu ciśnienia nadkładu. Początkowo powstawały mikrostylolity, wzdłuż najcieńszych i najbardziej nachylonych lamin ilastych (fig. 3—2 b), a dopiero później deformowały się grubsze wkładki o bardziej horyzontalnym ułożeniu (fig. 3—2 a). Chcąc najtrafniej opisać morfologię ukośnych szwów stylolitowych, posłużyłem się takimi zwrotami jak „ześlizgiwanie” i „zwijanie”, czego jednak nie należy rozumieć jako ruchu grawitacyjnego samych lamin. Jest to bowiem ruch wywołany wzrostem ciśnienia nadkładu powodującym przekroczenie wytrzymałości struktury mineralnej ilów. Stąd też cienkie laminy ulegały łatwiej tego rodzaju deformacjom aniżeli grubsze warstewki ilaste. Mogło wtedy nastąpić rozrywanie ukośnych szwów mikrostylolitowych na krótkie, kilkunastomilimetrowe odcinki. Jeśli naprężenia nie były dość silne, aby spowodować rozerwanie, wówczas mikrostylolity kontynuują się w sposób ciągły tworząc formy prymitywno-faliste, nachylone pod kątem 10°—30° w stosunku do uławicenia skały (fig. 3—3). System mikrostylolitów ukośnych jest na ogół młodszy od mikrostylolitów poziomych pierwszej

generacji (fig. 3—5). Z drugiej zaś strony zarówno mikrostylolity poziome, jak i ukośne są na ogół starsze od szczelin odprężeniowych (fig. 3—6). Obserwacje wzajemnego stosunku wiekowego poszczególnych typów teksturalnych na podstawie sposobu ich przecinania się pozwoliły ustalić następującą sekwencję czasową (w kolejności od najstarszych do najmłodszych):

1. poziome szwy mikrostylolitowe pierwszej generacji
2. początek deformacji warstewek ilastych o grubości 2—3 mm
3. szwy mikrostylolitowe ukośne
4. ukośne szczeliny odprężeniowe i slikolity
5. szwy mikrostylolitowe rozwinięte wtórnie na ukośnych szczelinach odprężeniowych
6. poziome szczeliny odprężeniowe

STYLOLITY DRUGIEJ GENERACJI

Jak już zaznaczono, stylolityzacja jest procesem długotrwałym i w miarę wzrostu ciśnienia nadkładu, obejmuje coraz to grubsze warstewki ilaste. Stąd też szwy mikrostylolitowe tworzące się często na bazie najcieńszych lamin ilastych powstały znacznie wcześniej aniżeli szwy stylolitowe (głównie makrostylolity) wykształcone wzdłuż warstewek ilastych o grubości 1—2 mm. Tak więc makrostylolity reprezentują młodszą generację wiekową w stosunku do generacji mikrostylolitów, co wyraźnie zaznacza się we wzajemnym ułożeniu obydwu systemów (fig. 4—1). Jak zauważa W. Jaroszewski (inf. ustna) szwy mikrostylolitowe są tu na znacznych odcinkach „zjedzone” przez makrostylolity. Makrostylolity z kolei przechodzą często w sposób ciągły w zdeformowane, stylolito-podobne warstewki ilaste. Szwy stylolitowe drugiej generacji są wyraźniejsze i grubsze, często przecinają niezgodnie lub też nakładają się na subtelny, cienki rysunek szwów mikrostylolitowych pierwszej generacji. Należy jednak zaznaczyć, że wśród stylolitów drugiej generacji występują nie tylko makrostylolity, lecz także i mikrostylolity. Mikrostylolity drugiej generacji można odróżnić od mikrostylolitów generacji pierwszej. Druga generacja rysuje się ostrzej i bardziej wyraziście, charakteryzuje ją większa amplituda rowkowania (zwykle do 2 mm a nawet 3—4 mm), przebieg szwów jest często mniej regularny i mikrostylolity rozgałęziają się, urywają lub biegną ukośnie. Mikrostylolity obydwu generacji bywają pokryte żółtym nalotem bitumicznym, jakkolwiek w mikrostylolitach drugiej generacji ilość tych nalotów jest mniejsza.

Na fig. 4—2 przedstawiono wzajemny układ szwów mikrostylolitowych pierwszej i drugiej generacji oraz równoczesne lub młodsze od nich krótkie, zanikające szczeliny pionowe o długości 2,5—4 cm i grubości 0,2—1 mm. Jak słusznie zauważa doc. dr W. Jaroszewski (inf.

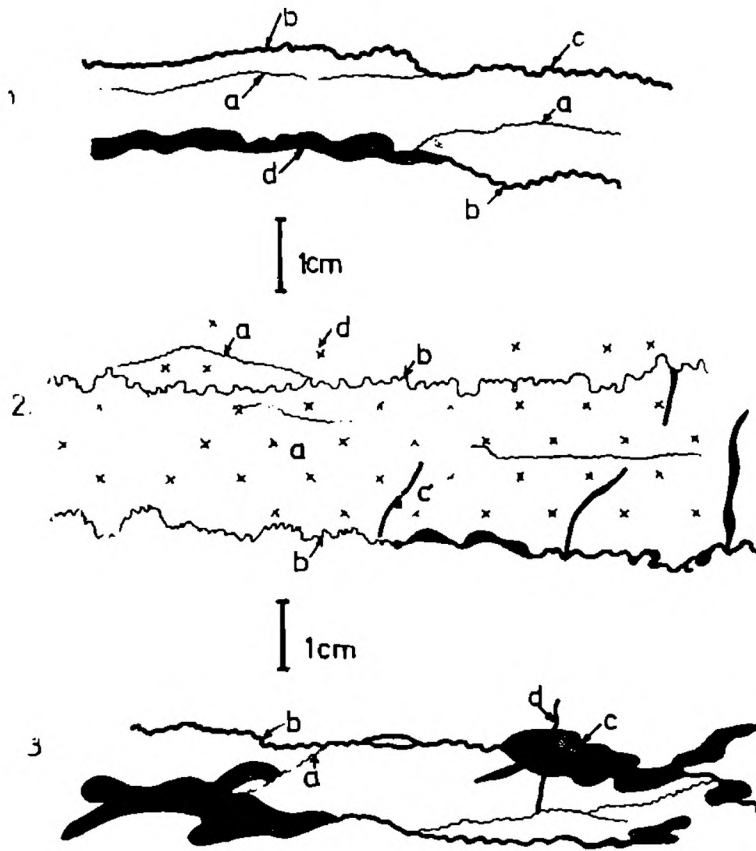


Fig. 4. Systemy stylolitów pierwszej i drugiej generacji; 1 — mikrostylolity pierwszej generacji (a) i nakładające się na nie (c) makrostylolity drugiej generacji (b); makrostylolity przechodzą w sposób ciągły w zdeformowane wkładki ilaste (d); 2 — mikrostylolity pierwszej generacji (a) i mikrostylolity drugiej generacji (b) wraz z towarzyszącymi im krótkimi spękaniem pionowymi (c); skała cętkowana jest żółtymi plamkami bitumicznymi (d); 3 — mikrostylolity (a), makrostylolity (b), zdeformowane wkładki ilaste (c) i krótkie spękania pionowe (d) tworzące system połączeń.

Fig. 4. Network systems of the first- and second-generation stylolites; 1 — first-generation microstylolites (a) and the superimposed (c) second-generation macrostylolites (b); macrostylolites grade continuously into deformed clay interbeddings (d); 2 — first-generation microstylolites (a) and second-generation microstylolites (b) with the accompanying short vertical fissures (c) the rock has yellow bituminous spots (d); 3 — microstylolites (a), macrostylolites (b), deformed clay interbeddings (c) and short vertical fissures (d) forming an interconnecting network.

ustna), krótkie spękania pionowe mogą być rówieśnikami szwów mikrostylolitowych będąc produktem napięć wynikających z nierównomiernej stylolityzacji. Sądzę jednak, iż nie są one starsze od makrostylolitów, ponieważ nigdzie nie zaobserwowano, aby szwy stylolitowe przecinały je niezgodnie. W opisywanych strefach spotyka się szczególnie często liczne, żółtawe naloty węglowodorów. Obydwie fazy stylolityzacji, nałożone na siebie, doprowadziły do powstania skomplikowanych układów powierzchni mikro- i makrostylolitowych oraz stylolitopodobnych i suturowych, w obrębie których stylolity różnych generacji łączą ze sobą porozrywane i wyciśnięte wtrącenia ilaste (fig. 4—3). Tego rodzaju złożone formy teksturalne proponuję zwać „systemami stylolitowymi”. Jeśli wziąć pod uwagę, że system taki uzupełniony jest siecią

spękań tektonicznych, to można przypuszczać, iż stanowi on drożny układ, dogodny dla migracji mediów złożowych.

W iłowcach z wtrąceniami piaskowców, makrostylolity drugiej generacji rozwinięte są słabo, bądź też brak ich w ogóle, ponieważ poszczególne wkładki ilaste mają zbyt dużą miąższość — większą od 2—3 mm (por. rozdz. dotyczący zdeformowanych wkładek ilastych).

W piaskowcach kwarcytowych laminowanych iłowcem rozwija się wyraźnie druga generacja szwów stylolitowych i powierzchni stylolitopodobnych, powstająca częściowo przy wykorzystaniu powierzchni mikrostylolitów pierwszej generacji, częściowo zaś oparta o warstewki ilaste grubości do 2 mm. Szerokość szwów makrostylolitowych drugiej generacji waha się w granicach 0,2—0,5 mm (lokalnie nawet do 1—3 mm) amplituda falowania 0,5—5 mm.

Makrostylolity posiadają najczęściej kształt nieregularno-falisty lub

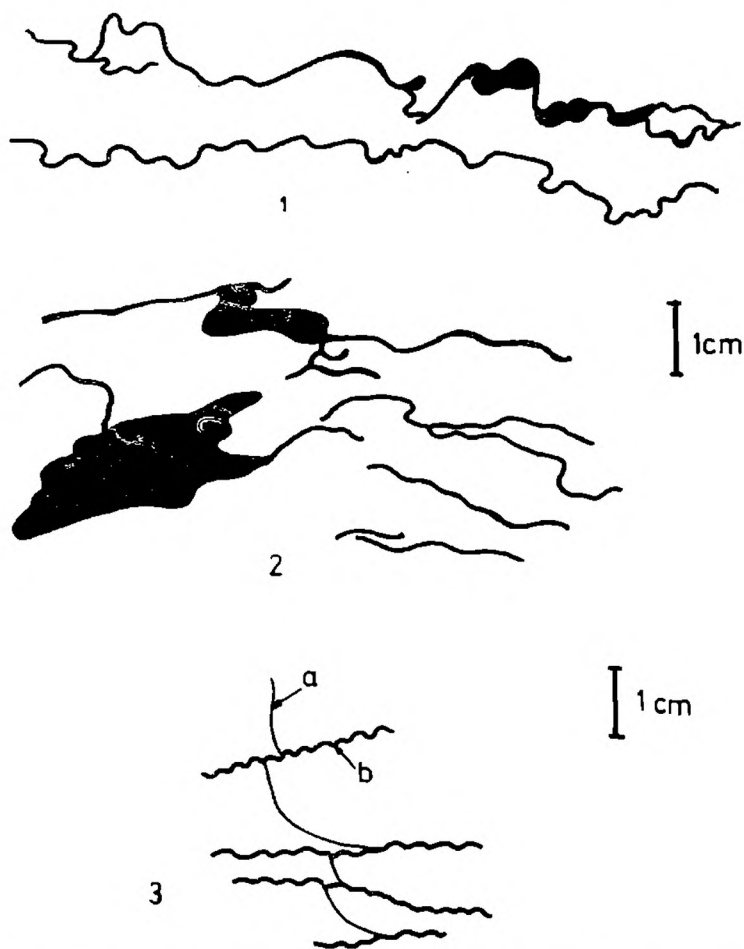


Fig. 5. Makrostylolity drugiej generacji; 1 — makrostylolity o zawilim kształcie falisto-wężykowatym; 2 — porozrywane makrostylolity o nieregularnym przebiegu i słabo zaznaczonej falistości; 3 — starsza, pionowa szczelina tektoniczna (a) jest rozerwana, zdeformowana i przesunięta wzdłuż młodszych od niej makrostylolitów (b)

Fig. 5. Second-generation macrostylolites; 1 — macrostylolites of an intricate wavy-saturated shape; 2 — disrupted irregular, indistinctly wave-like macrostylolites; 3 — older vertical tectonic fissure (a) is disrupted, deformed and dislocated along the younger macrostylolites (b)

zawikłany kształt falisto-wężykowaty (fig. 5—1). Niekiedy są one porożywane, przebieg ich jest nieregularny a falistość zaznaczona słabo (fig. 5—2). Szwy makrostylolitowe są na ogół poziome, często jednak ulegają lokalnym przegięciom lub ułożone są ukośnie pod kątem 0—35° w stosunku do uławicenia, co wynika z ich dostosowania się do pierwotnej, ukośnej laminacji skały. Makrostylolity są zwykle młodsze od poziomych szczelin odprężeniowych, jednakże niektóre z nich uformowały się jeszcze przed powstaniem szczelin odprężeniowych, dzięki czemu zostały wtórnie „sfaldowane” według sinusoidalnego wzoru charakterystycznego dla przebiegu szczelin odprężeniowych. Szczeliny odprężeniowe występują w zespołach szczelin ułożonych piętrowo nad sobą. W związku z tym powyżej i poniżej zespołu szczelin odprężeniowych powstaje strefa wyraźnego odkształcenia skały. Makrostylolity, które znalazły się w tej strefie, a które posiadały początkowo ułożenie poziome (zgodne z upadem warstw) ulegają również odkształceniu skutkiem odprężenia piaskowca przybierając przy tym kształt łukowato-falisty.

W obrębie piaskowców gęsto przeławiconych iłowcem makrostylolity występują w strefach skupień leżących w bezpośrednim sąsiedztwie, tj. w odległości 4—5 cm, powyżej i poniżej grubszych przeławiceń ilastych o miąższości 5—10 cm. Grubość strefy skupień makrostylolitowych wynosi zwykle 15—20 cm. Obserwuje się na ogół około 5 szwów makrostylolitowych w każdej strefie. Ilość stref skupień zależy więc od rytmiki przeławiceń piaskowców i iłowców w profilu, stąd też trudno jest ustalić średnią gęstość pionową makrostylolitów. Może się ona wahać od 8—10/1 mb rdzenia do 50/1 mb, średnio około 8—10/1 mb rdzenia.

W czystych piaskowcach kwarcytowych występują również makro- i mikrostylolity drugiej generacji, nałożone niezgodnie na mikrostylolity generacji pierwszej. Niezgodność ułożenia ma oczywiście charakter niezgodności kątowej, przy czym najczęściej szwy mikrostylolitowe przebiegają z lekką ukośnią w stosunku do poziomych szwów makrostylolitowych, zgodnych z ogólnym uławiceniem skały. Grubość szwów mikrostylolitów drugiej generacji wynosi 0,1—0,2 mm, amplituda do 1 mm. Natomiast szwy makrostylolitowe drugiej generacji rozwijają się często na bazie pierwotnych wkładek ilastych o grubości 1—3 mm, przy czym amplituda ich rowkowania wynosi 2,5—5 mm.

Doc. dr W. Jaroszewski (inf. ustna) słusznie uważa, iż źródłem nieregularności tych wkładek, oprócz zwykłego mechanizmu stylolityzacji może być także wtórne boczne przetłaczanie większych nagromadzeń ilastych. W niektórych miejscach stylolity występują tak gęsto i są tak dalece zbliżone do siebie, że tworzą siatkę połączeń o zmiennym nachyleniu 0—15° w stosunku do uławicenia skały w strefach o szerokości 3—4 cm. Większość z nich wykazuje dobrą drożność. Makrostylolity drugiej generacji wypełnione są grubokrystalicznym syderitem oraz

podrzednie minerałami ilastymi o cechach illitu, na którego tle tkwią duże blaszki muskowitu zorientowane zgodnie z przebiegiem szwu makrostylolitowego. Makrostylolity wykazują brunatne zabarwienie pochodzące z rozproszonej substancji organicznej (A. Manecki, J. Dominik inf. ustna). Ilość śladów bitumicznych związanych z drugą fazą stylolityzacji jest jednak znikoma w porównaniu z częstotliwością występowania śladów węglowodorów w obrębie mikrostylolitów pierwszej generacji. Należy więc przypuszczać, że jakkolwiek druga faza stylolityzacji była znacznie silniejsza i doprowadziła do zdeformowania grubszych warstewek ilastych, to jednak wyznaczała ona końcowy etap pierwotnej migracji węglowodorów lub też wystąpiła już po jej zakończeniu.

Mikrostylolity są na ogół młodsze od większości pionowych szczelin tektonicznych, toteż często szczeliny te ulegają rozerwaniu i zdeformowaniu wzdłuż szwów stylolitowych (fig. 5—3).

ZDEFORMOWANE WKŁADKI ILASTE I STYLOLITOPODOBNE

Procesy stylolityzacji obejmowały w pierwszym rzędzie najcieńsze laminy ilaste, a dopiero później w miarę wzrostu ciśnienia nadkładu, następowało deformowanie grubszych warstewek ilastych wraz z jednoczesnym powstawaniem wzdłuż ich stropu i spągu — struktur stylolitopodobnych (fig. 6). Wkładki ilaste o grubości powyżej 10 mm praktycznie nie podlegały takim deformacjom (fig. 6—1a). Deformacja zaznacza się początkowo na spągowej powierzchni wkładek o grubości 5—10 mm (fig. 6—1b). Deformowanie stropowej powierzchni wkładki ma miejsce przy grubości warstewki ilastej rzędu 3—5 mm (fig. 6—1c). Jeśli miąższość wkładki ilastej wynosi 2—3 mm, stopień deformacji jest już tak duży, że można mówić o szwach makrostylolitowych lub warstewkach stylolitopodobnych (fig. 6—1d). Tego rodzaju prawidłowości w rozwoju deformacji łatwo ustalić na podstawie obserwacji szczególnie licznych wkładek ilastych występujących w piaskowcach kwarcytowych, laminowanych iłowcem. W stosunkowo czystych piaskowcach kwarcytowych występują również zdeformowane stylolitopodobne wkładki ilaste o miąższości 2—8 mm, w których dolna powierzchnia ograniczająca ulega silnemu pofałdowaniu. Gęstość pionowa wkładek stylolitopodobnych jest bardzo zróżnicowana i waha się w szerokich granicach 1—60/1 mb rdzenia, średnio około 7/1 mb rdzenia. W 45% przypadków mamy do czynienia z wkładkami ilastymi o grubości około 1 mm, które najłatwiej przekształcają się w powierzchnie stylolitopodobne. Ogółem około 75% wkładek ilastych może podlegać deformacjom tego rodzaju, ponieważ miąższość ich jest mniejsza od 4 mm. Deformacjom częściowym ulegają wkładki o grubości 5—10 mm, których udział ilościowy w ogólnej sumie wkładek wynosi około 15%. Wkładki o miąższości 12—13 mm

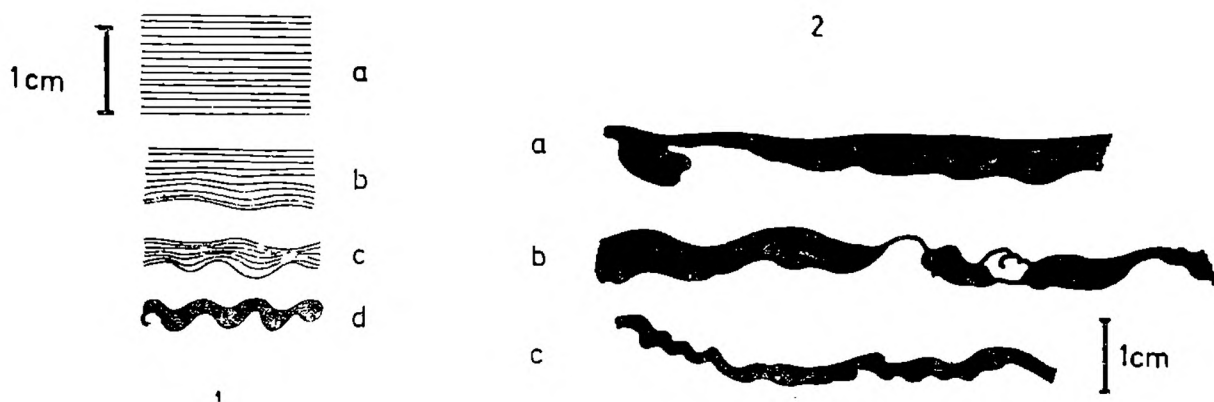


Fig. 6. Zdeformowane wkładki ilaste i struktury stylolitopodobne; 1 — stopień deformacji wkładek ilastych o grubości: powyżej 10 mm (a), 5—10 mm (b), 3—5 mm (c), 2—3 mm (d); 2 — typowy kształt wkładek ilastych (a, b) i struktury stylolitopodobnej (c) o różnym stopniu deformacji

Fig. 6. Deformed clay interbeddings and semi-stylolitic structures; 1 — degree of deformation of clay interbeddings of a thickness: over 10 mm (a), 5—10 mm (b), 3—5 mm (c), 2—3 mm (d); 2 — typical shape of clay interbeddings (a, b) and a semistylolitic structure (c) showing different degrees of deformation

(8%) oraz 15 mm (3%) są już w znacznym stopniu odporne na deformacje stylolitopodobne. Trudno jest ustalić wyraźną granicę pomiędzy stylolitami a powierzchniami stylolitopodobnymi. Niektóre tekstury stylolitowe o słabo rozwiniętym, nieregularnym ząbkowaniu i amplitudzie do 1 mm, przechodzą w sposób ciągły w powierzchnie stylolitopodobne oraz zdeformowane wkładki ilaste. Morfologię typowych, zdeformowanych wkładek ilastych przedstawia fig. 6—2.

TEKSTURY SUTUROWE

Jeśli warstewki iłu są zbyt grube, aby utworzyć formy stylolitopodobne, oddzielające je zaś przeławicenia piaszczyste są stosunkowo cienkie, wówczas pod wpływem rosnącego ciśnienia nadkładu, następuje zbliżenie do siebie sąsiednich ławic ilastych (fig. 7—1), skutkiem czego wkładki piaszczyste ulegają przerwaniu i porozrywaniu na osobne fragmenty (fig. 7—2). Fragmenty te „pływają” w masie ilastej. Tego rodzaju formy teksturalne nazywam suturowymi za Radliczem (1966). W trakcie powstawania form suturowych mikrostylolity ulegały dodatkowej deformacji i przerwaniu przez wkładki ilaste (fig. 7—2). Tekstury suturowe przecinają więc wszystkie szwy stylolitowe starszej generacji i są genetycznie związane z formowaniem się makrostylolitów drugiej generacji. Grubość wkładek suturowych wynosi 10—50 mm, przebieg cieńszych ławic jest często lekko falisty. Gęstość pionowa sięga 20/1 mb rdzenia. Wkładki suturowe, warstewki stylolitopodobne i szwy stylolitowe są powiązane ze sobą, tworząc skomplikowany system połączeń, zdolny do prowadzenia regionalnej migracji węglowodorów (fig. 7—3). Oprócz form suturowych złożonych z porozrywanych fragmentów piaskowca zatopionych w masie ilastej, pojawiają się na odwrót:

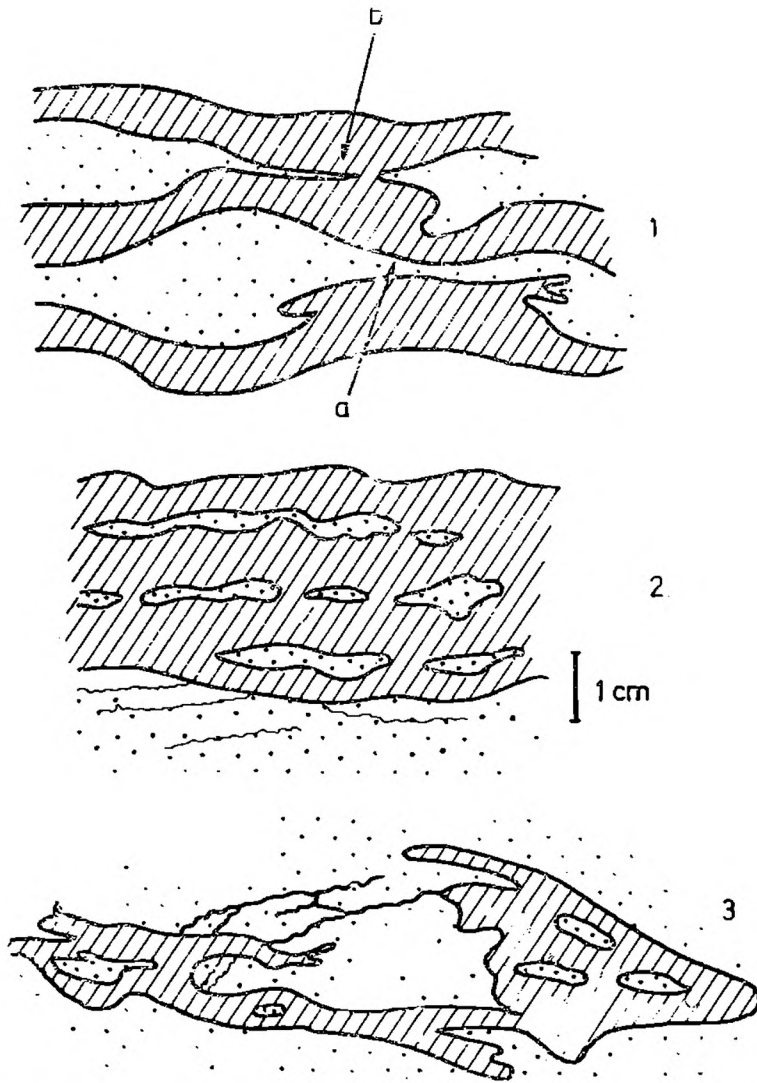


Fig. 7. Struktury suturowe; 1 — zdeformowane wkładki ilaste ulegają zbliżeniu (a) i zetknięciu ze sobą (b); 2 — przeławiczenia piaskowca zostają rozerwane na osobne fragmenty; u dołu widoczne mikrostylolity przerwane przez zdeformowaną strukturę suturową; 3 — ławice suturowe, powierzchnie stylolitopodobne i stylolity tworzą system połączeń

Fig. 7. Cloud-like patterns; 1 — deformed clay interbeddings become closer to (a) and contact with one another (b); 2 — sandstone intercalations are broken into separate fragments; microstylolites disrupted by a deformed cloud-like structure are visible at the bottom; 3 — cloud-like patterns, semistylolitic structures and stylolites form an interconnecting network

fragmenty ilowca zatopione w piaskowcu. W przypadku cieńszych, zdeformowanych wkładek ilastych o szerokości 5—10 mm trudno jest oddzielić formy suturowe od warstewek stylolitopodobnych, tym bardziej, że i w tych ostatnich obserwuje się oderwane i na wpół rozpuszczone fragmenty skały otaczającej.

STRUKTURY EPIGENETYCZNE: DIAPIRY I WCISKI

W warstewkach piaszczysto-ilastych, gdzie udział wkładek ilastych wynosi 30—40% w stosunku do ogólnej miąższości profilu, obserwuje się ilaste struktury diapirowe (fig. 8), wyciśnięte ku górze, na bazie lamin

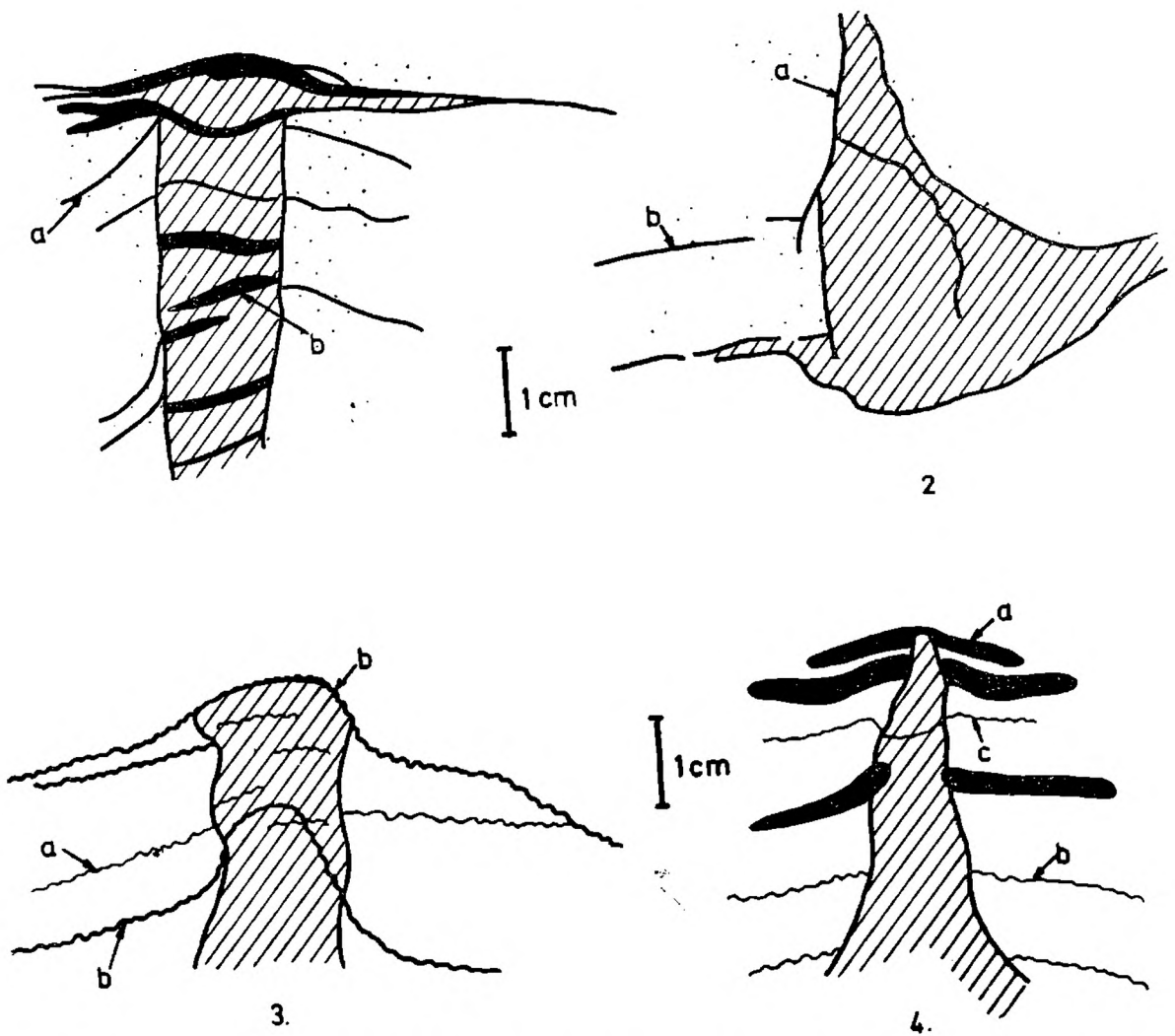


Fig. 8. Diapiry ilaste w piaskowcu; 1 — diapir w kształcie słupa przecinający niezgodnie poziome szczeliny odprężeniowe (a); rozrzedzenie masy wyciskanego iltu powoduje powstanie szczelin odprężeniowych w obrębie samego diapiru (b); 2 — diapir stożkowy o wklęsłym dnie, ze szczelinami ograniczającymi (a), przecinający niezgodnie szczeliny odprężeniowe (b); 3 — diapir wysadowy przecinający niezgodnie mikrostylolity pierwszej generacji (a), równoczesny z powstaniem makrostylolitów drugiej generacji (b); 4 — diapir stożkowy przecinający niezgodnie powierzchnie suturowe (a) i mikrostylolity pierwszej generacji (b), lecz równoczesny z mikrostylolitami drugiej generacji (c)

Fig. 8. Clay diapirs in sandstone; 1 — column-like diapir cross discordantly horizontal relaxation fissures (a); thinning of the mass of extruded clay is responsible for the formation of relaxation fissures within the diapir itself (b); 2 — conical diapir with concave bottom, with bounding fissures (a) cross-cutting discordantly relaxation fissures (b); 3 — dome-like diapir cross-cutting discordantly first-generation microstylolites (a), synchronous with second-generation macrostylolites (b); 4 — conical diapir cross-cutting discordantly cloud-like structures (a) and first-generation microstylolites (b), but synchronous with second-generation microstylolites (c)

ilastych o szerokości 0,5—3 mm. Wysokość diapirów wynosi 10—45 mm. Ilaste struktury diapirowe są młodsze od poziomych szczelin odprężeniowych i przecinają je niezgodnie (fig. 8—1). Zauważmy, że w obrębie przedstawionego diapiru (fig. 8—1) mającego kształt wystromionego słupa, pojawiają się wtórne szczeliny o typie spękań odprężeniowych (fig. 8—1b) wywołanych prawdopodobnie rozrzedzeniem masy ilastej

podczas wyciskania, a następnie być może jej odwodnienia po iniekcji (W. Jałoszewski). Skutkiem wyciskania ładu ku górze powstają też boczne szczeliny ograniczające o długości 2—8 cm (fig. 8—2). W. Jałoszewski zwrócił uwagę, że szczeliny mogą być nie efektem rozrzedzania, lecz przeciwnie — zagęszczania masy ilastej oraz jej odwodnienia i odspojenia od powierzchni kontaktu podobnie jak i wygięcie szwu mikrostylolitowego na fig. 8—4. Oprócz diapirów ilastych obserwujemy również diapiry piaszczyste wyciśnięte ku górze na wysokość 40—60 mm w stosunku do podstawy. Mają one kształt silnie wyostrzonych słupów lub stożków. Pojawiają się także struktury odwrotnie skierowane, a więc wciski piaskowca w łożwiec, sięgające na głębokość 1,5—75 mm. Niektóre z nich są całkowicie odkorzenione od góry i oderwane od swojej warstewki macierzystej. Ustalono, że wciski są młodsze od mikrostylolitów i szczelin odprężeniowych.

Struktury o charakterze wcisków pojawiły się po utworzeniu makrostylolitów drugiej generacji i stanowiły końcową fazę tego procesu. Ścisły związek tych form z drugim etapem stylolityzacji i deformacji wkładek ilastych przemawia zdecydowanie za epigenezą. Druga faza stylolityzacji nie kończy się z chwilą powstania diapirowych struktur epigenetycznych, czego dowodem może być sytuacja przedstawiona na fig. 8—3. Widzimy tutaj dwa systemy stylolitów: stylolity pierwszej generacji, przerwane przez rosnący diapir ilasty (fig. 8—3a) oraz stylolity młodsze, rozwijające się w poprzek diapiru, lecz jednocześnie ugięte skutkiem wyciskania ładu (fig. 8—3b). Świadczy to o równoczesności deformacji ławic i wyciskania ładu wraz z procesem powstawania stylolitów drugiej generacji.

Na fig. 8—4 widoczny jest diapir ilasty przerywający powierzchnie suturowe (fig. 8—4 a) oraz większą część mikrostylolitów (fig. 8—4 b). Jednakże jeden z mikrostylolitów przecina diapir i jest ugięty ku dołowi, dzięki odprężeniu wyciskanej masy ilastej (fig. 8—4 c). Oznacza to, że jakkolwiek struktury diapirowe są młodsze od większości mikrostylolitów i struktur suturowych, to jednak proces stylolityzacji (w tym także mikrostylolityzacja) trwał nadal, jeszcze po uformowaniu struktur epigenetycznych.

WNIOSKI

Wydaje się, że procesy stylolityzacji w piaskowcach kwarcowych rozwijały się w dużej mierze na bazie istniejących już poprzednio lamin i wkładek ilastych, co absolutnie nie wyklucza możliwości powstawania przynajmniej części szwów stylolitowych (szczególnie mikrostylolitowych) jako rozpuszczonego reziduum substancji ilastej rozsianej w skale. Co prawda fakt, iż szwy stylolitowe zbiegają się ze sobą, rozwidlają a nawet krzyżują, można w wielu wypadkach tłumaczyć pierwotnym ukośnym lub krzyżowym warstwowaniem i laminacją piaskow-

ca, jednakże wtórna stylolityzacja w poprzek diapirów ilastych (fig. 8—3, 8—4) świadczy dobitnie, iż część stylolitów powstawała niezależnie od pierwotnego warstwowania. Niemniej jednak obserwuje się konsekwentny ciąg ewolucyjny od warstewek nie zdeformowanych poprzez różne formy ich stopniowej deformacji aż po warstewki stylolitopodobne i szwy stylolitowe. W obrębie utworów piaszczysto-ilastych kambru środkowego rejonu Żarnowca wyróżniono dwie fazy stylolityzacji. W pierwszej fazie powstały szwy mikrostylolitowe przeważnie na bazie najcieńszych lamin ilastych. W drugiej fazie tworzyły się głównie szwy makrostylolitowe oraz mikrostylolitowe drugiej generacji a także warstewki stylolitopodobne i zdeformowane wkładki ilaste. Mikrostylolity pierwszej generacji brały czynny udział w procesie lateralnej migracji węglowodorów. Ilość śladów bitumicznych związanych z przejawami drugiej fazy stylolityzacji jest znikoma w porównaniu z częstotliwością występowania śladów węglowodorów wokół szwów mikrostylolitowych pierwszej generacji. Druga faza stylolityzacji jakkolwiek związana z deformacją grubszych wkładek ilastych, wyznaczała jednak końcowy etap migracji węglowodorów lub też nastąpiła już po jej zakończeniu. Ogólna kolejność powstawania zarejestrowanych form teksturalnych przedstawia się następująco:

1. Szwy mikrostylolitowe pierwszej generacji i niektóre warstewki stylolitopodobne
2. ukośne szwy mikrostylolitowe
3. ukośne szczeliny odprężeniowe i slikolity
4. poziome szczeliny odprężeniowe
5. szwy makrostylolitowe i mikrostylolitowe drugiej generacji, wraz z warstewkami stylolitopodobnymi, formami suturowymi i zdeformowanymi wkładkami ilastymi
6. struktury epigenetyczne: diapiry i wciski.

Ponieważ poziome szczeliny odprężeniowe noszą liczne ślady węglowodorów, podobnie jak i większość pionowych szczelin tektonicznych, starszych od drugiej fazy stylolityzacji (Strzetelski 1977 w druku), stąd wniosek, że epizod migracji lateralnej dokonał się najprawdopodobniej w okresie pomiędzy (4) a (5). Sądzę, że szwy stylolitowe pierwszej generacji odegrały rolę głównych dróg migracji wody, ropy i gazu w kierunkach poziomych (Miljoszina, Moskaljew 1962), stwarzając jednocześnie nieprzepuszczalną barierę dla migracji pionowej (Dunnington, 1967).

Pogląd ten rodzi nadal znaczne kontrowersje. Jaroszewski wyraził wątpliwość, czy szwy stylolitowe zasklepione ilmem i mające zawiły przebieg mogły być istotnie głównymi drogami migracji lateralnej. Obecność nalotów bitumicznych może bowiem wynikać z tego, iż szwy zatrzymywały migrację pionową, ławiczki ilmu zaś stanowiły skałę macierzystą dla węglowodorów. Faktem jest jednak, że ślady bitumiczne występujące w piaskowcach gęstnieją wokół szwów mikrostylolitowych,

natomiast wokół szwów makrostylolitowych śladów takich jest znacznie mniej lub nie obserwuje się ich w ogóle. Sugestie dotyczące wiodącej roli stylolitów w procesie migracji lateralnej nie wykluczają bynajmniej poglądu, iż działały one jednocześnie jako ekrany dla migracji pionowej oraz jako skała macierzysta (warstewki ilitu) dla migracji pierwotnej. Nie ulega wątpliwości, iż rozpuszczanie pod ciśnieniem będące ważnym czynnikiem kompaktacji przyczynia się w znacznym stopniu do redukcji przestrzeni porowej skały, gdyż powoduje dostarczenie dodatkowych ilości spoiwa do porów leżących w pobliżu miejsca rozpuszczania (Coogan, Manus 1975). Spadek porowatości skały obserwowany w bezpośrednim sąsiedztwie szwów stylolitowych (Harms, Choquette 1965; Dunnington, 1967) tłumaczy się nie tylko zwiększonym udziałem spoiwa, lecz także ciaśniejszym upakowaniem ziarn w strefie przystylolitowej (Coogan, Manus, 1975). Tak więc stylolityzacja prowadzi do ogólnego pogorszenia się własności zbiornikowych skały (Buszinskij, 1961). Tam gdzie rozpuszczanie pod ciśnieniem występuje wzdłuż rzadko rozmieszczonych szwów stylolitowych, porowatość skały zmniejsza się w niewielkim stopniu. Jednakże wtórna akumulacja substancji ilastej wzdłuż szwów może decydować o poważnym spadku przepuszczalności w kierunku poprzecznym do uławicenia (Heald, 1955). Autor ten podkreśla zatem zjawisko lokalnego spadku porowatości i przepuszczalności w kierunku prostopadłym do szwów stylolitowych. Według niego (Heald, 1959) porowatość piaskowca w odległości: 0,5—1,0—1,5—4,0 cm od szwu stylolitowego wzrasta odpowiednio: 11—18—22—26%. Wraz ze wzrostem porowatości rośnie także przepuszczalność. Tymczasem Smiechow (1959) badając własności kolektorowe szczelinowatych skał zbiornikowych stwierdził, iż mimo swojego zakłóconego przebiegu szczeliny przypominające linie suturowe w wapieniu charakteryzują największe wartości porowatości (pojemności) szczelinowej. Miljoszina, Moskaljew (1962) wskazują na wysoką przepuszczalność w kierunku zgodnym z przebiegiem szwów stylolitowych. Ostatecznie więc można uznać, że stylolity stanowiły zwykle nieprzepuszczalną barierę dla strumienia płynów złożowych skierowanych prostopadle do powierzchni szwów, będąc jednocześnie kanałami przewodzącymi migrację w kierunku zgodnym z powierzchniami stylolitowymi (Friedman, Sanders, 1967).

Maszynopis otrzymano w październiku 1976 r.

Przyjęto do druku w kwietniu 1977 r.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Amstutz G. C., Bubenic L. (1967), Diagenesis in sedimentary mineral deposits — in: G. Larsen, G. V. Chilingar, *Diagenesis in Sediments*. Elsevier Publ. Co. p. 430.
- Buszinskij G. I. — Бушинский Т. И. (1961), О стилолитах. Изв. Акад. Наук СССР сер. геол. No 8. p. 39—57.
- Bathurst R. G. C. (1958), Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones — *Liverp. Manch. Geol. J.*, 2, p. 11—36.

- Bathurst R. G. C. (1971), Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier Publ. Co.
- Chilingar G. V., Bissell H. J., Wolf K. H. (1967), Diagenesis of Carbonate rocks — in: G. Larsen, G. V. Chilingar, *Diagenesis in Sediments*. Elsevier Publ. Co., p. 428.
- Coogan A. H., Manus R. W. (1975), Compaction and diagenesis of carbonate sands — in: G. V. Chilingarian, K. H. Wolf, *Compaction of coarse grained sediments*. Elsevier Publ. Co., p. 152—155.
- Dunnington H. V. (1967), Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs, *VII-th World Petroleum Congr. Mexico*, p. 339—352.
- Engelhardt von W. (1967), Interstitial solutions and diagenesis in sediments — in: G. Larsen, G. V. Chilingar, *Diagenesis in sediments*. Elsevier Publ. Co., p. 505—506.
- Fairbridge R. W. (1967), Phases of diagenesis and authigenesis — in: G. Larsen, G. V. Chilingar, *Diagenesis in sediments*. Elsevier Publ. Co., p. 72.
- Friedman G. M., Sanders G. I. (1967), Origin and occurrence of dolomites — in: G. V. Chilingar, H. J. Bissell, R. W. Fairbridge, *Carbonate rocks, Origin, Occurrence and Classification*. Elsevier Publ. Co., Chapt. 6, p. 274 (wyd. ros.).
- Füchtbauer H. (1964), Facies, Porosität und Gesinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. *Z. Dtsch. Geol. Gest.*, 62 (114, 3).
- Górecki W., Strzetelski W., Szwejkowski J. (1977), Geneza szczelin odprężeniowych i struktur epigenetycznych jako wskaźnik czasu migracji i akumulacji węglowodorów. *Acta Geol. Pol.*, w druku.
- Harms J. C., Choquette P. W. (1965), Geologic evaluation of gamma ray porosity device. *Trans. Soc. Prof. Well Log Analyst, Annu. Logging Symp. 6-th*, Dallas—Texas, p. 1—37.
- Heald M. T. (1955), Stylolites in Sandstones. *J. Geol.*, 63, No 2, p. 112.
- Heald M. T. (1959), Significance of stylolites in permeable sandstone *J. Sedim. Petrol.* v. 29, p. 251.
- Hobbs C. R. B. (1957), Petrography and origin of dolomite-bearing carbonate rocks of Ordovician age in Virginia. *Virginia Polytechn. Inst. Bull.* 50, No 5, p. 128.
- Kopeliowicz A. W. — Копелиович А.В. (1958a), О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. *Докл. АН СССР* т. 119 но 2.
- Kopeliowicz A. W. — Копелиович А.В. (1958b), Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы. *Изв. АН СССР, сер. геол.* но. 11
- Kopeliowicz A. W. — Копелиович А.В. (1960), О структурах растворения и некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. *Изв. АН СССР, сер. геол.* но 4.
- Miljoszina A. G., Moskaljev N. P. — Милёшина А.Г., Москалев А.П. (1962), Стилолиты в известняках как пути миграции нефти. *Геол. нефти и газа* 5/12 p. 51—53.
- Naliwkin D. W. — Наливкин Д.В. (1956), Учение о фациях. т. 1, Изд АН СССР.
- Ohle E. L. Jr. (1951), The influence of permeability on ore distribution in limestone and dolomite. *Econ. Geol.*, 46, p. 667—706, 871—908.
- Park W. C. (1962), Stylolites and sedimentary structures in the Cave-in-Rock Fluorspar District, Southern Illinois. *Thesis, Univ. Missouri, School Mines Met.*, Rolla, Mo., p. 264.
- Park W. C., Amstutz G. C. (1967), Stylolites of diagenetic age and their role in the interpretation of the Southern Illinois fluorspar deposits. *Mineral Deposita*, 2 (1), p. 44—53.

- Park W. C., Schot E. H. (1968), Stylolites, their nature and origin. *J. Sedim. Petrol.*, v. 38, No 1, p. 179—191.
- Radlicz K. (1966), Tekstury stylolitowe. *Kwart. geol.*, t. 10, z. 2, p. 367—379.
- Riecke E. (1844), Über das Gleichgewicht zwischen einen festen, homogenen deformierten Körper und einen flüssigen *Fase-Nachr. d. K. Geol. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl.* No 4.
- Schlanger S. O. (1964), Petrology of the limestones of Guam — *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 403 D, p. 1—52.
- Sia Ban-Dun — Сия Бан-Дун (1959), Стиллиты в карбонатных толщах в Юго-Восточном Китае. *Acta geol. sinica*, vol. 39, no. 2, p. 155—156.
- Smiechow E. M. — Смахов Е.М. (1959), Трещиноватые породы и их коллекторские свойства. *Труды ВНИГРИ* вып. 132.
- Smiechow E. M. — Смахов Е.М. (1974). Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. Изд. „Недра”, Ленинград.
- Strzetelski W. (1977), Charakterystyka szczelinowatości tektonicznej, rozpoznanej serii piaskowców kwarcytowych kambru środkowego w rejonie Żarnowca. *Kwart. geol.*, t. 21, z. 2 — w druku.
- Szwiecowa M. S. — Швецов М.С. (1958), Петрография осадочных пород. Гостеолтехиздат.
- Thomson A. (1959), Pressure solution and porosity — in: *Silica in sediments. Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Publ.*, 7; p. 91—110.
- Towse D. F. (1957), Petrology of Beaver Lodge Limestone Reservoir, North Dakota. *Bull. AAPG*, vol. 41; p. 2493—2507.
- Trurnit P. (1968), Pressure — solution phenomena in detrital rocks. *Sediment. Geol.*, 2; p. 89—114.
- Uspienskiy W. A. — Успенский В.А. (1949), О природе стиллитовых образований в кембрийских известняках Приангарья. В кн.: *Геохимический сборник*, вып. 1.

SUMMARY

The Middle Cambrian oil-bearing series in the area of Żarnowiec (Polish Eastern Pomerania) consists of quartzose sandstones interbedded by black claystones, in which abundant occurrences of stylolites have been noted. It has been found that the evolution of stylolitization proceeded in two phases:

a) Older phase associated with microstylolites¹ of the first generation. The microstylolites are generally primitive wave-like in shape (Fig. 1—1, 1—2), with the seam breadth varying from 0.1 to 0.2 mm, the amplitude of flutes 0.5 mm and the amplitude of wave less than 0.7 mm. They originated on the basis of thin clay inserts and laminae.

b) Younger phase associated with macrostylolites which grew up on the basis of deformed clay interbeddings, 1—3 mm in thickness. The macrostylolites in question have a primitive wave-like or saturated shape (Fig. 5—1), the breadth of seams is 0.2—0.5 mm, the amplitude of wave 0.5—5 mm.

Phase (b) also witnessed the rise of microstylolites of the second

¹ The term „microstylolite” used here has no connotation to the microscopic size but refers to tiny stylolitic structures which can be discerned with the unaided eye.

generation (Fig. 4—2). The formation of macrostylolites was attended by deformation of thicker clay laminae and inserts, which process gave rise to semi-stylolitic structures (Fig. 6—1c, 6—2c), deformed clay interbeddings (Fig. 6—1a, b, c; Fig. 6—2a, b), as well as to cloud-like patterns (Fig. 7).

Diapirs and wedged-in clay and sandy structures originated at the same time (Fig. 8). They are defined as epigenetic features. Between the phases (a) and (b) of stylolitization inclined stylolites were formed, growing up on the basis of clay inserts associated with the original inclined lamination of sandstones. They are: inclined microstylolites (Fig. 3—1b, 3—3), inclined knotty stylolites and slide-down structures (Fig. 3—4). Inclined microstylolites are generally younger than the first-generation horizontal microstylolites of phase (a) (Fig. 3—5).

Fissures of tectonic origin have not been discussed in the present paper. Mention has only been made of open relaxation fissures which usually have a horizontal or slightly inclined position and are sinusoidal-wavy or arch-like (convex up- or downwards) in shape. They owe their origin to reduction of the overburden pressure due to erosion. It is feasible that relaxation fissures in the Middle Cambrian sandstones are a result of intense erosion which took place in this area in the period between the Silurian and Late Permian.

The structures found in the Middle Cambrian oil-bearing series in the area of Żarnowiec arose in the following sequence:

1. microstylolites of the first generation and some semi-stylolitic structures (phase „a”),
2. inclined microstylolites,
3. inclined relaxation fissures and slide-down structures,
4. horizontal relaxation fissures,
5. macrostylolites and some microstylolites of the second generation (phase „b”), and the bulk of semi-stylolitic structures and deformed clay interbeddings.

Bituminous traces in the second phase of stylolitization are very scarce compared with abundant traces of hydrocarbons found along the first-generation microstylolites. The horizontal relaxation fissures also contain ample traces of hydrocarbons. Intense lateral migration of hydrocarbons took place presumably in the period between (4) and (5). The first-generation stylolites acted as main channels for the lateral migration of oil and gas, forming simultaneously an impermeable barrier for vertical migration.

The microstylolites in the Middle Cambrian terrigenous series of the Baltic Syncline are thought to have attained their typical form at a depth more than 2700 m.