

Krzysztof RADLICZ

Tekstury stylolitowe

WSTĘP

Różnorodność form oraz częstość występowania tekstur stylolitowych w skałach malmu zachęciła mnie do bliższego zainteresowania się tymi problemami. Obszerne piśmiennictwo na temat genezy tekstur stylolitowych i ich znaczenia dla rejestracji różnego rodzaju zjawisk, począwszy od sedymentacyjnych, a skończywszy na epigenetycznych i tektonicznych, skłoniły do szerszego rozpatrzenia tego problemu w osadach malmu na Niżu. Tekstury stylolitowe nie zostały dotychczas szerzej opracowane w piśmiennictwie polskim, choć zasługują ze wszech miar na uwagę.

Za zachętę do podjęcia tego tematu oraz za cenne wskazówki podczas pracy jestem zobowiązany panu Prof. drowi Antoniemu Łaszkiwiczowi. Za wykonanie zdjęć fotograficznych i rysunków dziękuję Ob. D. Oleksiak i A. Szafrąnskiemu.

RYS HISTORYCZNY

Na tekstury stylolitowe po raz pierwszy zwrócił uwagę Mylius w 1751 r. nazywając je „*Schmielen*“ (fide W. N. Chołodow, 1955). Stylolity bywały określane różnymi nazwami jak: lignility, epsomity, krystalility, struktury zębiaste i in.

W rozwoju badań tekstur stylolitowych zarysowało się osiem kierunków genetycznych: 1 — organogeniczny, 2 — krystalizacyjny, 3 — erozyjny, 4 — gazowy, 5 — bitumiczny, 6 — ciśnienia, 7 — rozpuszczania, 8 — rozpuszczania pod ciśnieniem.

F. Klöden (1828) wysunął organiczną hipotezę pochodzenia tekstur stylolitowych uważając, że są to resztki organiczne, które nazwał „*Stylolites sulcatus*“ (z greckiego *stylos* — słup). Późniejsze badania zaprzeczyły organicznemu pochodzeniu tekstur stylolitowych, ale termin F. Klödena „stylolit“ został przyjęty w nazewnictwie geologicznym.

W kilka lat później R. H. Bonnycastle wprowadził hipotezę rekrytalizacji iłów w czasie diagenety, zaś niektórzy zwolennicy tej hipotezy twierdzili, że przyczyną powstania tekstur stylolitowych jest krystalizacja węglanów i siarczanów.

F. Plieninger (1852) wprowadza hipotezę erozyjną twierdząc, że powstanie tekstur stylolitowych występuje wskutek osadzania się iłów wapiennych na podnoszące się dno morskie. Późniejsza erozja podmorska wymywa część tego łu wapiennego i osadza na jego miejsce cienką powłokę ilastą. Tak więc z punktu widzenia tej hipotezy powierzchnia szwów stylolitowych jest powierzchnią erozyjną.

W połowie XIX wieku zostały wysunięte hipotezy bitumiczna i gazowa, jednak ze względu na niedostateczne uzasadnienie zostały wkrótce zarzucone.

W drugiej połowie XIX wieku A. Quenstadt wprowadza hipotezę ciśnienia, według której szwy mogą powstawać pomiędzy dwiema warstwami iłów wapiennych osadzonych w różnym czasie. Warstwy te, różniące się gęstością i konsolidacją, mogą wnikać jedna w drugą, prowadząc do uformowania się szwów.

T. Fuche (1894) wprowadza hipotezę rozpuszczania. Czynnikiem ciśnienia według tej hipotezy odgrywa rolę podrzędną. W świetle hipotezy T. Fuchego — wody krążące już w stwardniałych skałach wykorzystują kontakty, szczeliny i inne powierzchnie rozdzielające, wzdłuż których następuje rozpuszczanie węglanu wapnia z pozostawieniem części ilastych. Wskutek tego, że ciśnienie działa nierównomiernie na powierzchni rozdziału, rozpuszczanie jednych odcinków odbywa się szybciej, innych zaś wolniej. W ten sposób pierwotnie mniej więcej płaska granica rozdziału staje się falista. Wypukłość i wklęsłości jednej warstwy wchodzi we wklęsłości i wypukłości drugiej. Pomiedzy nimi wytwarza się powłoka ilasta pochodząca z częściowego rozpuszczania otaczającej skały. Z punktu widzenia tej hipotezy wnikiwanie szupków szwów we wklęsności oraz powstałe na nich wyslizgane powierzchnie stanowią mikroszlizgi.

W. A. Tarr (1916) wysuwa hipotezę współdziałania rozpuszczania i ciśnienia (*solution-pressure theory*) opierającą się na dwóch zasadniczych zjawiskach fizyczno-chemicznych: wpływie ciśnienia na rozpuszczalność ciał stałych oraz zróżnicowanej rozpuszczalności wapieni i innych skał węglanowych. W. A. Tarr opisał również stylolity w kwarcytach.

P. B. Stockdale (1922, 1926) wychodzi z podobnych założeń co i A. W. Tarr. Uważa on, że zazębienie powierzchni stylolitowych następuje stopniowo w miarę trwania rozpuszczania. Jednak stylolity ogranicza tylko do skał węglanowych.

B. M. Shaub (1939) wysuwa hipotezę kurczenia się i ciśnienia. Według tej hipotezy pierwotnie osadzona warstwa ilasta tworzy nieprzepuszczalną powłokę, pod którą zbiera się woda, zwiększając jej plastyczność. Stopniowa, diagenetyczna dehydratacja prowadzi do powstania naprężeń poziomych, pod wpływem których na w pół stwardniały osad zaczyna się kurczyć i wyginać cienką warstwą ilastą, tworząc stylolity.

WSPÓŁCZESNE POGŁĄDY NA GENEZĘ TEKSTUR STYLOLITOWYCH

Współczesne poglądy na genezę tekstur stylolitowych są rozwinięciem hipotez przede wszystkim rozpuszczania pod ciśnieniem z uwzględnieniem zmienności tych obu czynników (B. M. Shaub, 1949; F. J. Pet-

tijohn, 1949). W jednych przypadkach wysuwa się jako zasadniczy czynnik powstawania stylolitów — rozpuszczanie, w innych — ciśnienie. Równocześnie przyjmuje się w rachubę hipotezę erozyjną, przypisującą istotną rolę rozpuszczaniu.

W związku z tym, że wiele tekstur stylolitowych różni się nie tylko kształtem, lecz i genezą, wprowadzono nowe nazewnictwo: mikrostylolity, stylolity, slikolity (*Drucksuturen* — niemiecki odpowiednik slikolitów) — w krajach anglosaskich i w USA, oraz sutury, stylolity, suturostylolity, parastylolity oraz tekstury węzełkowe (*uzłowataja makro-tiekstura*) — w ZSRR.

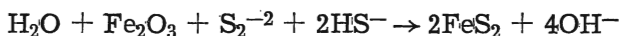
Mikrostylolity (*sutury* — termin w jęz. rosyjskim) są to ząbkowate szwy o amplitudzie ząbków nie przekraczającej 1 cm. Grubość błonki występującej w stylolicie jest rzędu tysięcznych lub setnych części milimetra.

Stylolity są to różnej wielkości powierzchnie odznaczające się rowkowaniem prostopadłym do powierzchni. Obserwowana długość powierzchni waha się w granicach od kilku milimetrów do wielu metrów (M. Turnau-Morawska, 1954, str. 139), zaś wysokość rowkowania dochodzi do 30 cm (M. Książkiewicz, 1959, str. 336). Grubość powłoki stylolitowej jest zmienna; na wierzchołkach oraz w zagłębieniach rowkowania dochodzi do 1 cm, na zboczach nie przekracza 1 mm.

Mikrostylolity i stylolity były znajdowane w skałach wapiennych, marglistych, dolomitowych, krzemionkowych, piaskowcach, piaskowcach kwarcytowych, a nawet w skałach magmowych (F. D. Bloss 1954; H. G. Golding, J. R. Conolly, 1962).

W skałach osadowych powłoka stylolitowa jest ilasta lub marglista, przeważnie wzbogacona w tlenki lub siarczki żelaza i substancję organiczną. Powłoki stylolitowe ilaste lub margliste są uważane za residuum rozpuszczonej pod ciśnieniem skały otaczającej (B. M. Shaub, 1949; F. J. Pettijohn 1949; G. I. Teodorowicz, 1945, 1950, 1962, 1963; M. S. Szwiecow, 1958 i in.).

Tlenki i siarczki żelaza oraz substancja organiczna zawarte w powłokach stylolitowych i mikrostylolitowych bywają uważane za allochtoniczne oraz częściowo jako pozostałość nierozpuszczalna skał węglanowych. J. F. Lerbekmo i R. L. Platt (1962) sądzą, że tlenki żelaza w obecności substancji organicznej zawierającej siarkę mogą ulegać redukcji na siarczki żelaza. W reakcji tej uwalniają się jony OH^- , powodując lokalny wzrost pH, który ułatwia rozpuszczanie krzemionki w miejscach nacisku. Zakładając wcześniejsze wytworzenie wielosiarczku przez utlenianie siarczku, proces redukcji tlenków żelazowych na piryt zachodził według następującego schematu (J. F. Lerbekmo i R. L. Platt, 1962)



Sugestie te mają bardzo istotne znaczenie dla wyjaśnienia rozwoju tekstur stylolitowych, szczególnie w skałach krzemionkowych, jak np. w czertach, ponieważ rozpuszczanie krzemionki przez połączenie OH^- i SiO_2 zachodzi łatwiej niż jej uwodnienie.

M. T. Heald (1955) stwierdził, że najlepiej wykształcone stylolity znajdują się w warstwach leżących w pobliżu złóż węgla sugerując, że roztwory wodne zawierające substancję węglistą łatwo korodują kwarc.

M. E. Klaplan (1963) badając substancje organiczne ze stylolitów uważa, że na podstawie stosunku bituminów lekkich do ciężkich oraz stopnia ich utlenienia można nie tylko wnioskować o syngenezie czy epigenezie bituminów, lecz również o pochodzeniu stylolitów.

G. I. Teodorowicz (1945, 1950, 1962) wyróżnił trzy etapy rozwojowe stylolitów: 1 — powstanie zarodkowych powierzchni w wyniku krótkotrwałego rozpuszczania, zazwyczaj skrasowania na współstwardniałych osadów, lub podwodnego rozpuszczania; 2 — utrwalenie zarodkowych powierzchni; 3 — rozwój zarodkowych powierzchni przez rozpuszczanie otaczających zdiagenezowanych wapieni.

E. S. Bastin (1951), H. V. Dunnington (1954), B. M. Shaulb (1949), F. J. Pettijohn (1949) oraz Sia-Ban-Dun (1959) stwierdzają, że powstanie stylolitów jest związane z diagenetycznymi przemianami w skałach węglanowych, nie wcześniejszymi od kompaktacji, przy czym H. V. Dunnington wyraża pogląd, że ich powstanie jest analogiczne do procesów kompaktacji osadów ilastych, dających w rezultacie łupki. Według A. Bolewskiego i M. Turnau-Morawskiej (1963, str. 377) stylolity... „tworzą się zapewne wskutek diagenetycznego przemieszczania minerałów łatwiej rozpuszczalnych, podczas gdy trudniej rozpuszczalne gromadzą się w obrębie szwów stylolitowych“. Sia-Ban-Dun (1959) oraz L. Moret (1951) i F. F. Rybakow (1959) wyróżniają stylolity tworzące się podczas formowania osadów, a więc w etapie sedymentacyjnym, na skutek ich rozmywania. Stylolity i „suturostylolity“ (według Sia-Ban-Dun, 1959 i G. I. Teodorowicza, 1962, 1963) występujące w skałach węglanowych, różniących się składem chemicznym i cechami petrograficznymi, związane są z powierzchniami niezgodności kątowych oraz z innymi powierzchniami rozdziału. Wśród stylolitów i suturostylolitów stwierdzili śródwarstwowe, międzywarstwowe oraz pochyle lub nawet pionowe w stosunku do układu warstw. Jako czynniki sprzyjające powstaniu stylolitów G. I. Teodorowicz (1963) wyróżnia: 1 — drobne spękania powstałe w na wprost stwardniałych i okresowo rozpuszczanych osadach; 2 — naprężenia tektoniczne.

W. N. Chołodow (1955) wychodzi z założenia, że powstawanie stylolitów wiąże się ze specyficznym rozwojem spękań tektonicznych. Powstanie różnych powierzchni rozdziału w postaci szczelin nie zawsze zależy od składu litologicznego, niezgodności kątovej warstw lub powierzchni styku. Najczęściej szczeliny spękań tną w poprzek uwarstwione skały i nie związane są z charakterem osadu. Wszystkie szczeliny mogą się przeobrazić w stylolity w ciągu dłuższego czasu, w sprzyjających warunkach litologicznych, przy szerokim obiegu wód rozpuszczających skałę otaczającą i współdziałaniu ciśnienia.

G. I. Teodorowicz (1962) wyróżnił szereg genetycznych odmian stylolitów, podkreślając ich znaczenie jako rejestratorów zjawisk sedymentacyjnych, diagenetycznych, epigenetycznych oraz tektonicznych.

Slikolity (*Drucksuturen* — termin w jęz. niemieckim, *suturostylolity* — termin w jęz. rosyjskim) są odmianą tekstur stylolitowych, związaną ze zlustrowaniem tektonicznym. J. H. Bretz (1950) definiuje je następująco: slikolity są zasadniczo lustrami tektonicznymi, lecz nie są pochodzenia abrazyjnego. Powstają one przez zróżnicowane rozpuszczanie wzdłuż podrzędnych płaszczyzn uskokowych w skale wapiennej i wy-

stępują w zespołach, świadczących o zaszłej dyslokacji. Złożone są z występujących na przemian bruzd i grzbietów albo półkolumn pasujących do grzbietów i bruzd położonych antagonistycznie, przy czym wyźłobienia na jednej powierzchni stanowią negatyw przeciwległej powierzchni. Końce półkolumn umieszczone są w gniazdkach kończących bruzdy, przy czym rozmieszczenie półkolumn i gniazdek na jednej powierzchni jest antagonistyczne do ich rozmieszczenia na drugiej. W ten sposób wszelkie ruchy skał mogą być zarejestrowane. Bez wątplenia są to zjawiska ciśnienia — rozpuszczania. Są one znane w skałach wapiennych, które były diastroficznie przemieszczone i są chyba znacznie powszechniejszym zjawiskiem towarzyszącym rozpuszczaniu pod ciśnieniem niż uważano dotychczas.

M. H. Nitecki (1962) rozwija hipotezę J. H. Bretza, uwzględniając ponadto naprężenia ścinające, działające równoległe do powierzchni kontaktu. Według H. M. Niteckiego tworzenie się slikolitów spowodowane jest następującymi czynnikami: 1 — naciskami o charakterze tektonicznym lub grawitacyjnym; 2 — ciśnieniem spowodowanym wzrostem minerałów; 3 — roztworami występującymi w strefie uskoku; 4 — rekryształizacją w strefach ciśnienia; 5 — zbliżnieniem kalcytu, które mogą lub nie mogą być jednocześnie z tworzeniem się slikolitów.

S. Dzużyński (1953), H. E. Usdowski (1962), W. N. Chołodow (1955) i G. I. Teodorowicz (1962, 1963) uwzględniają tylko pierwszy i trzeci genetyczny czynnik wyróżniony przez M. H. Niteckiego (1962).

Parastyloitami (M. S. Szwiecow, 1958) określa się powierzchnie pozbawione rowkowania i ząbkowatych wierzchołków, o formach bliżej nie określonych, rozmazanych, zatracających się w otaczającej wapienno-ilastej masie, zawierającej ślady ściskania w postaci nieregularnych, bardziej ilastych smug. Według tegoż autora parastyloidy są „niedorozwiniętymi stylolitami“.

G. I. Teodorowicz (1963) łączy powierzchnie parastyloitowe, zawierające mniej więcej jednakowej grubości powłoki łupkowatego iłu, z okresem formowania się osadów, a więc z etapem sedymentacyjnym.

Tekstury węzełkowe według M. S. Szwiecowa (1958) są genetycznie zbliżone do parastyloitów. Powstają one głównie pod wpływem ciśnienia i ograniczonego rozpuszczania, przede wszystkim na obszarach silnie zaangażowanych tektonicznie. „Tekstury węzełkowe szczególnie wyraźnie mogą występować pomiędzy czystymi wapieniami i skałami bardziej lub mniej marglistymi. Pod wpływem wysokiego ciśnienia wapienie mogą być rozciągane i porozrywane oraz wciśnięte w skałę bardziej marglistą jako znacznie plastyczniejszą“.

TEKSTURY STYLOLITOWE W SKAŁACH MALMU NA NIŻU POLSKIM

Materiał faktyczny oraz studia nad teksturami stylolitowymi w skałach malmu na Niżu pozwoliły wydzielić trzy zasadnicze odmiany: mikrostylolity (fig. 1), stylolity (fig. 2, tabl. I, fig. 4 i 5) oraz powierzchnie suturopodobne fig. 3, tabl. II, fig. 7).

Występują one w różnych odmianach wapieni, w skałach dolomitycznych, marglistych, oraz w czertach wśród wapieni i dolomitów. Tekstury stylolitowe mogą się formować w różnych etapach rozwoju skały, to jest w etapie sedymentacyjnym, diagenetycznym i epigenetycznym.

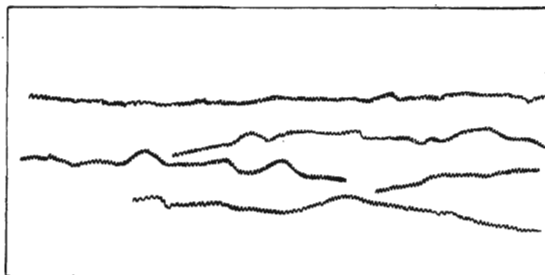


Fig. 1. Mikrostylolity
Microstylolites

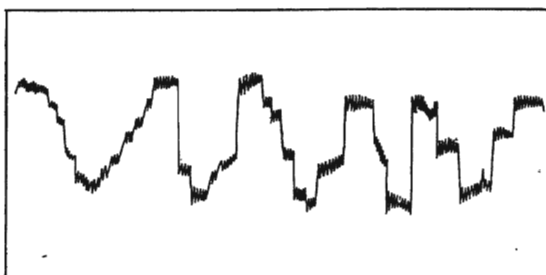


Fig. 2. Stylolit
Stylolite



Fig. 3. Powierzchnie suturopodobne (przekrój poprzeczny)

Suture-like surfaces (cross section)

A — sprasowane okruchy wapieni, B — ilasta lub marglista łupkowata powłoka powierzchni
A — squeezed limestone fragments, B — clayey or marly and slate surface cover

W przypadku tekstur o charakterze sedymentacyjnym zasadniczymi czynnikami wytwarzającymi te tekstury są procesy erozji i rozpuszczania osadów wapiennych. Do tego typu tekstur należą powierzchnie su-

turopodobne, które można określić następująco: Są to nierówne, faliste (tabl. II, fig. 7), wygładzone powierzchnie pozbawione rowkowania, ostro odcinające się od skał otaczających, na których występują mniej więcej jednakowej grubości powłoki ilasto-margliste lub margliste. Powłoki bywają grubości od 1 mm do 4 cm. Powłoki ilaste o grubości powyżej 5 mm znajdowane były we wkładkach margli o teksturze smużystej, pochodzących z rozmycia niżej leżących wapieni marglistych. Powłoki te odznaczają się teksturą równoległą lub łupkową (fig. 3). Stwierdziłem w nich niejednokrotnie liczne skorupy fauny ułożone równolegle do powierzchni suturopodobnej, oraz wzbogacenia w materiał detrytyczny, pochodzący ze skał otaczających. Pomiędzy ilastymi powłokami trafiają się również dyskoidalne fragmenty wapieni (fig. 3, A), które dostały się do osadu zapewne w stanie plastycznym na wpool zdiagenezowanym. Pod naciskiem skał nadległych uległy one częściowemu sprasowaniu, a nawet porożrywaniu.

Powierzchnie suturopodobne występują w płytkowodnych osadach węglanowych, czasowo wynurzanych z wody lub erodowanych i rozpuszczanych w strefie przypowierzchniowej (G. I. Teodorowicz, 1962, 1963). Wynika z tego, że ilasta powłoka powierzchni suturopodobnych może się wytworzyć wskutek rozmywania osadów lub w sposób podobny do tworzenia się powłok ilasto-piaszczystych w przybrzeżnych pasach plaży (W. A. Price, 1963). Różnice między tymi powierzchniami polegają na tym, że w ilasto-piaszczystych powłokach plaży fale lub wiatr powodują mieszanie się ilu z piaskiem, gdy tymczasem w przypadku powierzchni suturopodobnych osadzaniu substancji ilastej towarzyszy mieszanie się jej ze szlamem wapiennym. Wskutek tego mogą one występować w postaci smug lub cienkich ilasto-marglistych warstewek, które w czasie kompaktacji mogą ulegać przemianie w łupki. Powłoki ilaste lub ilasto-margliste mogą do pewnego stopnia utrwalić wygładzone powierzchnie rozmywanych skał węglanowych lub zmarszczki falowania. Powierzchnie takie mogą mieć stosunkowo duży, strefowy zasięg przestrzenny i być przywiązane do określonych poziomów. Bardzo często powierzchnie suturopodobne towarzyszą powierzchniom rozmycia.

Pierwotnie sedymentacyjny charakter powierzchni suturopodobnych nie wyklucza postępowania procesów rozpuszczania pod ciśnieniem w czasie diagenety i epigenety. Proces ten niewątpliwie zależy od aktywności rozpuszczania roztworów krążących w obrębie tych powierzchni. Ponieważ rozpuszczanie pod ciśnieniem zachodzi nierównomiernie na górnej i dolnej granicy powierzchni suturopodobnej, można często na falistych powierzchniach stwierdzić wystające gruzełki oraz zagłębienia. Dalszy proces rozpuszczania pod ciśnieniem oraz osiadania nadległych partii skał może doprowadzić do powstania rowkowania prostopadłego do powierzchni i uformowania typowego stylolitu.

Mikrostylolity (fig. 1) i stylolity (fig. 2; tabl. I, fig. 4 i 5) mogą się wytwarzać w różnych etapach diagenety oraz w epigenecie niezależnie od litologii skał (W. N. Chołodow, 1955). Czynniki decydującymi o powstaniu szwów mikrostylolitowych i stylolitów mogą być naprężenia powstające w wyniku kompaktacji osadów, procesów tektonicznych lub epejrogenicznych, oraz szeroka cyrkulacja roztworów wodnych rozpuszczających otaczające skały pod ciśnieniem. W. N. Chołodow (1955) słusz-

nie uważa, że szczeliny powstałe wskutek procesów tektonicznych oraz inne powierzchnie rozdzielenia (G. I. Teodorowicz, 1962, 1963) mogą rozwinąć się w stylolity. Jest rzeczą niewątpliwą, że zasadniczy rozwój stylolitów następuje dopiero po stwardnieniu skał otaczających (B. M. Shaub, 1949; E. S. Bastin, 1951; H. V. Dunnington, 1954; G. I. Teodorowicz, 1962, 1963 i in.) pod wpływem rozpuszczania się pod ciśnieniem. Wydaje się bardzo prawdopodobne, że utworzenie rowków w stylolitach, położonych zawsze prostopadle do powierzchni stylolitów, spowodowane jest osiadaniami skał nadległych.

Charakterystyczne jest to, że na wzniesieniach i obniżeniach szwów stylolitowych (na końcach półkolumn wg J. H. Bretza, 1950 i M. H. Niteckiego, 1962) rowkowanie jest słabiej rozwinięte niż na zboczach. Jednocześnie na wzniesieniach i obniżeniach powierzchni stylolitowej powłoka ilasta (ilasto-marglista) jest grubsza (dochodzi do 1 cm) niż w rowkach, gdzie jej grubość nie przekracza 1 mm i najczęściej lepiej jest widoczna pod mikroskopem. Interpretację genezy rowkowania w stylolitach uzasadnianą osiadaniami skał nadległych potwierdza również fakt, że w stylolitach zawierających grubszą warstwę ilastą rowki są krótsze i słabiej rozwinięte. Spowodowane jest to znacznie większą plastycznością warstewki ilastej niż otaczających wapieni. Należy je zatem traktować jako mikroślizgi.

Mikrostylolity i stylolity powstałe w epigenezie lub tektoepigenezie (w epigenezie pod wpływem czynnika tektonicznego) mają następujące cechy:

- szczelinki zabliznione kalcytem biegnące prostopadle do powierzchni szwów,
- wzajemne przesunięcie w płaszczyźnie szwu szczelinek wypełnionych kalcytem lub innych elementów przeciętych szwami,
- możliwość występowania w płaszczyźnie stylolitu drobnych brekcji skał nadległych.

Kilkakrotnie stwierdzono równoległe lub prawie prostopadle do siebie systemy mikrostylolitów i stylolitów różnych generacji.

Równoległe, nie przecinające się systemy stylolitowe, np. dwóch generacji, różnią się stosunkiem do skały otaczającej oraz mineralizacją. Najlepiej widoczne jest to w skałach dolomitycznych lub wapiennych przekryształizowanych. W takich przypadkach jeden system stylolitów przecina kryształy kalcytu lub dolomitu, drugi zaś jest porozrywany. W przypadku dolomitu system tnący osobniki dolomitu jest młodszy od dolomitizacji, osobniki wzrastające w płaszczyźnie szwów i w sąsiedztwie są natomiast młodsze od stylolitu. W skałach wapiennych przekryształizowanych szwy porozrywane są starsze od rekrystalizacji wapieni, natomiast szwy ciągłe są od niej młodsze.

Stwierdzono również dwa równoległe systemy przecinające się, tj. mikrostylolit przecinający stylolit. W takim przypadku „półkolumny” stylolitu bywają złamane w płaszczyźnie mikrostylolitu i odchyłone od swego pierwotnego położenia. (tabl. I, fig. 5). Tego rodzaju przypadki mogą wskazywać na istnienie podobnych, nie zmieniających się w czasie warunków tworzenia się, tekstur stylolitowych. Systemy stylolitów różnych generacji przecinające się pod kątem (tabl. II, fig. 6) wskazują, że kierunki naprężeń były zmienne w czasie.

Obserwacje makroskopowe w pełni zostały potwierdzone przez mikroskopowe, szczególnie w odniesieniu do skał oolitowych, pseudo-oolitowych, detrytycznych oraz organodetrytycznych, gdzie te zjawiska łatwiejsze są do rozeznania. Jako wskaźniki przyjąłem: 1 — stopień zniszczenia oolitów i innych elementów skalnych przez szwy oraz 2 — stopień zachowania szwów w spoiwie i charakter spoiwa.

Odnosnie do pierwszego punktu stwierdziłem, że stopień zniszczenia oolitów i innych składników jest niejednakowy i zależny od gradacji tych składników. Na przykład w wapieniach oolitowych malmu w południowo-wschodniej części Niziu Polskiego oolity w niektórych partiach (o średnicy 0,2÷0,6 mm) były zredukowane w 10%, w innych w 50%, a nawet w 75%. Wskazywać to może na okres rozwoju szwów i czasu rozpuszczania otaczających skał pod ciśnieniem. Równocześnie jednak należy brać pod uwagę aktywność krążących roztworów, a więc możliwości szybszego lub wolniejszego ich rozpuszczania, oraz niszczenie składników spowodowane przez tarcie na granicy szwów w czasie osiadania nadległych skał.

Odnosnie do stopnia zachowania szwów w spoiwie i charakteru spoiwa zostało stwierdzone, że w skałach o spoiwie pelitycznym szwy o ograniczonej długości najczęściej mają charakter ciągły. W spoiwie kalcytowym drobno-, średnio-, grubo- lub nierównozłaziarnistym szwy występują przeważnie w postaci porożrywanych reliktów, co spowodowane jest większą lub mniejszą energią powierzchniową wzrostu ziarn kalcytu (A. W. Skopyszew, 1961) lub według P. Niggliego (1941) ciśnieniem wzrostu określonym przez napięcie powierzchniowe pomiędzy różnymi ciałami. W miejscach styku składników ze spoiwem szwy urywają się i nie występują w spoiwie. Pozostaje do wyjaśnienia, czy spoiwo drobno- lub nawet gruboziarniste powstało wskutek rekrytalizacji pierwotnego spoiwa pelitycznego, czy też jest wtórne, powstałe dopiero w diagenecie lub w epigenecie. Znałe są bowiem tekstury stylolitowe w górnooksfordzkich (astarczkich) wapieniach pizolitowych i oolitowych, pozbawionych spoiwa i rozsypujących się na drobny żwirek pizolitowy lub piasek oolitowy, jak również w wapieniach pizolitowych i oolitowych mocno przekrytalizowanych. W świetle tych faktów szwy stylolitowe w wapieniach oolitowych mogą się tworzyć dopiero w osadzie co najmniej na w pół stwardniałych oolitów, a więc podczas diagenety. Mogło to jednak wynikać bądź to z braku pierwotnego spoiwa, bądź też wskutek wylugowania spoiwa wapiennego, bardzo podatnego na wszelkie przemiany.

W płytkach cienkich powłoki mikrostylolitowe i stylolitowe mają postać nierównych, ciemnobrunatnych, prawie czarnych żyłek. W żyłkach tych obok substancji ilastej występują wzbogacenia w substancję organiczną, siarczki i tlenki żelaza. Czasem towarzyszą im osobniki dolomitu i równolegle położone żyłki kalcytowe. W szeregu przypadków stwierdzono zglaukonityzowaną powłokę ilastą. W skałach czysto wapiennych wypełnienia szwów mikrostylolitowych i stylolitowych bywają kalcytowe.

Jest rzeczą niewątpliwą, że substancja ilasta wypełniająca mikrostylolity i stylolity stanowi residuum rozpuszczonych skał węglanowych. Pozostałe składniki mogą być po części podobnego pochodzenia, jednak wydaje się bardzo prawdopodobne, że w większości są one allochtoniczne. Zagadnienie to głównie dotyczy substancji organicznej, zawierającej

związki siarki oraz tlenków żelaza i związków metali ciężkich, a także roztworów dolomityzujących. Niewątpliwie bardzo istotne w migracji szczelinowej roztworów zmineralizowanych oraz ropy jest to, że rozpuszczony pod ciśnieniem kalcyt wytrącając się w porach skał otaczających zmniejsza ich porowatość (R. C. Murray, 1960) i równocześnie prowadzi do zwiększenia szczelinowości skał (R. M. Ramsden, 1952; R. Young, 1953; H. V. Dunnington, 1954; A. G. Maliszina, N. P. Moskalew, 1962; M. E. Kaplan, 1963 i in). Związki żelaza i innych metali ciężkich w obecności substancji organicznej zawierającej siarkę mogą ulegać redukcji na piryt. W reakcji tej uwalniają się jony OH^- podwyższając lokalnie pH i wytwarzając sprzyjające fizyczno-chemiczne warunki do wytrącenia dolomitu. Tak więc stylolity można określić drogami migracji roztworów zmineralizowanych, z których między innymi wytrąca się dolomit. Zjawisko dolomityzacji poprzez szwy stylolitowe jest bardzo rozpowszechnione w skałach malmu na Niżu.

Drugą alternatywą dolomityzacji poprzez szwy lub w szwach jest działanie solanek na węglistą substancję organiczną z wytworzeniem bituminów, pirytu oraz dolomitu. Alternatywa ta w większości przypadków mineralizacji w szwach jest nie do przyjęcia, ponieważ występują w nich zbyt małe ilości pirytu, a często i substancji organicznej będącej bituminem.

Wydają się bardzo interesujące oznaczenia spektralne pierwiastków śladowych metali ciężkich z powłok stylolitów (K. Radlicz, 1964), wykazujące wyraźne podwyższenie zawartości Mn — $0,1 \div 0,5\%$, Cr — około $0,1\%$, Ni, Co, V — około $0,05\%$, Cu — około $0,01\%$, a nawet Ag — około $0,001\%$. Nie wydaje się, aby te pierwiastki tworzyły własne, odrębne minerały, bardziej prawdopodobne jest natomiast, że zostały one uwięzione w pirycie.

W wielu przypadkach stwierdzono zglaukonityzowane powłoki stylolitowe oraz rozszerzenie procesów glaukonityzacji poprzez szwy na wapienne szczątki organiczne (szkarłupni, gąbek i skorup fauny) oraz okruchy skał wapiennych.

Uważam za trafną myśl J. F. Lerbekmo i R. L. Platta (1962), przyjętą za A. Thomsonem (1959), o możliwości rozpadu lub wymiany jonowej w ile illitowym, prowadzącej do uwolnienia potasu na rzecz międzywarstwowych roztworów węglanowych. Wzrost stężenia potasu w roztworze migrującym poprzez stylolity może powodować w odpowiednich warunkach fizyczno-chemicznych kalifikację, prowadząc do glaukonityzacji substancji ilastej powłok stylolitowych. Prawdopodobnie proces ten zachodzi bądź to w końcowym stadium diagenety, bądź też w epigenety.

Reasumując rozważania na temat genezy tekstur stylolitowych w malmie na Niżu Polskim należy stwierdzić, że najbardziej pospolitymi typami szwów są diagenetyczno-epigenetyczne oraz epigenetyczne, w tym i tektoepigenetyczne. Szwy syngenetyczno-diagenetyczno-epigenetyczne lub syngenetyczno-diagenetyczne występują znacznie rzadziej.

*
*

Wyróżnione przez wielu autorów „slikolity“ lub inaczej „Drucksutur“ zostały tu połączone razem ze stylolitami z zaznaczeniem, że są to stylolity lub mikrostylolity natury tektoepigenetycznej.

Wprowadzony nowy termin — powierzchnia suturopodobna — jest odpowiednikiem „parastylolitów“ M. S. Szwecowa (1958). Z punktu widzenia językowego wydaje się właściwszy termin „powierzchnia suturopodobna“, ponieważ oznacza powierzchnię szwo- lub szczelinopodobną (*sutura* — łac. — szew, szczelina).

Znaczenie „parastylolit“ odpowiada w pełnym brzmieniu polskim „słup- lub kolumnopodobny“. Ponieważ na powierzchniach tych nie zaznacza się pionowe słupkowanie lub rowkowanie charakterystyczne dla stylolitów, przeto nie ma dostatecznych podstaw, aby doszukiwać się podobieństwa ze stylolitami.

Jeśli chodzi o etapy tworzenia się stylolitów w ujęciu G. I. Teodorowicza (1945, 1950, 1962) uważam, że formowanie się zarodkowych powierzchni rozwijających się później w stylolity może zachodzić w różnych etapach formowania się skały. Nie można jednoznacznie określać, że szwy zarodkowe tworzą się we wszystkich przypadkach tylko w na wprost stwardniałych osadach pod wpływem skwasowania lub podwodnego rozpuszczania, bardzo liczne szwy są bowiem natury epigenetycznej.

Zakład Mineralogii i Petrografii
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 3 lipca 1965 r.

PIŚMIENNICTWO

- BASTIN E. S. (1951) — A note on stylolites in oolitic limestone. *J. Geol.*, **59**, p. 509, nr 5.
- BLOSS F. D. (1954) — Microstylolites in a rhyolite porphyry. *J. sed. Petrology*, **24**, p. 252—254.
- BOLEWSKI A., TURNAU-MORAWSKA M. (1963) — Petrografia. Wyd. Geol. Warszawa.
- BRETZ J. H. (1950) — Origin of the filled sink-structures and circle deposits of Missouri. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **61**, p. 789—834.
- DUNNINGTON H. V. (1954) — Stylolites development post-dates rock induration. *J. sed. Petrology*, **24**, p. 27—50, nr 1.
- DZUŁYŃSKI S. (1953) — Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej. *Acta geol. pol.*, **3**, 325—490, nr 3. Warszawa.
- FUCHE T. (1894) — Über die Natur und Entstehung der Stylolithen. *Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien. Math-Nat. Kl.*, **103**, p. 673—688.
- GOLDING H. G., CONOLLY J. R. (1962) — Stylolites in volcanic rocks. *J. sed. Petrology*, **32**, p. 534—538, nr 3.
- HEALD M. T. (1955) — Stylolites in sandstones. *Jour. Geol.*, **63**, p. 101—115, nr 2.
- KLÖDEN F. (1828) — Beiträge zur Mineralogie und Geologie. *Kenntniss der Mark Brandenburg*.
- KSIAŹKIEWICZ M. (1959) — Geologia dynamiczna, Wyd. Geol. Warszawa.
- LERBEKIMO J. F., PLATT R. L. (1962) — Promotion of pressure-solution of silica in sandstones. *J. sed. Petrology*, **32**, № 3, p. 514—519.
- MORET L. (1951) — Sur certains structures analogues aux „cones in conés“ et sur le rôle probable des courants de convection dans leur genèse. *Trav. Lab. Géol.*, **25**. Grenoble.

- MURRAY R. C. (1960) — Origin of porosity in carbonate rocks. *J. sed. Petrology*, **30**, No 1, p. 59—84.
- NIGGLI P. (1941) — Lehrbuch der Mineralogie und Kristallchemie. cz. 1, Verlag Gebrüder Borntraeger. Berlin.
- NITECKI M. H. (1962) — Observations on slickolites. *J. sed. Petrology*, **32**, No 3, p. 435—439.
- PETTJOHN F. J. (1949) — Sedimentary rocks. New York.
- PLIENINGER F. (1852) — Über Stylolithen. *Quenstedt Jahreshb. d. Verein f. väterl. Naturk. in Württemberg*.
- PRICE W. A. (1963) — Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis. *J. sed. Petrology*, **33**, No 3, p. 766—778.
- QUENSTEDT A. (1861) — Die Stylolithen. *Epochen der Natura*.
- RADLICZ K. (1964) — Opracowanie petrograficzne osadów malmu z wiercenia Bałkowska IG I. *Arch. Inst. Geol. (maszynopis)*. Warszawa.
- RAMSDEN R. M. (1952) — Stylolites and oil migration. *Bull. Amer. Petrol.*, **33**, p. 2185, nr 11, Tulsa, Oklahoma.
- SHAUB B. M. (1939) — The origin of stylolites. *J. sed. Petrology*, **9**, No 2, p. 47—61.
- SHAUB B. M. (1949) — Do stylolites develop before or after the hardening of the enclosing rock? *J. sed. Petrology*, **19**, No 1, p. 26—36.
- STOCKDALE P. B. (1922) — Stylolites: their nature and origin. *Indiana Univ. Studies*, **9**, No 55.
- STOCKDALE P. B. (1926) — The stratigraphic significance of solution in rocks. *J. Geol.*, **34**, p. 399—414.
- TARR W. A. (1916) — Stylolites in quartzite: *Science*, **43**, p. 819—920.
- THOMSON A. (1959) — Pressure solution and porosity. W: Ireland, H. A., ed., silica in sediments — a symposium. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Pub.*, No 7, p. 92—110.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1954) — Petrografia skał osadowych. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- USDOWSKI H. E. (1962) — Die Entstehung der kalkoolithischen Fazies des norddeutschen Unteren Buntsandsteins. *Beiträge zur Min. und Petr.*, **8**, p. 141—179.
- YOUNG R. (1963) — Note on a microstylolite in oolitic limestone. *J. Geol.*, **61**, p. 471—472, nr 5.
- КАПЛАН М. О. (1963) — Об органическом веществе стилолитов. *Геохимия*, **8**, стр. 754—758. Москва.
- МАЛИШИНА А. Г., МОСКАЛЕВ Н. П. (1962) — Стилолиты в известняках как пути миграции нефти. *Геол. Нефти и Газа*, **5**, стр. 51—53. № 12.
- РЫБАКОВ Ф. Ф. (1959) — Стилолитовые образования Поволжья. *Изв. АН СССР, сер. геол.* № 4, стр. 108—111.
- СКОПЫШЕВ А. В. (1961) — О перекристаллизации кальцита и распределении механических примесей в кристаллах. *Зап. Всесоюз. Минер. Об-ва*, **90**, № 5, стр. 521—534.
- СЯ-БАН-ДУН (1959) — Стилолиты в карбонатных толщах в юго-восточном Китае. *Acta geol. Sinica*, **39**, p. 155—156, nr 2.
- ТЕОДОРОВИЧ Г. И. (1945) — О происхождении сутуро-стилолитовых поверхностей. *Док. АН СССР, нов. сер.*, **50**.

- ТЕОДОРОВИЧ Г. И. (1950) — Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Москва.
- ТЕОДОРОВИЧ Г. И. (1962) — О стилолитовых и сутурных поверхностях и микроструктурах. Бюлл. М. О. Исп. Природы, отд. геол., 37, стр. 100—111, № 6.
- ТЕОДОРОВИЧ Г. И. (1963) — О сутуро-стилолитовых поверхностях и образованиях „конус в конус”. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, стр. 85—94.
- ХОЛОДОВ В. Н. (1955) — К вопросу о происхождении сутуро-стилолитовых швов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, стр. 91—99.
- ШВЕЦОВ М. С. (1958) — Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат. Москва.

Кшиштоф РАДЛИЧ

СТИЛОЛИТОВЫЕ ТЕКСТУРЫ

Резюме

В развитии исследований стилолитовых текстур отмечаются разные взгляды на их происхождение, а именно: органогенный, кристаллизационный, эрозионный, газовой, битумический, путем давления, растворения и растворения под давлением. Современные взгляды на происхождение этих структур являются развитием гипотезы растворения под давлением с учетом изменчивости этих обоих факторов.

В работе приводится характеристика следующих стилолитовых структур, отличающихся как своей формой, так и происхождением: микростилолитов или сутур по Петтиджону (1949) и Блосу (1954), стилолитов по Петтиджону (1949), сликолитов по Бретцу (1950) и Нитецкому (1962), парастилолитов и узловатых текстур по Швецову (1958).

В породах мальма Польской низменности проявляются три типа стилолитовых текстур: микростилолиты, стилолиты и сутуроподобные поверхности, отвечающие парастилолитам М. Г. Швецова (1958). Сликолиты описываются вместе со стилолитами с учетом их текто-эпигенетического происхождения.

Сутуроподобные поверхности, как текстуры седиментационного характера, образуются в результате размывания и растворения. Это неровные волнистые и сглаженные поверхности, лишенные продольных штрихов, резко отделяющиеся от окружающей породы, на которой образуется почти одинаковой толщины мергелистый или мергелисто-глинистый слой с параллельной или сланцеватой текстурами, в котором часто содержатся фаунистические остатки и обломочный материал окружающих пород. Между такими слоями встречаются дискообразные обломки известняка, которые попали в осадок в то время, когда он находился в неуплотненном состоянии. Эти обломки вследствие сдавливания подвергались иногда разрыву. Сутуроподобные поверхности образуются в мелководных осадках, периодически обнажающихся или подвергающихся подводной эрозии и растворению.

Первоначально седиментационный характер описываемых поверхностей не исключает дальнейшего их развития вследствие действия процессов растворения под давлением во время диагенеза и эпигенеза, обуславливающих образование типичного стилолита.

Микростилолиты и стилолиты могут появляться во время диагенеза и эпигенеза независимо от состава пород. Факторами решающими об их появлении являются механические усилия, возникающие в породе вследствие оседания, тектонических и колебательных дви-

жений, а также проникания вод, растворяющих породы под давлением и степени их активности. Все мелкие трещины и поверхности раздела в благоприятных условиях могут развиваться в стилолиты.

Перпендикулярные к поверхности стилолита штрихи являются результатом оседания пород, доказательством чего является значительная толщина пленки стилолита над шипами и в углублениях по сравнению с ее толщиной на боковых поверхностях.

Микростилолиты и стилолиты образовавшиеся во время эпигенеза или тектоэпигенеза отличаются друг от друга: 1 — наличием перпендикулярных к поверхности стилолита трещин, заполненных кальцитом или другими минералами; 2 — боковыми перемещениями этих трещин или других элементов в плоскости стилолита; 3 — содержанием в стилолите мелкой брекчии, залегающей над подошвенной частью стилолита; 4 — появлением параллельных или пересекающихся систем стилолитов разных генераций.

Стилолитизация пород, как результат растворения под давлением, приводит к уменьшению пористости пород с одной и увеличению их трещиноватости с другой стороны. Это оказывается решающее влияние на миграцию минеральных растворов и нефти. Примерами минерализации в стилолитах или благодаря стилолитам является доломитизация, очень распространенное явление в отложениях мальма Польской низменности, а также образование пирита.

Krzysztof RADLICZ

THE STRUCTURES OF STYLOLITES

Summary

Various genetical trends arose in the history of studies on stylolite structures. Here belong: organic, crystallization, erosional, gaseous, bituminous, pressure and solution trends, as well as that considering solution under pressure.

The to-day's opinions concerning genesis of stylolite structures are only the developed hypotheses on solution under pressure, considering the changes of these two factors. Simultaneously, also erosional hypothesis is taken into account as that ascribing important rôle to the solution processes.

The present paper deals with the characteristics of numerous stylolite structures differing in their shape and genesis, i.e.: microstylolites (russ. — sutures) according to F. J. Pettijohn (1949) and F. D. Bloss (1954), stylolites according to F. J. Pettijohn (1949), slicolites according to J. H. Bretz (1950) and M. H. Nitecki (1962), parastylolites and knotty structures according to M. S. Shviecov (1958).

In the Malm formations of the Polish Lowland area, three varieties have been distinguished among the stylolite structures and suture-like surfaces — an equivalent of parastylolites of M. S. Shviecov (1958). Slicolites are described together with stylolites, however, their tectoepigeneal character has been stressed.

The suture-like surfaces, as structures of sedimentary nature, are connected with processes of erosion and of solution. They may be considered as uneven, wavy, smoothed surfaces, without the adjacent rocks, revealing clay-marly, or marly covers of parallel or shistose structures, characteristic of a more or less

uniform thickness, amounting to 4 cm. At places, they are covered by, or contain fauna remains and detrital material from adjacent rocks. Between covers there are found discoidal fragments of limestones that got at the deposits probably in the plastic state. Under the pressure of the overlying rocks they partly underwent crushing and even tearing. They were formed in shallow water deposits occasionally emerged or eroded, and dissolved at the sub-surface zone (G. I. Teodorovitch, 1962, 1963), similarly as the clay-arenaceous covers in the near-shore beach zones (W. A. Price, 1963). The original sedimentary character of the described surfaces does not exclude their development influenced by the solution processes under pressure in diagenesis and epigenesis, and leads to the formation of a type stylolite.

Microstylolites and stylolites may be formed in diagenesis and epigenesis, independently upon the lithology of rocks. To the factors responsible for their origin belong: stresses arising due to compaction and to tectonical and epeirogenical phenomena, as well as a strong circulation of water solutions dissolving the adjacent rocks under the pressure, and the activity of these solutions. All fissures or cleavage planes may develop, under adequate physical and chemical conditions, into stylolites (W. N. Kholodov, 1955). The rifling, perpendicular to the stylolite surface, is genetically related to the setting of the overlying rocks, as proved by the coating of clay covers on the elevations and depressions of stylolite, which are thicker than those on the vertical walls of the riflings.

Microstylolites and stylolites formed in epigenesis or tectoepigenesis (in epigenesis under the influence of tectonical factors) show features as follows:

1. — crevices filled up with calcite or with other mineral running perpendicularly to the stylolite surface; 2. — mutual displacements, along the suture plane, of crevices closed up by calcite or by other elements cut by sutures; 3. — occurrence of fine breccia of overlying rocks at the stylolite plane; 4. — parallel, or crossed systems of stylolites of various generations.

The stylolitization of rocks is connected with a dissolving under pressure, thus the process results in decrease of rock porosity and in increase of their fissurity. This is of fundamental importance for migration of mineralized solutions, and of oil. As an example of mineralization in sutures, or through sutures, may serve here dolomitization (a phenomenon widespread in the Małm formations of the Polish Lowland area), pyritization and glauconitization.

TABLICA I

Fig. 4. Stylolit w wapieniu. Malm, pow. 1,3 ×

Stylolite in limestone. Malm. Enlarged × 1,3

Fig. 5. Mikrostylolit przecinający stylolit. Stylolit w miejscu przecięcia został złamany i odchylony od normalnego położenia (prawa strona). Malm, pow. 1,3 ×

Microstylolite cutting stylolite. The stylolite was broken at the place of cutting and deviated from the normal position (right side). Malm. Enlarged × 1,3



Fig. 4

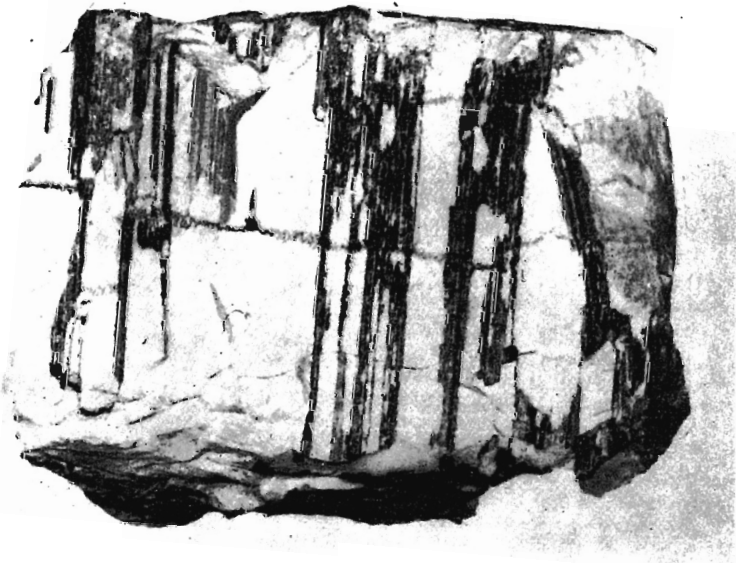


Fig. 5

TABLICA II

Fig. 6. Wapień pelityczny z krzyżującymi się stylolitami różnej generacji. Malm, pow. 50 ×

Pelitic limestone with crossing stylolites of different generation. Malm. Enlarged × 50

Fig. 7. Powierzchnia suturopodobna (widok z góry). Malm, pow. 0,75 ×

Suture-like surface (upper side view). Malm. Enlarged × 0,75

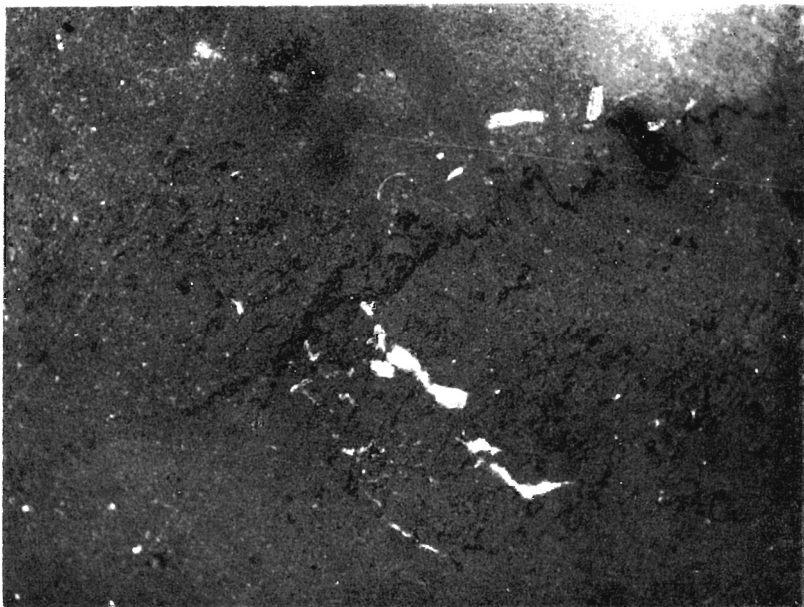


Fig. 6

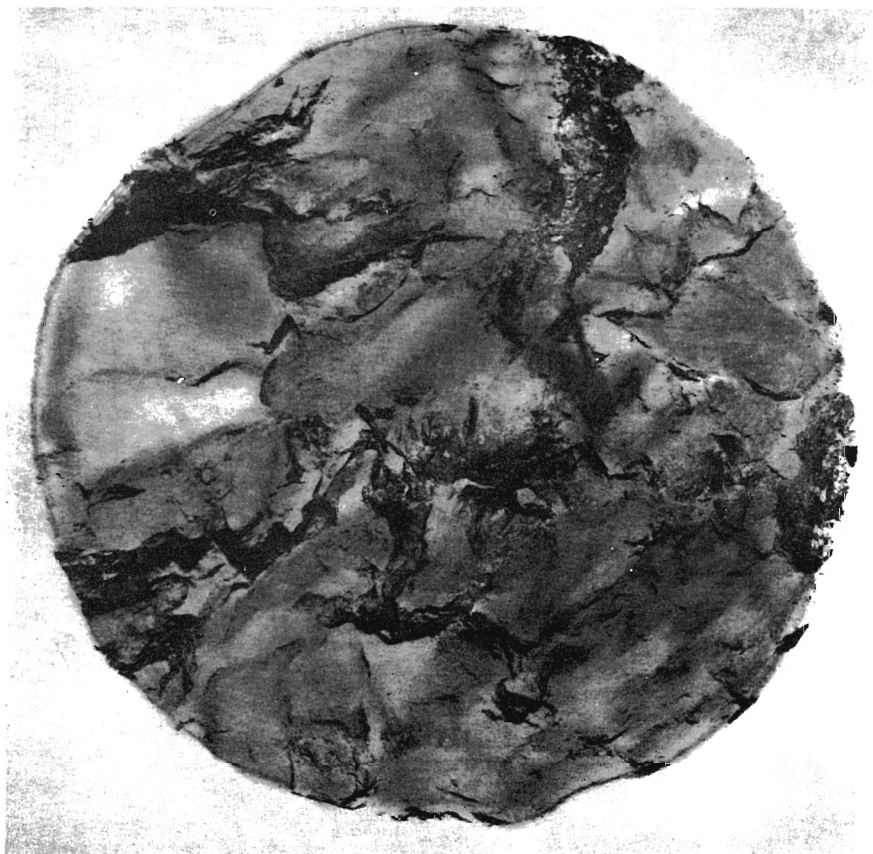


Fig. 7