

Piotr KIJEWSKI, Janusz KASZPER

Tekstury stylolitowe w cechsztyńskich skałach węglanowych poziomu W1 monokliny przedsudeckiej

WSTĘP

Stylolity należą do elementów teksturalnych spotykanych przede wszystkim w skałach węglanowych. Występują także w piaskowcach, łupkach krystalicznych, kwarcytach, rzadziej w gnejsach, fosforytach, anhydritach i gipsach bądź też w boksytach. Opisane zostały również ze skał wulkanicznych (ryolity) przez F. D. Blossa (1954) oraz G. H. Goldinga i J. R. Conolly (1962). W literaturze polskiej obszerniejszą publikacją omawiającą zagadnienie stylolitów jest praca K. Radlicza (1966).

Tematem niniejszego artykułu są wyniki badań przeprowadzonych nad teksturami stylolitowymi występującymi w cechsztyńskich skałach węglanowych poziomu W1 (Ca1) cyklotemu pierwszego w rejonie Lubina i Polkowic.

Analizę tekstur stylolitowych przeprowadzono w oparciu o obserwacje w wyrobiskach górniczych, profilowanie rdzeni wiertniczych ze skał węglanowych oraz szczegółową analizę petrograficzną próbek pobranych z rdzeni wiertniczych i ociosów wyrobisk. Z próbek wykonano zglądy polerowane oraz płytki cienkie, w których prześledzono wykształcenie stylolitów, zależności między stylolitami a skałą macierzystą oraz budowę i rodzaj substancji wypełniającej stylolity. Z substancji tej wykonano także badania rentgenograficzne metodą dyfraktometryczną.

Występowanie stylolitów ma także pewne konsekwencje praktyczne. Ułatwiają one korelację litostratygraficzną skał węglanowych, a zwłaszcza dolomitów i wapieni, które w obszarze monokliny przedsudeckiej nie występują w stałych poziomach, lecz zastępują się wzajemnie. Powodują także zmianę własności mechanicznych skał węglanowych budujących strop cechsztyńskiego złoża rud miedzi.

Znajomość budowy stylolitów i związanej z nimi mineralizacji rzuca również światło na charakter sedymentacji oraz procesy dia- i epigenetycznego rozwoju środowiska skalnego.

WYSTĘPOWANIE I BUDOWA STYLOLITÓW

W cechsztyńskich skałach węglanowych poziomu W1 cyklotemu pierwszego tekstury stylolity spotykane są powszechnie. Ze względu na ich budowę wydzielono mikrostylolity, stylolity oraz tzw. slikolity wg J. H. Bretza (1950) i M. H. Niteckiego (1962), określone przez K. Radlicza (1966) jako stylolity tektoepigenetyczne. W niniejszym artykule mikrostylolity i stylolity rozpatrywano łącznie, z równoczesnym wydzieleniem slikolitów jako odrębnej grupy tekstur.

Stylolity występują przede wszystkim w wapieniach ciemnoszarych masywnych i wapieniach „plamistych” w rejonie Lubina oraz w odpowiadających im stratygraficznie dolomitach i wapieniach z obszaru Polkowic. Rzadziej natomiast spotyka się je w wapieniach lub dolomitach jasnobieżowych. Pojedynczo pojawiają się także w wapieniach i dolomitach z oidami (onkolitami), dolomitach szarobieżowych, krystalicznych oraz w ciemnoszarych dolomitach pelificznych, występujących w stropie kompleksu węglanowego.

W profilu pionowym skał węglanowych stylolity występują w dwóch wyraźnych poziomach od 23 do 30 m i od 41 do 50 m powyżej spągu cechsztynu w rejonie Lubina oraz w interwale od 6 do 24 m i od 43 do 60 m w rejonie Polkowic. Częstotliwość występowania stylolitów w tych poziomach jest zmienna. Odległość pomiędzy poszczególnymi stylolitami wynosi od 2—5 cm do około 80 cm i więcej. Zróżnicowana jest także amplituda stylolitów, która mieści się w przedziale od dziesiątych części milimetra do około 15 cm.

Stylolity wykazują zróżnicowaną morfologię. Mają one budowę kolumnową, łukową i ząbkowaną, a także tworzą formy mieszane. Mikrostylolity i stylolity drobne o amplitudzie nie przekraczającej 1 cm charakteryzują się z reguły budową łukową i ząbkowaną (tabl. II, fig. 5, 6; tabl. III, fig. 12), rzadziej kolumnowo-ząbkowaną (tabl. IV, fig. 14). W stylolitach o większych amplitudach dominuje natomiast budowa kolumnowa (tabl. III, fig. 9, 11; tabl. IV, fig. 13) bądź kolumnowo-ząbkowana. Najbardziej powszechne są stylolity o amplitudzie od 0,5 do 1 cm oraz od 1 do 5 cm, rzadziej natomiast występują stylolity wykazujące amplitudy do około 15 cm. Według klasyfikacji G. I. Buszyńskiego (1959) są to stylolity duże i średnie. Ze względu na znaczną rozpiętość amplitudy stylolitów w badanych skałach węglanowych poziomu W1 klasyfikacja zaproponowana przez tego autora nie może być zastosowana. Przyjęto zatem odrębny podział stylolitów odpowiadający lokalnym warunkom, biorąc pod uwagę amplitudę szwów stylolitowych oraz ich morfologię (tab. 1).

W wyniku badań mikroskopowych stwierdzono, że stylolity rozwijają się bądź to w środowisku jednorodnym pod względem struktury i składu mineralnego (tabl. I, fig. 1, 3), bądź też na granicy dwóch różnych ośrodków skalnych.

W ośrodku jednorodnym stylolity wykazują znaczne zróżnicowanie amplitudy oraz cech morfologicznych. Rozwinięte są głównie w mikrokrystalicznych wapieniach ciemnoszarych, wapieniach jasnobieżowych z okolicy Lubina oraz wapieniach i dolomitach szarobieżowych z rejonu Polkowic.

Stylolity wykształcone na granicy dwóch różnych ośrodków występują dość rzadko. Posiadają niewielkie amplitudy i najczęściej ząbkowaną bu-

dowę. Rozdzielane przez stylolity ośrodki skalne różnią się między sobą strukturą (tabl. I, fig. 4; tabl. III, fig. 9, 10) lub składem mineralnym (tabl. II, fig. 5; tabl. I, fig. 2). Przykładem są stylolity rozdzielające wapienie z ooidami (onkolitami) i wapienie krystaliczne (tabl. III, fig. 9, 10), a także wapienie i dolomity szarobezowe (tabl. I, fig. 5).

Tabela 1

Klasyfikacja stylolitów

Amplituda stylolitów wg G. I. Buszyńskiego w mm	Przyjęta amplituda w mm	Grupa stylolitów	Morfologia	Częstość występowania stylolitów	Występowanie w skałach
—	> 100	b. duże	z reguły kolumnowe	pojedynczo	z reguły w wapieniach
20	100—50	duże		dość często	
20—5	50—10	średnie	kolumnowe		w dolomitach i wapieniach
5—1	10—1	drobne	łukowe ząbkowane typu mieszanego	licznie	
1	1	mikrostylolity	ząbkowane	dość często	

Analiza tekstur stylolitowych i ośrodka skalnego pozwoliła zaobserwować także inne fakty związane z występowaniem stylolitów w skałach węglanowych. Stwierdzono, że stylolity przecinają i niszczą ooidy (tabl. III, fig. 9, 10). Przecinają także drobne laminy i smugi substancji ilasto-węglistej, liczne zwłaszcza w spagowych partiach skał węglanowych. Pojedyncze stylolity stwierdzone w zsylikowanych wapieniach rozrywane są przez kryształy lub agregaty kwarcu (tabl. II, fig. 7, 8).

Fakty powyższe wskazują, że stylolity uformowały się we wczesnej fazie mineralogiczno-geochemicznego rozwoju skał węglanowych. Występujące w skałach węglanowych spękania i drobne uskoki przecinają i przesuwają stylolity. Ponadto nieciągłości te ułatwiają wędrówkę krążącym w skałach roztworom. Produktem krystalizacji tych roztworów jest zazwyczaj gips, a także kalcyt, baryt, fluoryt i minerały kruszcowe. Utworzone w ten sposób formy żyłowe kontaktują niezgodnie ze stylolitami (tabl. IV, fig. 14).

Migracja zmineralizowanych roztworów zachodziła również poprzez fugi międzywarstwowe i stylolity. Świadectwem tej wędrówki jest występowanie w stylolitach gipsu, rzadziej fluorytu, barytu i minerałów siarczkowych (tabl. I, fig. 3; tabl. IV, fig. 13). Podkreślić należy jednak, że wędrówka roztworów poprzez szwy stylolitowe nie wpłynęła na zmianę składu mineralnego węglanowego tła skalnego. Nie zaobserwowano także związanej z nią dolomityzacji, którą K. Radlicz (1966, 1967) stwierdza w osadach malmu na Niżu Polskim.

Najbardziej wyraźne niszczenie stylolitów zaobserwowano w brekcjach skał węglanowych. W brekcjach niekiedy dochodzi również do

utworzenia nowej generacji stylolitów rozwijających się na kontakcie skały litej i zbrekcjowanej (tabl. III, fig. 9). Stylolity te powstają po zbrekcjowaniu skały jako produkt rekryształizacji spoiwa węglanowego, cementującego brekcję. Spoiwo w stosunku do skały zbrekcjowanej charakteryzuje się bardziej ziarnistą i idiomorfową strukturą oraz jednorodnym składem mineralnym.

CHARAKTER MINERALNY SUBSTANCJI WYPEŁNIAJĄCEJ SZWY STYLOLITOWE

Substancja wypełniająca szwy stylolitowe ma grubość od kilkudziesięciu mikrometrów do 2 mm, a wyjątkowo do 3 cm, osiągając maksymalną grubość w przegubach szwów stylolitowych. Niezależnie od typu i morfologii stylolitów wykazuje ona podobny skład mineralny z wyraźną przewagą substancji ilasto-węglistej. Z innych składników występują: detrytyczny kwarc, gips, relikty węglanowe tła skalnego, pojedyncze ziarna kalcytu i dolomitu, a niekiedy także baryt, fluoryt oraz minerały kruszcowe.

Substancja ilasto-węglista. Obecność czarnej, prawie nieprzezroczystej substancji węglistej w znacznym stopniu utrudnia mikroskopową identyfikację minerałów ilastych. W celu ich określenia wykonano analizę rentgenograficzną metodą dyfraktometryczną, która potwierdziła obecność minerałów ilastych, a zwłaszcza illitu, dając jego

typowe niskokątowe refleksy $\frac{d\alpha}{n}$. Illit wykazuje budowę drobnołuszkową, rzadko tworzy samodzielne skupienia. Zazwyczaj wymieszany jest z obficie występującą substancją węglistą tworząc drobne laminy ułożone zazwyczaj zgodnie z falistym przebiegiem stylolitu.

Substancja ilasto-węglista układa się „fluidalnie” wokół większych ziarn detrytycznego kwarcu. Często ilasto-węgliste wypełnienie szwów stylolitowych jest rozrywane i zastępowane przez inne minerały (głównie gips) krystalizujące z roztworów penetrujących szwy stylolitowe.

Kwarc detrytyczny w wypełnieniach stylolitów występuje w postaci ziarn o rozmiarach 30÷70 μm , wyjątkowo dochodzących do 150 μm . Ziarna kwarcu wykazują zwykle słabe obtoczenie. Duże ziarna występują prawie zawsze pojedynczo, drobne natomiast tworzą zazwyczaj większe nagromadzenia, zwłaszcza w stylolitach spagowej partii skał węglanowych wykazujących na ogół większą domieszkę materiału detrytycznego.

Składniki węglanowe będące wapiennymi lub dolomitowymi relikdami tła skalnego, zawarte w wypełnieniach stylolitów, są identyczne strukturalnie ze skałą otaczającą. Dominują tutaj struktury mikrokryształiczne — allotriomorficzne i hipautomorficzne o wielkości ziarn w granicach 20÷45 μm .

Gips stanowi jeden z najpospolitszych minerałów wypełniających szwy stylolitowe. Wykazuje on barwę białą do różowej oraz budowę włóknistą lub pierzastą, często o charakterze palisadowym. Wypełnia on częściowo, a niekiedy prawie całkowicie szwy stylolitowe wypierając w dużej mierze substancję ilasto-węglistą.

Fluoryt jest bardzo charakterystycznym minerałem spotykanym w szwach stylolitowych (A. Rydzewski, 1969; B. Bereś, J. Jarosz, P. Ki-

jewski, 1971). Ma barwę jasno- do ciemnofioletowej, wyjątkowo tylko jest bezbarwny. Występuje w postaci drobnych kryształów lub skupień o rozmiarach do około 5 mm. Niekiedy także stanowi główny składnik substancji wypełniającej szew stylolitowy (tabl. I, fig. 3; tabl. IV, fig. 13).

W płytkach cienkich fluoryt wykazuje obecność płaszczyzn łupliwości oraz lokalnie plamiste bladofioletowe zabarwienie, wyraźne zwłaszcza na krawędziach dużych kryształów. Występuje w paragenezie z substancją ilasto-węglistą, barytem, gipsem oraz minerałami kruszczowymi.

Baryt należy na ogół do rzadko spotykanych minerałów w szwach stylolitowych. Zbudowany jest z charakterystycznych pryzmatycznych kryształów o doskonałej łupliwości oraz białoszarej barwie. Występuje zazwyczaj w paragenezie z fluorytem, niekiedy także gipsem.

Minerały kruszczowe w wypełnieniach szwów stylolitowych reprezentowane są głównie przez chalkopiryt, galenę oraz sfaleryt. Tworzą one pojedyncze ziarna lub agregaty ziarn o rozmiarach do 3 mm. Ponadto spotyka się także drobne wprysnięcia chalkozynu oraz drobno-dyspersyjny piryt.

Wśród wyróżnionych składników minerały ilaste (illit), substancja węglista i detrytyczny kwarc stanowią rezyduum skały węglanowej. Do grupy tej zaliczyć także należy relikty węglanowego tła skalnego. Pozostałe składniki występujące w szwach stylolitowych (gips, fluoryt, baryt, minerały kruszczowe) są natomiast minerałami związanymi z wtórnymi procesami geochemiczno-mineralogicznymi.

Z powyższego wynika, że budowa i skał mineralny szwów stylolitowych są zróżnicowane. Istotny wpływ wykazują tutaj zjawiska sedymentacyjne i diagenetyczne, jak też wtórne procesy geochemiczne wywołane wędrowką krążących w skałach węglanowych roztworów.

SLIKOLITY CZYLI STYLOLITY TEKTOEPIGENETYCZNE

W trakcie prowadzonych badań nad rozprzestrzenianiem stylolitów zwrócono uwagę na drobno ząbkowane formy odpowiadające mikrostylolitom. Biegają one prostopadle lub pod stromym kątem do uławicenia skał węglanowych i związane są ze spękaniem tektonicznymi. Utwory takie znane są pod nazwą slikolitów i zostały opisane przez J. H. Bretza (1950) i M. H. Niteckiego (1962). Pojedyncze formy slikolitów stwierdzono w skałach węglanowych w rdzeniach otworów wiertniczych oraz na ociosach wyrobisk górniczych, zwłaszcza w poziomie 20—30 m nad spagiem cechsztynu. Slikolity biegnące prostopadle do powierzchni ociosów zaznaczają się w postaci drobno ząbkowanych czarnych żyłek (tabl. IV, fig. 15).

Powierzchnie slikolitów są pokryte drobnymi zmarszczkami i bruzdkami powleczonymi czarną, lśniąca warstwą substancji ilasto-węglistej (tabl. IV, fig. 16). Charakter powierzchni slikolitów wskazuje, że powstały one w wyniku wzajemnego przesuwania się mas skalnych. Ukierunkowanie zmarszczek świadczy o przewadze ruchów poziomych w obrębie spękań prostopadłych do uławicenia.

Przestrzenna orientacja slikolitów (NW-SE) pokrywa się z podstawowymi kierunkami spękań (NNW-SSE i NW-SE) oraz szczelin zmineralizowanych gipsem, wyróżnionych przez W. Salskiego (1970) w skałach węglanowych kopalni Polkowice. Wobec trudności w wykonaniu pomia-

rów przestrzennej orientacji slikolitów nie jest wykluczone, że slikolity związane są także z innymi kierunkami spękań. W niektórych wyrobiskach kopalni Polkowice obserwowano slikolity przecinające pod kątem prostym poziome stylolity śródwarstwowe (tabl. IV, fig. 15).

Slikolity rozwinięte wzdłuż spękań lub niewielkich powierzchni uskokowych przecinają stylolity powodujące niekiedy ich przemieszczanie. Obserwowana amplituda przesunięć wynosi od 2 do 6 cm. Slikolity zostają niekiedy rozwarte i wypełnione późniejszą mineralizacją, najczęściej gipsową i barytową. Proces ten świadczy o migracji roztworów wykorzystujących w swojej wędrówce nieciągłości zarówno natury sedymentacyjnej, jak i tektonicznej. J. H. Bretz (1950) uważa, że slikolity powstają wskutek zróżnicowanego rozpuszczania zachodzącego wzdłuż podrzędnych płaszczyzn uskokowych. M. H. Nitecki (1962) rozwijając myśl J. H. Bretza przyjmuje za istotne w tworzeniu się slikolitów następujące czynniki:

1. — stress o charakterze tektonicznym lub grawitacyjnym;
2. — ciśnienie związane ze wzrostem minerałów;
3. — roztwory występujące w strefie uskokowej;
4. — rekrytalizacja w strefach ciśnienia;
5. — zbliżniaczenia kalcytu, które mogą lub nie mogą być równoczesne z tworzeniem się slikolitów.

Wydaje się jednak, że najważniejszymi czynnikami decydującymi o powstaniu stylolitów są: stress o charakterze tektonicznym lub grawitacyjnym, działalność roztworów występujących w strefie uskoku oraz rekrytalizacja w strefach ciśnienia. Niektórzy autorzy m.in. G. J. Teodorowicz (1963) uważają za istotne tylko czynniki 1 i 2, wyróżnione przez M. H. Niteckiego (1963). Sądzić należy, że pomijana rekrytalizacja w strefie ciśnienia ma również ważne znaczenie, zwłaszcza w procesie formowania powłok wypełniających slikolity.

WNIOSKI

Poglądy w sprawie genezy tekstur stylolitowych oraz ich ewolucja mają bogate piśmiennictwo, nie będą więc szerzej dyskutowane w niniejszym artykule. Przeprowadzone badania zmierzały natomiast do uchwycenia szczegółów budowy stylolitów oraz do wyjaśnienia zależności zachodzących między nimi a ośrodkiem skalnym, w którym występują.

Przedstawione w artykule fakty wskazują, że proces formowania się i rozwój tekstur stylolitowych jest złożony i wieloetapowy. Pierwotny osad węglanowy prawdopodobnie zawierał zmienną i nierównomiernie rozmieszczoną domieszkę substancji organicznej — węglistej i ilastej — oraz materiału detrytycznego. Dalsze zróżnicowanie składu mineralnego zachodziło w czasie diagenety podczas rozpuszczania i rekrytalizacji. Sprzyjało temu także ciśnienie oraz krążące w skale roztwory wodne. Wskutek rekrytalizacji pierwotny szlam wapienny przeobraża się w krystaliczną skałę węglanową.

Rekrytalizacja prowadzi do odmieszania składników mineralnych, a przez to grupowania się części niewęglanowych, zwłaszcza minerałów ilastych, substancji organicznej, częściowo także pelitu kwarcowego w laminy i mikrowarstewki. Utworzone w ten sposób drobne laminy mogą

w konsekwencji doprowadzić do powstania stylolitów. Laminy te bowiem różnią się od otaczającego tła skały węglanowej składem mineralnym, gęstością oraz intensywnością zachodzącej w nich diagenety. Czynniki te powodują powstanie naprężeń wynikających z różnic w kompetencji mechanicznej między ośrodkiem węglanowym a niewęglanowym rezydium.

Efektom naprężeń oraz nacisku wyżej leżących warstw jest zróżnicowanie morfologii lamin i smug ilasto-węglistych oraz tworzenie drobnych ślizgów tektonicznych, zwiększających amplitudę powstających stylolitów, a także powodujących wycienienie powłok stylolitów na płaszczynach ślizgowych. Dalszy rozwój tekstur stylolitowych odbywa się w obrębie substancji wypełniającej stylolity, w której procesy diagenety zachodzą znacznie wolniej niż w węglanowym tle skalnym.

W stosunku do tworzenia tekstur stylolitowych inne wtórne procesy, zwłaszcza gipsyfikacja, sylifikacja oraz krystalizacja fluorytu i barytu, są późniejsze. Minerale te rozwijają się w końcowych stadiach diagenetycznych kosztem wypierania węglanowego tła skalnego (B. Beres, P. Kijewski, 1971).

W rozwoju stylolitów należy uwzględnić także procesy tektoniczne. Rolę tego czynnika podkreślają także m.in. G. J. Teodorowicz (1963), W. N. Chołodow (1963), G. J. Buszyński (1959) i W. Jaroszewski (1969). Zdaniem G. J. Buszyńskiego (1959) stylolity mogą przyczynić się do wyjaśnienia procesów epigenetycznych. Autor ten stwierdza, że rozwój i orientacja przestrzenna szwów stylolitowych może wskazywać na kierunek ciśnienia, natomiast generacje stylolitów wiążą się ze zmianami kierunku ciśnienia w procesie rozwoju tektonicznego danego obszaru.

W rejonie Lubina i Polkowic zjawiska tektoniczne doprowadziły do rozerwania ciągłości stylolitów oraz uformowania slikolitów, czyli stylolitów tektoepigenetycznych.

Końcowa faza rozwoju skał węglanowych, w tym także stylolitów, zaznacza się mineralizacją żyłową, reprezentowaną głównie przez gips i kalcyt, rzadziej przez baryt i fluoryt, niekiedy także minerały siarczkowe.

Migracja zmineralizowanych roztworów odbywała się poprzez szczeliny i szczeliny, a także fugi międzywarstwowe i stylolity. Jej wynikiem są liczne formy żyłowe oraz wypełnienia szwów stylolitowych przez gips, a także fluoryt, baryt oraz lokalnie minerały kruszcowe.

Uwzględniając wyniki przeprowadzonych badań, stylolity występujące w cechsztyńskich skałach węglanowych poziomu W1 cyklotemu pierwszego uważać należy za diagenetyczno-epigenetyczne i tektoepigenetyczne.

Zakłady Badawcze i Projektowe Miedzi „CUPRUM”
Wrocław, Pl. 1-go Maja 1/3
Nadesłano dnia 2 maja 1972 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEREŚ B., JAROSZ J., KLJEWSKI P. (1971) — Występowanie fluorytu w cechsztyńskich skałach węglanowych monokliny przedsudeckiej. *Kwart. geol.*, 15, p. 32—45, nr 1. Warszawa.

- BERES B., KIJEWSKI P. (1971) — Objawy sylyfikacji w skałach węglanowych dolnego cechsztynu w rejonie Lubina i Polkowic. *Prz. geol.*, 19, p. 187—188, nr 4. Warszawa.
- BRETZ J. H. (1950) — Origin of the filled sink — structures and circle deposit of Missouri. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 61, p. 789—834.
- BLOSS F. D. (1954) — Microstylolites in a rhyolite phonophyry. *Journ. Sed. Petrol.*, 24, p. 252—254.
- GOLDING H. G., CONOLLY J. R. (1962) — Stylolites in volcanic rocks. *Journ. Sed. Petrol.*, 32, p. 534—538.
- JAROSZEWSKI W. (1969) — New Site of Tectonic stylolites. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. geol. et geogr.*, 27, p. 17—23, nr 1. Warszawa.
- NIŃECKI M. H. (1962) — Observations on sliokolites. *Journ. Sed. Petrol.*, 32, p. 435—439.
- RADLICZ K. (1966) — Tekstury stylolitowe. *Kwart. geol.*, 10, p. 367—383, nr 2. Warszawa.
- RADLICZ K. (1967) — Dolomity i dolomityzacja skał górnej jury Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 207, p. 157—214. Warszawa.
- RYDZEWSKI A. (1969) — Petrografia łupków miedzionośnych cechsztynu na monoklinie przedsudeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 217, p. 113—166. Warszawa.
- SALSKI W. (1970) — Budowa tektoniczna okolicy Lubina i Polkowic. Maszynopis pracy doktorskiej. *Inst. Geol. Univ. Wrocław. Wrocław.*
- ВУШИНСКИЙ Г. И. (1959) — О природе, номенклатуре и классификации стилолитов. *Бюлл. Моск. Общ. Исч. Прир. от геол.*, 34, стр. 138, № 2. Москва.
- ТЕОДОРОВИЧ Т. И. (1963) — О сутуро стилолитовых поверхностях и образованиях „конус в крут”. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 11, стр. 85. Москва.
- ХОЛОДОВ В. Н. (1963) — К вопросу о происхождении сутуро-стилолитовых швов. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 2, стр. 91. Москва.

Петр КИЕВСКИ, Януш КАШПЕР

СТИЛОЛИТОВЫЕ ТЕКСТУРЫ В ЦЕХШТЕЙОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ГОРИЗОНТА W1 ПРЕДСУДЕТСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

Резюме

В карбонатных цехштейнских породах W1 (Ca1) Предсудетской моноклинали повсеместно встречаются стилолитовые текстуры. Среди них выделяются микростилолиты, стилолиты и сликолиты (Х. Бретц, 1950). В стилолитах и микростилолитах по их морфологии выделяются формы столбчатые (табл. III, фиг. 11), свильниельные, зубчатые (табл. III, фиг. 12), а также смешанного типа, обычно столбчато-зубчатые.

Установлено, что стилолитовые швы имеют место в однородной породе (табл. I, фиг. 1), а также на границе различных пород. Это весьма характерное явление, в котором стилолитовые швы разделяют породы, отличающиеся друг от друга по структуре, но одинаковые по петрографии (табл. I, фиг. 4), или различные и по структурному строению и по петрографии (табл. II, фиг. 5).

Стилолитовые швы заполнены глинисто-углистой субстанцией с примесью дитри-

тового кварца, а также реликтами карбонатного материала (резидиальные элементы). Аллочтонными компонентами являются: гипс, барит, флюорит и рудные минералы.

В карбонатных породах W1 установлено также наличие сликолитов (табл. IV, фиг. 16). Они тесно связаны с тектоникой, а их простирание (СЗ — ЮВ) близко к главным направлениям трещиноватости (СЗ — ЮВ и ССЗ — ЮЮВ).

Наблюдения над сликолитами показали, что они образуются при горизонтальных движениях.

Исследования карбонатных пород и имеющихся в них стилолитов дали ряд зависимостей, среди которых следует выделить следующие основные: 1 — стилолиты пересекают первичные седиментационные структуры, 2 — стилолиты, сформировавшиеся на контакте кристаллических известняков и известняков с оолитами пересекают отдельные оолиты, 3 — в силифицированных карбонатных породах стилолиты разорваны кристаллами или агрегатами кварца, 4 — жильные образования (гипсовые, кальцитовые или флюоритово-баритовые) пересекают стилолиты, 5 — в брекчии карбонатных пород стилолитовые швы разорваны и уничтожены, 6 — трещины в породах, а также сликолиты являются причиной прерывистости стилолитов.

Из проведенных исследований следует, что основным фактором при образовании стилолитов является рекристаллизация породы во время которой наступает группировка некарбонатных компонентов.

Формирование стилолитов связано с давлением и различием в пластичности, которое существует между карбонатами и резидиальной средой, образовавшейся в результате рекристаллизации. Это приводит к образованию напряжений между этими средами, результатом чего является дифференциация морфологии стилолитов.

По мнению авторов, стилолиты в карбонатных породах Предсудетской моноклинали следует считать диагенетическо-эпигенетическими и тектоэпигенетическими.

Piotr KIJEWSKI, Janusz KASZPER

STYLOLITIC TEXTURES IN THE ZECHSTEIN CARBONATE ROCKS OF THE HORIZON W1 OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE

Summary

In the Zechstein W1 (C_{al}) carbonate rocks of the Fore-Sudetic monocline, the stylolitic textures are very common. There are distinguished here microstylolites, stylolites and slickolites (J. H. Bretz, 1950). According to their morphology both stylolites and microstylolites reveal columnar forms (Table III, Fig. 11), saddle-shaped and dentate forms (Table III, Fig. 12), and mixed forms, mainly of columnar-dentate nature.

It has been ascertained that stylolite sutures occur in a homogeneous rock environment (Table I, Fig. 1), and also at the boundaries of various environments. This is a very characteristic phenomenon, in which the stylolite sutures separate rocks of different, but petrographically identical textures (Table I, Fig. 4), or rocks of different structure and petrographical feature (Table II, Fig. 5).

The stylolite sutures are filled in with a clay-coaly substance with detrital quartz admixture, as well as relicts of carbonate rock mass (residual elements). Gypsum, barite, fluorite and ore minerals are here allochthonous components.

The carbonate rocks of W1 also reveal some slickolites (Table IV, Fig. 16), which are strongly related to tectonics, their course (NW-SE) being approximate to the main directions of fractures (NW-SE and NNW-SSE). The observations of the slickolites demonstrate that they are formed due to horizontal movements on the surfaces which are perpendicular to the bedding.

The examinations of the carbonate rocks and of the stylolites found in them point to a lot of dependences, among which the following are most important: 1 — stylolites intersect the primary sedimentary structures, 2 — stylolites formed at the contact of crystalline limestones and limestones with ooides intersect the individual ooides, 3 — in the silicified carbonate rocks stylolites are destroyed by quartz crystals or aggregates, 4 — vein formations (gypsum, calcite or fluorite-barite ones) intersect the stylolites, 5 — in breccias of carbonate rocks the stylolite sutures are disrupted and destroyed, 6 — both rock fractures and slickolites also are responsible for the breaking of continuity in stylolites.

It results that the separation of non-carbonate compounds during the recrystallization of rocks is the main factor in the formation of the stylolites. On the other hand, the formation of stylolites is related to both pressure and difference in plasticity, which exists between the carbonate environment and the residual environment formed due to the separation. This leads to the formation of strains between these two environments, resulting in the differentiated morphology of the stylolites under examination.

According to the authors' opinion the stylolites found in the carbonate rocks of the Fore-Sudetic monocline should be recognized as diagenetic-epigenetic and tectoeigenetic ones.

TABLICA I

- Fig. 1. Wapień ciemnoszary, mikrokrystaliczny. Stylolit wykształcony w ośrodku jednorodnym. Kopalnia Lublin, próbka B-3/24; pow. 35 ×, 1 mikol
Dark grey, microcrystalline limestone. Stylolite developed in a homogeneous environment. Mine „Lubin”, sample B-3/24; enl. × 35, 1 micol
- Fig. 2. Wapień plamisty mikrokrystaliczny. Stylolit wykształcony na kontakcie dwóch odmian wapienia — ciemnoszarej (C) oraz beżowej (B), które wykazują zróżnicowaną zawartość pigmentu organicznego. Kopalnia Lubin, próbka H-20/10; pow. 35 ×, 1 mikol
Spotted, microcrystalline limestone. Stylolite developed at the contact of two limestone varieties: dark grey (C) and beige (B) in colours. The limestones show a differentiated content of organic pigment. Mine „Lubin”, sample H-20/10; enl. × 35, 1 micol
- Fig. 3. Dolomit szarobeżowy. Stylolit wykształcony w ośrodku jednorodnym. Wypełnienie szwu stylolitowego stanowi substancja węglista oraz fluoryt (F). Kopalnia Polkowice, próbka H-16/54/1; pow. 35 ×, 1 mikol
Dolomite grey-beige in colour. Stylolite developed in a homogeneous environment. Stylolite suture filled in with coaly substance and fluorite (F). Mine „Polkowice”, sample H-16/54/1; enl. × 35, 1 micol
- Fig. 4. Stylolit wykształcony na kontakcie dwóch strukturalnych odmian dolomitów szarobeżowych. Odmiana bardziej drobnokrystaliczna wykazuje wysoką zawartość gniazd i penetracyjnych skupień gipsu (G). Kopalnia Lubin, próbka H-94; pow. 40 ×, 1 mikol
Stylolite developed at the contact of two structural varieties of grey-beige dolomites. The more crystalline variety shows a high amount of nests and of penetration concentrations of gypsums (G). Mine „Lubin”, sample H-94; enl. × 40, 1 micol



Fig. 1

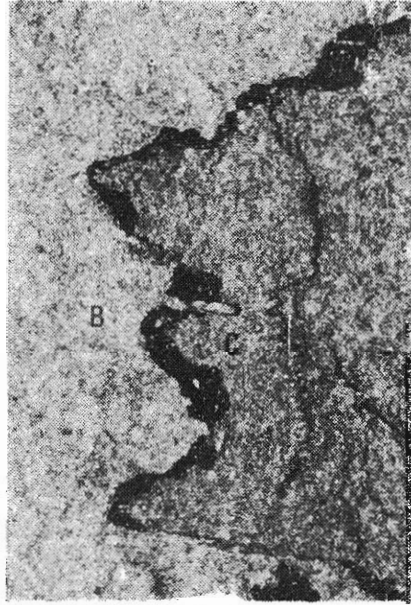


Fig. 2



Fig. 3

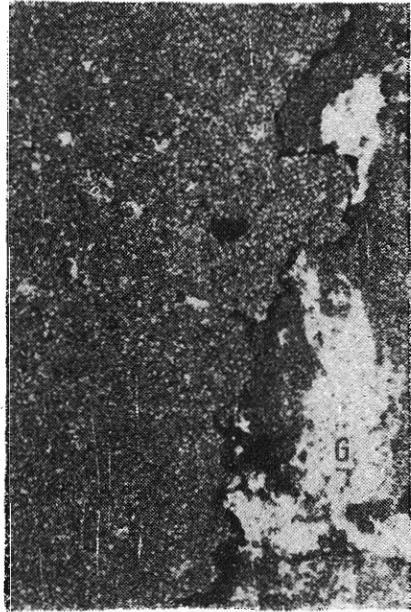


Fig. 4

Piotr KIJEWSKI, Janusz KASZPER — Tekstury stylonolitowe w cechsztyńskich skałach węglanowych

TABLICA II

- Fig. 5.** Stylolit wykształcony na kontakcie dwóch odmian petrograficznych skał węglanowych — dolomitów (D) i wapieni dolomitycznych (W). Kopalnia Lubin, próbka H-20/46a; pow. 35 ×, 1 nikol
 Stylolite developed at the contact of two petrographic varieties of rocks: carbonate dolomites (D) and dolomitic limestones (W). Mine "Lubin", sample H-20/46a; enl. × 35, 1 nicol
- Fig. 6.** Brekcja dolomitowa. Stylolit uformowany został w wyniku rekrystalizacji spoiwa cementującego brekcję. Kopalnia Polkowice, chodnik transp. T-332, próbka PW/23; pow. 10 ×
 Dolomite breccia. Stylolite formed due to recrystallization of cementing material. Mine "Polkowice", haulage drift T-332, sample PW/23; enl. × 10
- Fig. 7.** Stylolit w zsylikowanym wapieniu ciemnoszarym. Kryształy i agregaty kwarcu rozrywają ciągłość stylolitu. Kopalnia Lubin, próbka Lu-2, B-333; pow. 35 ×, 1 nikol
 Stylolite in dark grey silicified limestone. Quartz crystals and aggregates disrupt the continuity of stylolite. Mine "Lubin", sample Lu-2, B-333; enl. × 35, 1 nicol
- Fig. 8.** Stylolit w zsylikowanym wapieniu ciemnoszarym. Kopalnia Lubin, próbka Lu-2, B-333, pow. 35 ×, nikole skrzyżowane
 Stylolite in dark grey silicified limestone. Mine "Lubin", sample Lu-2, B-333; enl. × 35, crossed nicols

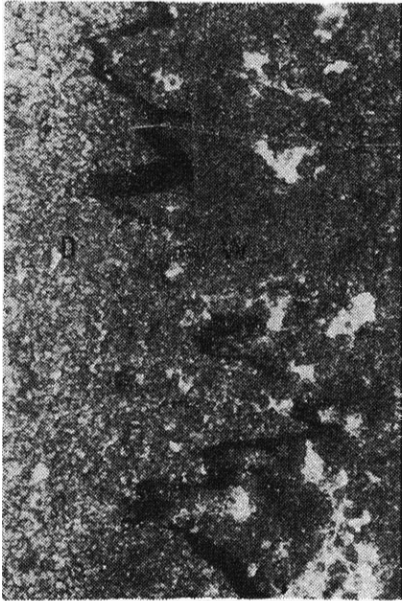


Fig. 5



Fig. 6

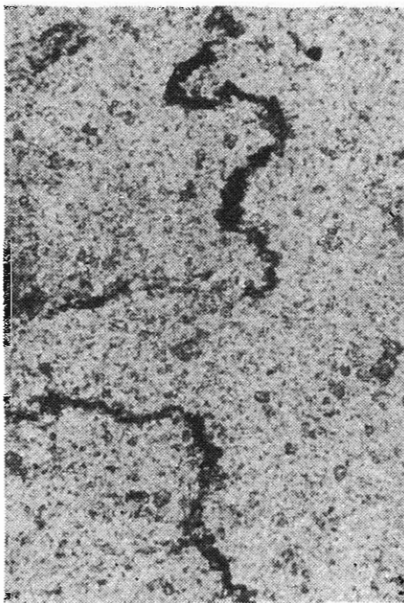


Fig. 7

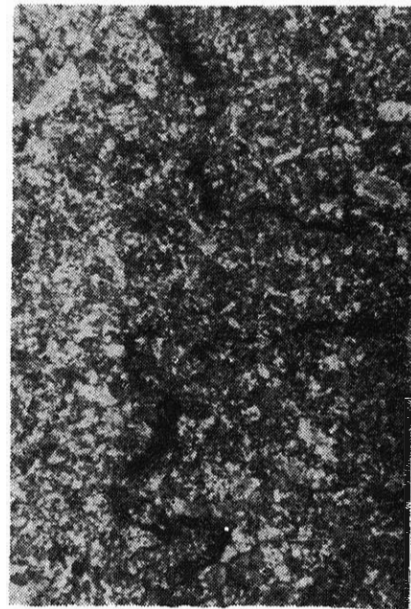


Fig. 8

TABLICA III

- Fig. 9. Stylolit wykształcony na kontakcie wapieni szarobeżowych oraz wapieni z ooidami (onkolitami). Kopalnia Lubin, próbka B-3/65; pow. 7 ×
Stylolite developed at the contact of grey-beige limestones and the limestones with ooides (oncolites). Mine "Lubin", sample B-3/65; enl. × 7
- Fig. 10. Ooid przecięty przez szew stylolitowy. Wypełnienie szwu stylolitowego stanowi substancja węglista i gips. Kopalnia Lubin, próbka B-3/65; pow. 40 ×, 1 mikrol
Ooide cut by stylolite suture, which is filled in with coaly substance and gypsum. Mine "Lubin", sample B-3/65; enl. × 40, 1 microl
- Fig. 11. Stylolit o budowie kolumnowej z drobnym ząbkowaniem w partiach szczytowych i łękowych. Kopalnia Lubin, próbka H-20/37,5; pow. 2,3 ×
Stylolite showing columnar structure with a slight indentation in the top and saddle-shaped portions. Mine "Lubin", sample H-20/37,5; enl. × 2,3
- Fig. 12. Stylolit o budowie ząbkowanej. Kopalnia Polkowice, próbka H-70/15,5; pow. 2,5 ×
Stylolite showing dentate structure. Mine "Polkowice", sample H-70/15,5; enl. × 2,5

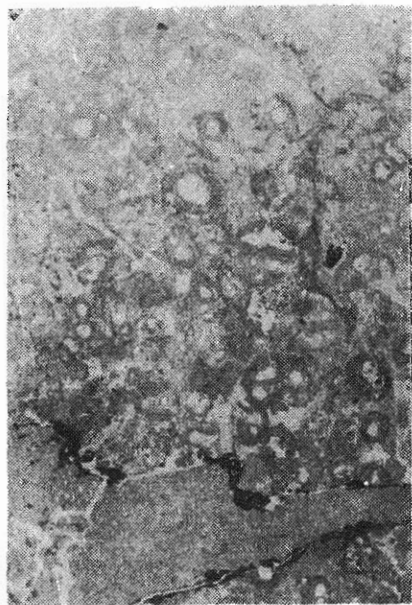


Fig. 9

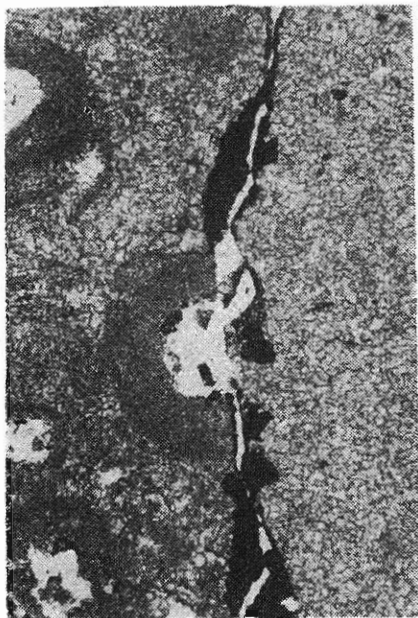


Fig. 10

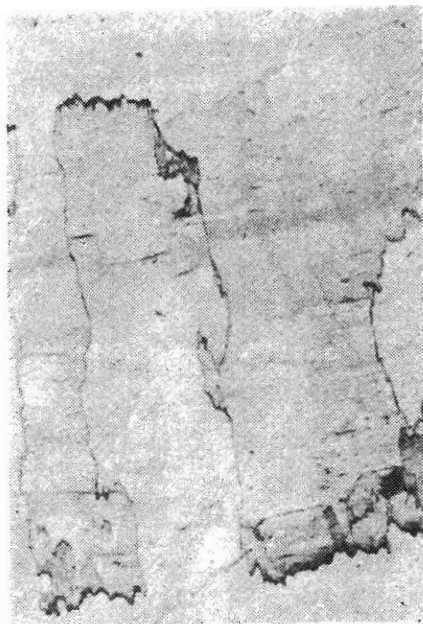


Fig. 11

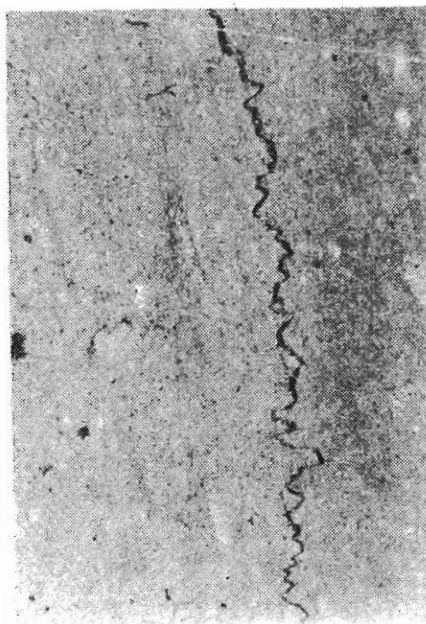


Fig. 12

TABLICA IV

- Fig. 13. Wapień szarobeżowy. Stylolit o budowie kolumnowej. Wypełnienie szwu stylolitowego stanowi fluoryt (F) i baryt (B). Kopalnia Polkowice, próbka PW-III; 3/5 naturalnej wielkości
Grey-beige limestone. Stylolite showing columnar structure. Stylolite suture filled in with fluorite (F) and barite (B). Mine "Polkowice", sample PW-III; 3/5 of natural size
- Fig. 14. Żyła gipsu (G) przecinająca szew stylolitowy. Wapień szarobeżowy, plamisty. Kopalnia Lubin, próbka H-20/25,8; pow. 2,5 ×
Gypsum vein (G) cutting the stylolite suture. Grey-beige limestone, spotted. Mine "Lubin", sample H-20/25,8; enl. × 2,5
- Fig. 15. Wapień szarobeżowy. Sliksolit przecina poziomy szew stylolitowy. Kopalnia Polkowice, przekop transp. T-332
Grey-beige limestone. Slickolite cuts the horizontal stylolite suture. Mine "Polkowice", haulage drift T-332
- Fig. 16. Zmarszczkowanie powierzchni sliksolitu. Kopalnia Polkowice, próbka H-18/1; pow. 1,5 ×
Crenulations on the slickolite surface. Mine "Polkowice", sample H-18/1; enl. × 1,5

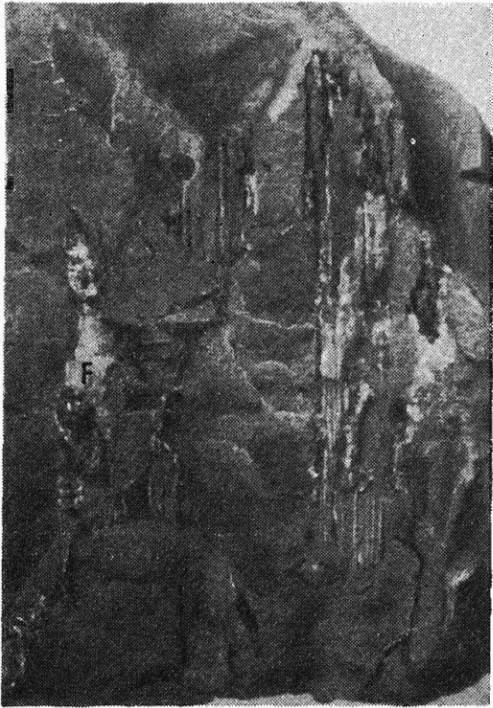


Fig. 13

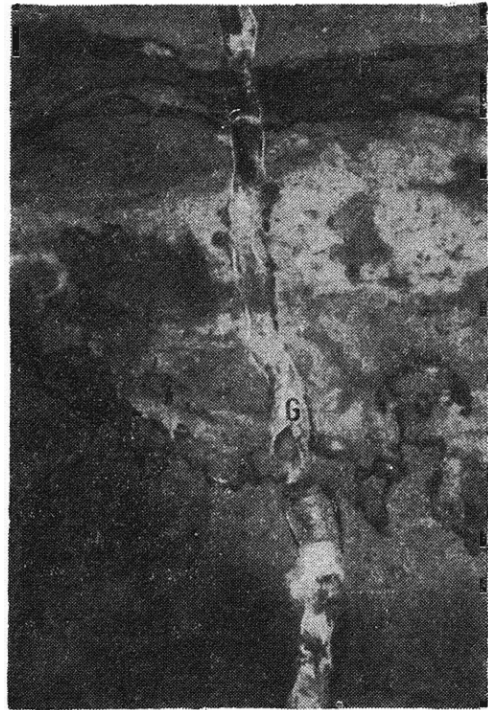


Fig. 14



Fig. 15



Fig. 16