

STANISŁAW DŻUŁYŃSKI, CZESŁAW ŻAK

ŚRODOWISKO SEDYMENTACYJNE PIASKOWCÓW KAMBRYJSKICH Z WIŚNIÓWKI I ICH STOSUNEK DO FACJI FLISZOWEJ

(Tabl. XXI—XXVI i 2 fig.)

*Sedimentary environment of the Cambrian quartzites in the
Holy Cross Mts. (Central Poland) and their relationship to the
Flysch facies*

(Pl. XXI—XXVI and 2 fig.)

Streszczenie. W pracy niniejszej przedstawiono próbę porównania kambryjskiej serii kwarcytowej Gór Świętokrzyskich z facją fliszową.

Autorzy podkreślają różnice między fliszem a serią kwarcytową.

Piaskowce kwarcytowe z Góry Wiśniówki koło Kielc to drobny wycinek rozprzestrzenionych w kambrze Łysogórskim utworów kwarcytowych. J. Czarnocki (1957) zaliczył piaskowce z Wiśniówki do środkowego kambru i ten pogląd przyjęty jest w literaturze. We wschodniej połaci pasma Łysogórskiego podobne zespoły kwarcytowe są zdaniem J. Samsonowicza (1920, 1931, 1956) wieku górnokambryjskiego¹ i do nich nawiązujemy z wnioskami wyprowadzonymi z badań nad serią z Wiśniówki.

Struktury, które opisujemy w niniejszej pracy, nie były wprawdzie przedmiotem szczegółowych badań Czarnockiego i Samsonowicza, lecz wzmianki o ich występowaniu znajdują się w pracach obu wymienionych autorów. Na podstawie tych struktur zarówno Czarnocki, jak Samsonowicz doszli do wniosku, że piaskowce kwarcytowe w paśmie Łysogórskim są osadem morza bardzo płytkiego, którego dno znajdowało się powyżej podstawy falowania. Pogląd ten w całości znajdzie potwierdzenie w niniejszej pracy.

¹ Prof. Samsonowicz uważał piaskowce z Wiśniówki za niższe ogniwo górnego kambru, poglądu tego na piśmie jednakowoż nie wyraził.

Petrografia piaskowców z Wiśniówki była ostatnio przedmiotem badań Skórskiej (1958) i Czermińskiego (1959). Prace obojga wymienionych, a także i dawniejszych autorów (Radziszewski 1928, Morawiecki 1928) dają obraz budowy petrograficznej piaskowców kwarcytowych, który jest podstawą niektórych rozważań w niniejszej pracy.

TYPY STRUKTURALNE ŁAWIC W PIASKOWCACH Z WIŚNIÓWKI

Wśród piaskowców z Wiśniówki wyróżniamy następujące rodzaje:

1) Piaskowce cienko- i średnioławicowe (3—30 cm)¹ o drobnym warstwowaniu przekątnym.

2) Piaskowce gruboławicowe (30—100 cm i więcej) pozbawione wyraźnej struktury wewnętrznej o nierównych powierzchniach stropowych.

3) Piaskowce o strukturach osuwiskowych.

Każdy z wymienionych typów wiąże się z odrębnym sposobem transportu i osadzania.

1. Piaskowce cienko- i średnioławicowe

Uwarstwienie przekątne jest w tych piaskowcach związane bezpośrednio z liniowymi lub językowatymi pręgami na powierzchniach stropowych. Piaskowce takie były zatem osadzane przez prądy przenoszące materiał klastyczny w fazie „transportu rytmicznego” (transport in ripples — Gilbert 1914)².

2. Piaskowce gruboławicowe

Piaskowce gruboławicowe są często pozbawione wyraźnych struktur wewnętrznych. W jednorodnej masie tkwią nieraz płyty i fragmenty łupków wydartych z podłoża, ułożone płasko w pobliżu powierzchni spa-

¹ Podział na miąższości przyjęto wg Ingrama 1954.

² W naszych rozważaniach opieramy się na zależności między rodzajem transportu materiału klastycznego a prędkością prądu. W miarę wzrostu prędkości zbiorowy transport materiału klastycznego przechodzi przez cztery fazy rozdzielone tak zwanymi punktami krytycznymi (por. Gilbert 1914 Mc Dougal 1933, Menard 1950, Nevin 1950).

Dla faz tych wprowadzamy następujące nazwy, które podajemy w takiej kolejności, w jakiej te fazy po sobie następują: 1) „first smooth phase” (Gilbert 1914) — „faza transportu gładkiego”; 2) „transport in ripples” — „faza transportu rytmicznego” (zgodnie z ujęciem Hjulstroma 1934—35 „rhythmic transportation”); 3) — „second smooth phase” — „faza micenia”; 4) — „anti-dune phase” (Gilbert) „regressive sand wave phase” (Bucher 1919) — faza fal wstecznych.

Należy podkreślić, że punkty krytyczne są nie tylko funkcją prędkości prądu, lecz zależą także od wielu innych czynników jak np. rodzaj, kształt i wielkość ziarn, ilość składników ilastych, rodzaj prądu itp. (por. Wright 1936, Menard 1950).

gowych. Powierzchnie ławic, zwłaszcza stropowe są pofalowane i nierówne. Dają się na nich zauważyć płaskie garby, których odprądowe strony są rozcięte nieregularnymi lub nieckowatymi rozmyciami. Wielkość rozmyć jest zwykle wprost proporcjonalna do miąższości ławicy. W rzadkich przypadkach może się zarysować słaba laminacja równoległa do powierzchni garbów i nasuwająca porównanie z wielkorozmiarowymi pręgami lub wydmami podwodnymi (megaripples). Częściej jednak wewnętrzne powierzchnie depozycyjne — o ile istnieją — są ścięte nierównościami stropu ławicy.

Przypuszczamy, że ławice o tych właściwościach są dziełem gwałtownych prądów burzowych, których prędkość przekraczała II i III punkt krytyczny. Pogląd ten w dalszej części tej pracy będziemy się starali uzasadnić.

Prądy osadzające ławice (1) i (2) aczkolwiek różniące się natężeniem były najwidoczniej prądami o dużych wskaźnikach płynności (fluidity index)¹, co wyraża się brakiem lub ubóstwem spoiwa detrytycznego w piaskowcach kambryjskich (por. fot. płytek cienkich w pracy Skórskiej (1958)).

3. Ławice o strukturze osuwiskowej

Ławice osuwiskowe są rzadkie. Odznaczają się obecnością znamienych sfałdowań w spągu, które nazywać będziemy „zamięciami osuwiskowymi”. W rzadkich przypadkach dochodziło do rozrywania ławic i tworzenia się toczenców. Powierzchnie spągowe ławic osuwiskowych mają niekiedy zagadkowe rowki i grzbieciki przypominające ślady ześlizgów (Tabl. XXVI fig. 1; slide-marks K u e n e n & S a n d e r s 1956, K u e n e n 1957).

Ławice osuwiskowe są jedynymi ławicami wśród piaskowców z Wiśniówki, które noszą znamiona grawitacyjnych ruchów masowych na dnie. Pozostałe ławice związane są z prądami wzbudzonymi przez wiatry i przyływy.

Drobne warstwy piaskowcowe w łupkach (fig. 2)

Drobne warstewki piaskowcowe w formie płaskich wyklinowujących się soczew są również przekątnie warstwowane. Ponieważ ławiczki takie są zanieczyszczone iłami, a zatem były pierwotnie dość plastyczne, widzimy w nich miniaturowe sfałdowania, na które złożyło się grzeźnięcie w miękkim podłożu i napór prądu na drobne struktury depozycyjne jak np. pręgi. W całości struktury te odpowiadają „sandstone flow casts” (S h r o c k 1948, p. 157).

¹ „fluidity index” prądu wyraża się stosunkiem objętościowym detrytycznych ziarn do detrytycznego spoiwa (tła) Por. Pettijohn 1957.

RYSY STRUKTURALNE POWIERZCHNI STROPOWYCH I SPĄGOWYCH

Na powierzchniach ławic widzimy struktury depozycyjne związane z budującym oddziaływaniem prądu, duże formy erozyjne i wreszcie formy, które określać będziemy jako hieroglify.

Struktury depozycyjne

Linie przyrostowe przekątnego warstwowania

Nazwę linie przyrostowe przekątnego warstwowania wprowadzamy dla linii intersekcyjnych skośnych warstwek odprądowych (foreset laminae) z powierzchnią ławicy. Gdy linie owe mają postać łuków, nazywać je będziemy „łukami przyrostowymi” (Schragschichtungsbögen — Gurich 1933, „rib-and-furrow structure” — Stokes 1953).

Na spągu łuki przyrostowe układają się w rzędy i wypukłością zwracają się w kierunku, skąd płynął prąd (fig. 1a). Ich obecność, jak wiemy, świadczy o tym, że w pierwszym etapie narastania pokrywy piasku na

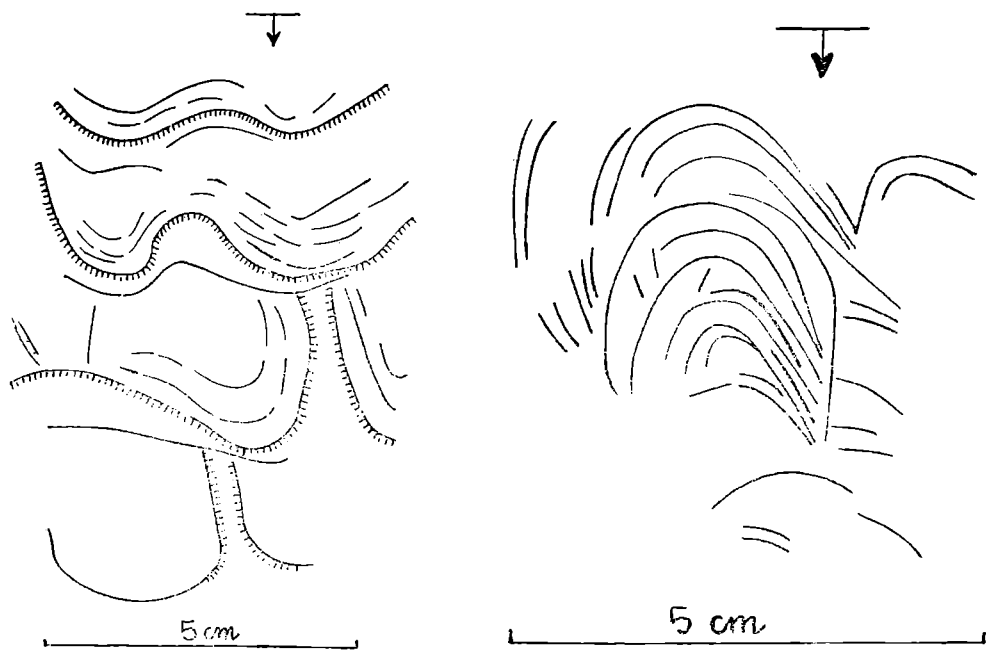


Fig. 1. a — Łuki przyrostowe przekątnego warstwowania na spągu ławicy. Strzałka wyznacza kierunek prądu; b — linie przyrostowe przekątnego warstwowania na stropie tej samej ławicy. Linie zakreskowane wyznaczają zarysy pręg językowatych. Strzałka podaje kierunek prądu (por. tabl. XXIII, fig. 2)

Fig. 1. a — Arcuate intersection lines of foreset laminae („rib-and-furrow” structures) on the bottom surface; b — intersection lines of cross-strata on the top surface of the same specimen as in (a) Hatched lines show the crests of linguloid ripples (see also Pl. XXIII, Fig. 2). Arrows in both pictures indicate the direction of current

dnie ilastym tworzyło się pole mikro-barchanów (por D ż u ł y ń s k i & Ś l a c z k a 1958).

Na stropie przebieg linii przyrostowych bywa falisty. W przypadku wyraźnie zarysowujących się pręg językowatych łuki są wydłużone w kierunku płynięcia prądu i w tym samym kierunku zwrócone wypukłością (fig. 1 b).

W piaskowcach z Wiśniówki linie przyrostowe zaznaczają się wyraźnie dzięki temu, że skośne laminy odprądowe są kolejno raz uboższe, a raz bogatsze w muskowitz. Bogatsze w mikę warstewki dają w swojej intersekcji ze spągami srebrzyste i migocące w świetle łuki. Struktury są często podkreślone grzęźnięciem w niegdyś miękkim mule dennym warstewek uboższych w mikę i zbudowanych głównie z ziarn kwarcu (pogrzęźnięte łuki przyrostowe).

Pręgi linijne (linear ripplemarks)¹

Tabl. XXII fig. 1

Cienkoławicowe piaskowce z zasady mają na swoich powierzchniach stropowych asymetryczne lub symetryczne pręgi linijne o wysokich wskaźnikach od 10 do 14². Roztęp pręg waha się w granicach od 3 do 6 cm, przeciętna zaś wysokość wynosi około 0,5 cm. Grzbiety pręg są zwykle zaokrąglone, czasem spłaszczone.

Pręgi linijne w piaskowcach kambryjskich są przypuszczalnie w równej mierze dziełem fal jak i prądów, choć rozróżnienie ich pod tym względem jest niemożliwe w praktyce. Wiadomo bowiem, że pręgi prądowe mogą być symetryczne (E v a n s 1941) falowe zaś także i asymetryczne (v a n S t r a a t e n 1953).

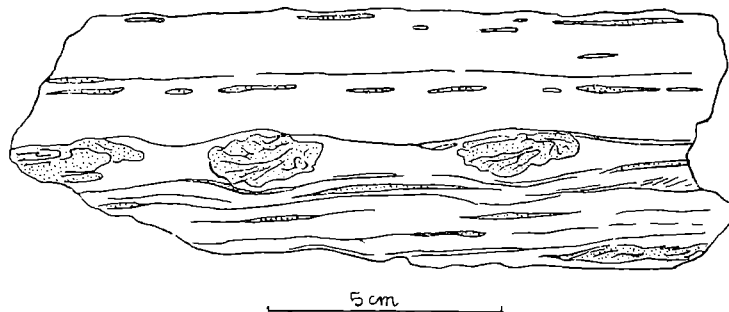


Fig. 2. Pogręźnięte i zniekształcone odosobnione pręgi wśród wkładek ciemnych ilów

Fig. 2. Loadcasted and plastically deformed incomplete ripple ridges or sandstone flow casts in the meaning of Shrock 1948

¹ Zachowujemy dotychczasową nazwę „pręga” z pominięciem określenia „falista” dla wszystkich form nazywanych niekiedy riplemarkami.

² Wskaźnik — stosunek rozstępu do amplitudy.

Pręgi językowane (linguloid ripples — Bucher 1919)

Równie częstą formą pręg są nieregularne wałki, przybierające niekiedy kształt wydłużonych językowatych struktur (tabl. XXIII fig. 1, 2). Łukowo wygięty i wyniesiony brzeg tych pręg zwrócony jest wypukłością w kierunku płynięcia prądu. Pręgi językowane są typowymi strukturami depozycyjnymi prądów dość szybkich. Kształtem mogą przypominać „Gefliessmarken” Richtera (1935), lecz geneza tych ostatnich jest inna.

Zagadnienie zmiany w ułożeniu łuków przyrostowych na stropie w porównaniu ze spągami ławic

Różnica w ułożeniu łuków przyrostowych na stropie w porównaniu ze spągami ławic jest jak się wydaje zjawiskiem powszechnym. Może wystąpić tam, gdzie tylko pojawią się łuki przyrostowe na spagu, a na stropie pręgi językowane. Może tak być niezależnie od środowiska sedymentacyjnego i bez względu na rodzaj prądu. Na przykład takie same różnice występują u niektórych piaskowców fliszowych (Dz u ł y ń s k i & Ś l a c z k a 1958).

Dokładny przebieg procesu, który prowadzi do zmiany, nie jest jeszcze poznany. W cienkich ławicach z pręgami językowatymi na stropie osie tych ostatnich często leżą na jednej płaszczyźnie z liniami, wzdłuż których schodzą się sąsiednie rzędy łuków na spagu ławic. Nasuwa to przypuszczenie, że zawiązki pręg językowatych tworzyły się w obniżeniach między mikrobarchanami pierwszej pokrywy piaskowej. W takich obniżeniach mogła nastąpić koncentracja linii prądowych i wzmożony transport ziarn, które następnie rozsypywały się wachlarzowo w zagłębienia znajdujące się w przedpolach mikrobarchanów¹.

Na niektórych przekrojach podłużnych widzimy, że ta warstwa piasku, która oddzielona jest od spagu warstwą już wcześniej osadzoną, ma w porównaniu z tą ostatnią powierzchnie odprądowe stromiej nachylone. Wzrost nachylenia powierzchni odprądowych oznacza zwykle zwolnienie prędkości przepływu (M c K e e 1953, 1957). Miało to zapewne miejsce i w przypadku omawianym z tym jednak, że objęło przypuszczalnie nie cały prąd, lecz jedynie jego strefę przydenną. Przyhamowanie prądu w strefie przydennej jest objawem nieodłącznie towarzyszącym zbiorowemu transportowi ziarn, gdy dno zbiornika pokryje się pierwszą warstwą piasku. Jest ono wynikiem oporu, jaki stawiają prądowi wprowadzone w masowy ruch rytmiczny (rytmiczna saltacja) ziarna piasku (B a g n o l d 1954, 1956).

Czasami spiętrzające się warstewki odprądowe drugiej warstwy piasku są nawet odgięte w kierunku płynięcia prądu. Być może, że zjawisko to jest zaczątkowym i nie ukończonym objawem tych procesów, które

¹ Dokładne zbadanie tych zjawisk wymaga przede wszystkim wykonania szeregu cięć podłużnych i poprzecznych przez wybrane wycinki warstw, czego autorowi ze względów technicznych nie mogli dokonać.

w osadach zawierających większe ilości iłu prowadzą do wytworzenia się skorupowatości, czyli konwolutnego warstwowania.

Współwystępowanie pręg liniowych i językowatych na powierzchni ławic

Są ławice, których powierzchnie w całości pokryte są liniowymi pręgami. Na innych pręgi liniowe mogą przechodzić w językowate, przy czym te ostatnie nierzadko są ograniczone do pewnych obszarów, czasem pasów. Zjawiska tego rodzaju, powszechne zresztą we współczesnych płytkowodnych osadach, są przypuszczalnie wskaźnikiem płytkowodności środowiska.

Inne struktury depozycyjne w piaskowcach z Wiśniówki

Z innych ważniejszych struktur depozycyjnych w piaskowcach z Wiśniówki wymienić należy „smugi depozycyjne”¹ Ujawniają się one na powierzchniach spągowych pod postacią smug złożonych z materiału bogatszego w muskowitz. Wyjaśnienie takiego ułożenia dają doświadczenia Vanoniego (1946), który wykazał, że w pewnych warunkach osad jest przenoszony w smugach równoległych do kierunku płynięcia prądu.

WIELKOROZMIAROWE ROZMYCIA NA POWIERZCHNIACH ŁAWIC I ICH INTERPRETACJA

Nierówności w stropie gruboławicowych piaskowców przedstawiają się często jako niekowate rozmycia do 0,5 m głębokości na odprądowej stronie płaskich garbów. Kształt zagłębień bywa czasami podłużny, czasem nieregularny, często jednak zagłębienia te mają, jak wspominaliśmy, postać asymetrycznej niecki spływającej się stopniowo w kierunku prądu (tabl. XXI fig. 1, 2).

Jak wspominaliśmy, między wielkością tych form a miąższością ławic istnieje ta sama zależność, jaką wykrył M. Książkiewicz (1952) między rozmiarami hieroglifów prądowych (turboglifów) a miąższością ławic piaskowców fliszowych.

Z tej zależności wypływa wniosek, że rozmycia i nierówności w stropie ławic piaskowców z Wiśniówki są dziełem tego samego prądu, który osadził daną ławicę. Jest to tym bardziej uzasadnione, że nierówności wypełnia osad prądów o małej prędkości złożony z cienkich ławic przekątnie warstwowanych i przeławiconych łupkami.

¹ „graining in the line of current” (Sorby 1908), „Primäre parallel Gefüge” (Closs 1938), „current lineation” (Stockes 1947, Crowell 1955).

Zachowanie się owych nierówności i rozmyć świadczy ponadto o tym, że prąd, który je wywołał, ustał nagle i w końcowym etapie nie dochodziło do zatarcia struktur przez wypełnienie nierówności tym samym materiałem, jaki buduje ławice.

Obecność dużych nieraz fragmentów lub płatów łupków, wyrwanych najwidoczniej z podłoża i jednorodna często struktura piaskowców wskazuje na działanie prądów o dużej sile i prędkości. Prądy te naszym zdaniem weszły w tę fazę transportu, którą określa się mianem fazy „fal wstecznych” (anti-dune phase Gilbert 1911, regressive waves Bucher 1919).

W literaturze geologicznej jest zaledwie kilka pozycji na temat fal wstecznych w stanie kopalnym. Dotyczą one zresztą bądź pewnych rodzajów przekątnego warstwowania (Potter & Glass 1958), bądź struktur związanych z kształtem spągowej powierzchni ławic o przekątnym warstwowaniu (Lamont 1941, Shrock 1948). W tym ostatnim przypadku chodzi o struktury znane skądinąd pod nazwą „flame structures” (Walton 1956), których pochodzenie wyjaśnić można wciśkaniem się plastycznego łu w piasek podczas osadzania się ławicy (por. Kuenen & Menard 1951, Prentice 1956, Mellen 1956). W każdym bądź razie w przypadku interpretowanym jako wyraz fal wstecznych przez Lamonta (1941) nic nie wskazuje na to, że prąd deponujący wyszedł poza fazę „rytmicznego transportu” (movement in ripples) ujętą I i II punktem krytycznym w doświadczeniach Gilberta (1911).

W naszej interpretacji, żadna z cech znamienych dla gruboławicowych piaskowców sama w sobie nie jest strukturą fal wstecznych¹. Dopiero cały zespół cech, łącznie z zależnościami o których mówiliśmy, określa typ ławicy, która może być uważana za wynik prądu, który wszedł w fazę fal wstecznych.

Pochodzenie ławic tego rodzaju wśród piaskowców z Wiśniówki wiążemy z silnymi przelotnymi nawałnicami, które nawiedzały bardzo płytki basen sedymentacyjny piaskowców kwarcytowych. Jak wiadomo, nawałnice mogą ustawać równie nagle jak nagle się pojawiają. Nagłe ustanie gwałtownego wichru w strefach rozległych płycizn powoduje ze swej strony szybkie uspokojenie się morza, które tam, gdzie wody są głębokie, pozostawać może w wzburzonym stanie znacznie dłużej. W środowisku bardzo płytkim, a za takie uważamy to, w których powstawały piaskowce kwarcytowe, tarcie fal o dno prowadzi szybko do ustania ruchu, jak tylko zniknie bodziec mechaniczny, czyli w naszym przypadku działanie wichru. Nagłe ustanie ruchu prądu i falowania jest ze swej strony warunkiem niezbędnym dla zachowania się struktur odpowiadających fazie fal wstecznych. Słabe prądy wzbudzone zwyczajnymi wiatrami czy słabymi przypływami nie są już w stanie zniszczyć dużych struktur depozycyjnych lub erozyjnych utworzonych przez prądy gwałtowne, a co najwyżej pokryją nierówną powierzchnię dna drobnymi pręgami. Tego typu drobne formy depozycyjne nałożone na nierówności stropowej powierzchni są częste w piaskowcach, które omawiamy. Jeżeli po ustaniu huraganu dno znajdzie się w zasięgu prądów stosunkowo słabych,

¹ Por. van Straaten (1950, 1953).

a przynoszących bądź zawieszinę ilastą, bądź piasek, to przy stopniowym zapadaniu się dna warunki dla trwałego zachowania się struktur fal wstecznych zdają się być spełnione. Zaznaczyć wypada, że w środowisku rozległych pływów warunki te są bardziej sprzyjające niż w strefach wyjątkowo silnych przyływów, skąd znane są współczesne fale wsteczne (por. V. Cornish 1889, 1911, 1914).

HIEROGLIFY

Zespół hieroglifów w piaskowcach z Wiśniówki jest dość ubogi. Dotyczy to zwłaszcza hieroglifów nieorganicznych.

Hieroglify przeddepozycyjne (tabl. XXIV fig. 1, 2 3, tabl. XV, fig. 1)

Na uwagę zasługują dość liczne hieroglify organiczne, z których znaczna część jest z pewnością przeddepozycyjna. Odnosi się to szczególnie do form opisywanych pod nazwą „*Cruziana*”, których obecność w kambrze świętokrzyskim była już notowana przez Samsonowicza i Czarnockiego. Owe rozpowszechnione w utworach kambryjskich hieroglify (por. Walcott 1890, Holm 1887) są uważane za ślady pozostawione przez trylobity (Abel 1934).

Cały szereg innych hieroglifów organicznych w utworach z Wiśniówki da się również interpretować jako ślady trylobitów (*Crossochorda*, *Rusophycus*, *Diplichnites*). Ślady takie są zresztą bardzo różnorodne, co wpływa w pierwszym rzędzie ze sposobu życia i poruszania się trylobitów (Seilacher 1955, Fenton A1 i M. A. 1937).

Hieroglify mechaniczne związane z prądem

Zespół ten reprezentowany jest właściwie jedynie przez delikatne ślady wleczenia (drag striae) oraz drobne hieroglify uderzeniowe (prod-marks — Dżułyński & Książkiewicz & Kuenen 1959, Radomski 1958).

Hieroglify postdepozycyjne

1) Organiczne. Szereg śladów na spągu zaliczyć wypada do hieroglifów organicznych postdepozycyjnych. Są to przeważnie ślady żerowania robaków niezbyt zresztą częste. Zagadkową pozycję zajmują hieroglify przedstawione na tabl. XXV fig. 2, które niektórzy autorowie, niesłusznie zresztą, utożsamiają z odciskami kryształów lodu (por. Ruchin 1958 fig. 134), a które są pospolite w utworach kambryjskich. Przypominają one niepełne ślady wysychania (incomplete mud cracks — Fenton and Fenton (1937, 6), Shrock 1948) lub wypełnienie szczelin tworzących się pod wodą, których pochodzenie nie jest zresztą całkowicie wyświełone¹ (van Straaten 1954 a, b).

¹ „fissurae subaquaticae” (Richter 1941).

Fakt, że często tworzą one przypłaszczone wałeczki przyczepione zresztą lekko do powierzchni i osiągające największą grubość w środku, wskazywać może na organiczne pochodzenie. Zaostrzone czy krawędziste brzegi nie wykluczają takiej możliwości, ponieważ jeden z autorów obserwował we fliszu wałki o podobnych krawędziach i o wijącym się przebiegu, których organiczne pochodzenie mniej budzi wątpliwości.

2) Nieorganiczne. Należą tu w pierwszym rzędzie dość rzadkie zresztą w utworach z Wiśniówki struktury powstałe z grzeźnięcia osadu piaszczystego w miękkim plastycznym podkładzie, znane pod nazwą „load casts” (K u e n e n 1953), dla których proponujemy nazwę „grązy piaskowe”¹ lub „pograży piaskowe”. Podobnie jak w wielu przypadkach we fliszu grązy piaskowe rozwijają się zwykle na spiaszczonych łupkach.

Do omawianego zespołu należą również wspomniane już bruzdy i garbki przypominające ślady ześlizgów (tabl. XXVI fig. 1). Ich pochodzenie nie jest jeszcze zupełnie jasne, jako że znalezione zostały dotychczas w luźnych okazach. Wachlarzowe rozszerzanie się owych grzbiecików i zaokrąglone grzbiety wskazywałyby na możliwość jeszcze innej interpretacji. Tego rodzaju struktury mogłyby również powstać w wyniku marszczenia się osadu piaszczystego przy spęływaniu.

Powierzchnie spągowe i stropowe są często pokryte licznymi drobnymi zagłębieniami. Niektóre przypominają drobne kraterki, inne, aczkolwiek koliste, nie posiadają wyniesionego obrzeżenia. Formy te opisywane wielokrotnie są przypuszczalnie śladami wyciskania wody lub gazu z osadu. Tak też ostatnio interpretował omawiane struktury Prof. S a m s o n o w i c z, który w swych zbiorach miał duże kraterowe formy z porzrywaniem brzegami (wiadomość ustna).

Struktury przypominające ślady wysychania

Wśród luźnych ułamków skalnych zostały również znalezione struktury wyglądem zbliżone do wypełnień szczelin powstałych przy wysychaniu mułu. Niestety nie udało się autorom ustalić, czy istotnie formy te są śladami wysychania, czy też drobnymi żyłami piaskowcowymi, które niekiedy bardzo są do tych pierwszych podobne (por. S t. D ż u ł y ń s k i & A. R a d o m s k i 1957). Stąd też w naszej dyskusji nad środowiskiem sedymentacyjnym struktury te zostały pominięte.

KIERUNKI TRANSPORTU ZIARN PIASKU

Asymetryczne pręgi liniowe, pręgi językowate oraz łuki przyrostowe pozwoliły na ustalenie kierunków transportu ziarn. W piaskowcach

¹ Grąz — ęzu — w słownikach, Lindego 1848, str. 119 oraz Karłowicza, Kryńskiego i Niedźwieckiego = grzaskie błoto, topielisko, Gręzy — też fusy, ustoiny (Linde). Dla określenia tego rodzaju jak „load casted” można stosować nazwę „pogrzeźnięte -y-a, np. pogrzeźnięte ślady wleczenia (load-casted groove casts) itp.

z Wiśniówki zaznacza się duża zmienność kierunku transportu i prądów. Ta zmienność uwidacznia się niekiedy na jednej powierzchni stropowej, czego wymownym dowodem jest obecność pręg interferencyjnych (tabl. XXII fig. 2).

Mimo takiej zmienności istnieją wyraźnie uprzywilejowane kierunki płynięcia prądów. Wykres biegów asymetrycznych i symetrycznych pręg liniowych wskazuje, że większość z nich zawarta jest w przedziale 110 — 170°. Pręgi asymetryczne i językowate pozwalają ponadto na dokładne ustalenie kierunku transportu. Przeważający kierunek prądów był z południa i południowego zachodu. Mimo że prądy deponujące piasek nie były prądami zawieszinowymi, można na ich podstawie wnioskować o położeniu ładu, który dostarczał do zbiornika kambryjskiego materiału klastycznego. Większość prądów, jak wynika z wielu obserwacji, transportuje materiał od źródła w stronę pogłębiającego się zbiornika. Zatem źródłem dla materiału klastycznego piaskowców z Wiśniówki był ład położony gdzieś po południowej stronie dzisiejszych wychodni kambru, co całkowicie pokrywa się z wnioskami paleogeograficznymi Samsonowicza (1957) i Czarnockiego (1957 a, b).

ŚRODOWISKO SEDYMENTACYJNE PIASKOWCÓW Z WIŚNIÓWKI

Zarówno Czarnocki, jak Samsonowicz zgodnie podkreślali wybitnie płytkowodny charakter kwarcytowych osadów w kambrze świętokrzyskim. Pogląd ten znajduje pełne potwierdzenie we wszystkich właściwościach skał z Wiśniówki, które omawialiśmy. Rozwijając myśl wyżej wymienionych autorów możemy wyobrazić sobie środowisko sedymentacyjne piaskowców z Wiśniówki jako płytki i bardzo płytki zbiornik o głębokości miejscami zaledwie kilku czy kilkunastu metrów. Dla oceny płytkości zbiornika szczególnie ważne są ławice nieregularne o miąższościach ponad 0,5 m. Prądy, które je osadziły, niezależnie od ich genezy musiały być nadzwyczaj silne, a zarazem były prądami o małym wskaźniku płynności (fluidity index). Tego rodzaju prądy związane są ze środowiskiem bardzo płytkim, litoralnym i sublitoralnym.

Struktury depozycyjne, takie jak pręgi liniowe czy językowate, same w sobie nie są wprawdzie wskaźnikiem głębokości, jednak ich masowe występowanie również przemawia za płytkowodnością.

Dno zbiornika było przypuszczalnie prawie płaskie z nieznacznym pochyłem ku północy. Utwory osuwiskowe, nieliczne zresztą związane są z ławicami nawałnicowymi i przypuszczalnie były wynikiem krótkotrwałego „spontanicznego upłynnienia” (spontaneous liquefaction — Terragi 1947) luźno usypanych piasków. W następstwie takiego zjawiska osad denny pełznąć może po prawie płaskim dnie.

Nie przypuszczamy jednak, by piaskowce z Wiśniówki odpowiadały osadom plażowym, gdyż te ostatnie nie mają zwykle wyraźnego przelawiania się piaskowców z łupkami.

ZAGADNIENIE POCHODZENIA WARSTWOWANIA W PIASKOWCACH Z WIŚNIÓWKI

Znamienną właściwością utworów z Wiśniówki jest przekładanie się utworów ilastych i czystych kwarcowych piaskowców. Jak wiemy pochodzenie warstwowania jest zagadnieniem złożonym i może mieć wiele przyczyn. We fliszu, naprzemianległość piaskowców i łupków jest wynikiem powtarzających się nagłych aktów depozycyjnych przy udziale masowych ruchów grawitacyjnych, jak prądy zawieszinowe, spływy mułowe czy piaskowe i osuwiska.

Osad ilasty w utworach fliszowych był tym osadem, który najczęściej i najdłużej pokrywał dno morza. Piasek przynoszony gwałtownymi prądami zawieszinowymi lub podmorskimi zsuwami przykrywał dno zbiornika fliszowego na przeciąg krótkiego czasu i ustępował rychło powolnej sedymentacji łu.

W zbiorniku, w którym osadzały się piaskowce z Wiśniówki, dno było przypuszczalnie w takim samym stopniu ilaste co piaszczyste.

Jak wiadomo, wielu autorów dopatruje się przyczyn przeławicenia piaskowców z osadami ilastymi w powtarzających się po sobie ruchach dna czy zmianach w podstawie falowania. Zapewne zjawiska tego rodzaju mogły współdziałać w tworzeniu się warstwowania w piaskowcach kwarcytowych, lecz wyjaśnienie takie nie wydaje się prawdopodobne dla całości serii kwarcytowej.

Przyczyny warstwowania w serii kambryjskiej z Wiśniówki można się dopatrywać w tych samych czynnikach, które rządzą rozkładem prądów na współczesnych płycznach, takich jak np. platforma Florydzka czy Archipelag wysp Bahama, a mianowicie w zmiennym rozmieszczeniu mielizn, płaskich wysepek itp. (por. Ginsburg 1956). Mielizny takie w środowisku płytkim są nadzwyczaj nietrwałe. Silniejsze huragany i burze mogą spowodować bardzo daleko idące zmiany w ich rozmieszczeniu, a tym samym wywołać bardzo istotne zmiany w przebiegu prądów. Im płytsze jest środowisko, tym czulsze będzie ono na tego rodzaju zmiany i każda z nich odbije się w ten czy w inny sposób na wykształceniu osadu dennego. Obszary znajdujące się w „cieniu” nieraz odległych mielizn lub wysepek i chronione przed bezpośrednim wpływem prądu mogą dostać się w jego zasięg, gdy tylko zmieni się układ owych mielizn co w środowisku płytkim zdarza się często. Na to, by w miejscu, w którym dotąd gromadził się łu, nastąpiło osadzanie się piasku lub odwrotnie, warunki głębokościowe nie muszą zatem ulec zmianie.

PORÓWNANIE FLISZU Z UTWORAMI KWARCYTOWYMI KAMBRU

Naprzemianległość piaskowców i łupków w kwarcytowych utworach kambru nasunęła wielu autorom porównanie z fliszem. Kwarcyty kambryjskie a w tym utwory z Wiśniówki nazywano „fliszowatymi”. Przyczyniło się do tego również rozpowszechnione dawniej mniemanie o rzekomym bardzo płytkowodnym pochodzeniu utworów fliszowych, co, jak dziś wiemy, nie było uzasadnione.

W podanym niżej porównaniu utworów z Wiśniówki z fliszem rozpatrzemy oddzielnie cechy wspólne obu formacjom oraz te, którymi się różnią. Oprzemy się przy tym na zestawieniu własności znamiennej dla fliszu, który dla uproszczenia oznaczymy literą F. Litera W określać będzie utwory z Wiśniówki.

Różnice¹

- 1) F. — piaskowce słabo przesortowane zawierające znaczny odsetek składników ilastych. „Szarogłazy” w znaczeniu Pettijohna (1957).
W. — piaskowce na ogół czyste dobrze przesortowane. Niektóre składem odpowiadające „ortokwarcytom” (w znaczeniu Pettijohna l.c.).
- 2) F. — powierzchnie spągowe piaskowców ostro zarysowane, stropowe zaś na ogół słabo.
W. — zarówno spągowe, jak i stropowe powierzchnie wyraźnie i ostro zarysowane.
- 3) F. — powierzchnie spągowe pokryte licznymi hieroglifami organicznymi i nieorganicznymi.
W. — zespół hieroglifów nieorganicznych bardzo ubogi.
- 4) F. — piaskowce często mają uwarstwienie frakcjonalne, a drobnoziarniste odmiany warstwowanie konwolutne.
W. — warstwowanie frakcjonalnego lub konwolutnego nie stwierdzono.
- 5) F. — kierunkowe struktury sedymentacyjne wykazują często dużą stałość w obrębie jednej ławicy, a nawet w całej serii warstw.
W. — zmienność kierunków bardzo rozpowszechniona.
- 6) F. — nadzwyczajne ubóstwo pręg językowatych, linijne dotąd nie obserwowane na powierzchni stropowej.
W. — obydwie formy pospolite, linijne pręgi przeważające.
- 7) F. — ławice piaskowcowe mogą zachowywać jednakową miąższość na rozległych obszarach.
W. — ławice piaskowcowe często wyklinowują się i zmieniają swoją miąższość.
- 8) F. — nierówności w stropie ławic bardzo rzadkie.
W. — nierówności stropowe częste.
- 10) F. — pojawienie się ławic osuwiskowych na dużą skalę z materiałem przyniesionym nieraz z bardzo odległych miejsc.
W. — osuwiska lokalne na małą skalę.

Cechy wspólne obu formacjom

- 1 — naprzemianległość piaskowców i łupków,
- 2 — ubóstwo skamieniałości w piaskowcach,
- 3 — znaczne miąższości serii osadowych,

¹ Cechy charakterystyczne dla fliszu podano wg przygotowywanej pracy Dżułyńskiego i J.A. Smitha.

- 4 — brak wydatnej działalności wulkanicznej bezpośrednio związanej z osadzaniem się,
- 5 — brak biohermalnych i biostromalnych skał wapiennych.

Jak widzimy z powyższego zestawienia, przy paru wspólnych rysach między obydwoma formacjami zaznaczają się bardzo istotne różnice, które upoważniają do przeciwstawienia zespołu skał z Wiśniówki osadom fliszowym. To przeciwstawienie możemy rozciągnąć na te serie, które odpowiadają litologicznie piaskowcom z Wiśniówki, a które, zwłaszcza w górnym kambrze, są bardzo rozpowszechnione we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Nie uogólniamy naszych wniosków na utwory bardziej szarogłazowe dolnego lub środkowego kambru. Ich środowisko sedymentacyjne było przypuszczalnie odmienne od środowiska serii kwarcytowych z Wiśniówki i zapewne głębsze, jak to przypuszczali zresztą Czarnocki i Samsonowicz.

PORÓWNANIE FACJI FLISZOWEJ Z SERIĄ PIASKOWCÓW Z WIŚNIÓWKI

Zespół warstw z Wiśniówki jako facja sedymentacyjna jest wypadkową czynników fizycznych, chemicznych, biologicznych, diagenetycznych i tektonicznych. Wśród czynników fizycznych istotną rolę na ukształtowanie się facji odgrywa: obszar źródłowy materiałów klastycznych, sposób i środowisko transportu oraz środowisko sedymentacji (Sloss, Krumbein, Dapples 1949).

1. Obszar źródłowy

Obszar źródłowy piaskowców kwarcytowych był przypuszczalnie niskim łądem, który osiągnął wysoki stopień dojrzałości morfologicznej (Czarnocki 1957 a, b, Samsonowicz 1956). Brzegi owego łądu opadały prawdopodobnie bardzo łagodnie w kierunku zbiornika sedymentacyjnego piasków kwarcytowych. Wskazuje na to brak śladów poważniejszych grawitacyjnych ruchów masowych wśród osadów kwarcytowych.

Jakkolwiek zagadnienie charakteru obszarów źródłowych fliszu jest jeszcze problemem spornym (por. Dzułyński, Książkiewicz, Kuenen 1959, Kuenen 1958), istnieją dane, które wskazują na to, że obszary źródłowe fliszu były dźwigającymi się kordylierami o młodocianym krajobrazie i skłonach stromo opadających w kierunku dna zbiornika fliszowego (por. Książkiewicz 1958, Dzułyński, Słaczka 1958).

2. Sposób i środowisko transportu

Transport osadu w środowisku piaskowców z Wiśniówki odbywał się głównie za pośrednictwem prądów związanych z normalną cyrkulacją wód, za pośrednictwem prądów wzbudzanych wiatrami i przyptywami.

Transport w środowisku fliszowym odbywał się głównie na drodze masowych ruchów grawitacyjnych jak prądy zawieszinowe, spływy piaskowe i mułowe, osuwiska. Te ostatnie często przeistaczały się w olbrzymie lawiny podmorskie.

3. Środowisko sedymentacyjne

Środowisko sedymentacyjne piaskowców z Wiśniówki to zbiornik płytki i bardzo płytki, którego dno znajdowało się przeważnie powyżej podstawy falowania. Z pewnymi wyjątkami zbiornik jako całość dobrze przewietrzany.

Środowisko sedymentacyjne fliszu było zbiornikiem głębokim, którego dno znajdowało się stale niżej podstawy falowania w warunkach często redukcyjnych.

Zagadnienie czynników chemicznych i biologicznych jest już problemem bardzo złożonym i nie mieści się w ramach niniejszej rozprawy. Ponadto zagadnienia te, jeśli chodzi o flisz, są zaledwie w fazie początkowych badań (zwłaszcza paleoekologia fliszu), problem zaś w odniesieniu do kwarcytów można uważać za całkowicie otwarty.

UWAGI KOŃCOWE

Seria kwarcytowa z Wiśniówki przedstawia pewien etap w rozwoju geosynkliny świętokrzyskiej, etap niefliszowy.

Prof. S a m s o n o w i c z (1956) określił kambryjską geosynklinę Gór Świętokrzyskich jako „miogeosynklinę” w znaczeniu, w jakim pojęcie to rozumieją geologowie amerykańscy (por. K a y 1951). Istotnie, kambr świętokrzyski ma wspólne cechy z niektórymi utworami miogeosynkliny Gór Skalistych. Należy podkreślić, że utwory miogeosynkliny nie są fliszem. Ten ostatni to swoista facja geosynklinalna, którą przeciwstawić musimy zarówno utworom mio-, jak i eu-geosynkliny. Czy geosynklina świętokrzyska, a w szczególności geosynklina sandomirudzka Gór Świętokrzyskich weszła w ciąg swego rozwoju w stadium fliszowe, okażą przyszłe badania.

W zakończeniu tej pracy chcielibyśmy wyrazić nasze podziękowanie panu prof. M. Książkiewiczowi za życzliwe i cenne uwagi oraz kolegom, zwłaszcza mgrowi St. Gąsiorowskiemu za dyskusję.

*Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna
Polskiej Akademii Nauk
w Krakowie*

*Instytut Geologiczny
Świętokrzyska Stacja Terenowa
w Kielcach*

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

1. Abel O. (1935), *Vortzeitliche Lebensspuren* G. Fisher Jena.
2. Bagnold R.A. (1954), *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen & Co LTD, London.
3. Bagnold R.A. (1956), The flow of cohesionless grains in fluid. *Phil. Trans. Roy. Soc., London, Ser. A CCXLIX*, 235—292.
4. Bucher W.H. (1919), On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation. *Am. Journ. of Sc., Ser. 4, vol. 47*, 149—210.
5. Cloos H (1938), Primäre Richtungen in Sedimenten der Rheinischen Goesyneklina. *Geol. Rund., Bd. 29*, 355—367.
6. Cornish V. (1899), On kumatology. *Geogr. Journ.*, vol. 13, 624.
7. Cornish V. (1901), On sand waves in tidal currents. *Geogr. Journ.*, vol. 13, 170—202.
8. Cornish V. (1914), *Waves of sand and snow*. Fisher Univ. London.
9. Crowell J.C. (1955), Directional current structures from the Prealpine flysch Switzerland. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 66, 1351—1384.
10. Czarnocki J. (1957), Geologia regionu łysogórskiego (Geology of the Łysogóry Region), *Prace I. G., t. XVIII* (English summary).
11. Czarnocki J. (1957), *Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich* (Stratigraphy and Tectonics of the Święty Krzyż Mts). *Prace I. G., t. XVIII* in Polish, English summary.
12. Czarnocki J. (1957), Surowce Skalne (Rock Raw Materials), *Prace I. G.*, 163—167 in Polish, English summary.
13. Czerwiński J. (1959), *Petrografia piaskowców z Dużej Wiśniówki* (Petrography of quartzitic sandstones of Middle Cambrian of Duża Wiśniówka), in Polish, English summary, *Kwartalnik Geologiczny, t. 4*, 676—688.
14. Dapples E.C., Rominger J.F. (1945), Orientation analysis of fine-grained clastic sediments. *Journ of Geol.*, vol. 53, 246—261.
15. Dżułyński St., Radomski A. (1956), Zagadnienie żył klastycznych w osadach fliszowych na tle sedimentacji fliszu (Clastic dikes in the Carpathian Flysch), *Ann. Soc. Geol. de Pologne, t. XXVI*, 225—236 in Polish and English.
16. Dżułyński St. Ślaczka A. (1958), Directional Structure and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian Flysch) *Rocznik PTG., Ann. Soc. Geol. de Pologne*, 205—255.
17. Dżułyński St., Książkiewicz M. Kuenen Ph.H. (1959), Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mts. *Bull. Geol. Soc. of Am.*, vol. 70, 1089—1118.
18. Dżułyński St., J.E. Sanders (in press), Markings on firm lutite substratum.
19. Evans O.F. (1941), The classification of wave-formed ripple marks. *Jorn. Sed. Petr.*, vol. 11, 37—41.
20. Evans O.F. (1949), Ripple marks as an aid in determining depositional environment. *ibid*, vol. 19, 82—86.
21. Fenton C.L., Fenton M.A. (1937), Trilobite nests and seeding furrows. *Am. Midland Naturalist*, vol. 18, 446—495.
22. Fenton C.L., Fenton M.A. (1937), Belt series of the North, Stratigraphy, Sedimentation and Paleontology. *Bull. Geol. Soc. of Am.*, vol. 48, 1873—19970.

23. Gilbert G.K. (1914), The transportation of debris by running water. *U.S. Geological Survey Prof. Pap.*, 86.
24. Ginsburg R.N. (1956), Environmental relationship of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments. *Am. Ass. of Petr. Geol.*, vol. 40, No 10, 2384—2427.
25. Gurich G. (1933), Schrägschichtungsbogen und zapfenartige Fließwulste im Flagstone von Pretoria. *Z. d. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 85, 652—663.
26. Hjulstrom F. (1934—35), Studies of the morphological activity of rivers. *Bull. Geol. Inst. of the Univ. of Upsala*, vol. XXV.
27. Holm G. (1887), Om forakomsten of en Cruziana in ofversta i Ostergotland. *Geol. Foren. Forsh.*, Stockholm nb. 9, 411—412.
28. Ingram R.L. (1954), Terminology used for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks, *Bull. Geol. Soc. of Am.*, vol. 65, 937—938.
29. Inman D.G. (1949), Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. *Jour. Sed. Petr.*, vol. 19, No 2, 51—70.
30. Kay M. (1951), North American Geosynclines. *Geol. Soc. Am. Mem.* 48.
31. Książkiewicz M. (1952), Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch), *Rocznik PTG., Ann. Soc. Geol. Pologne*, vol XXII, 399—449.
32. Książkiewicz M. (1958), Sedimentation in the Carpathian Flysch Sea. *Geol. Rund.*, Bd 47, 418—425.
33. Kuenen Ph. H., Menard H.W. (1952), Turbidity currents, graded and non-graded deposits, *Journ Sed. Petr.*, vol. 22, 83—96.
34. Kuenen Ph.H., Sanders J.E. (1956), Sedimentation phenomena in Kulm and Flotzleeres Graywackes, Sauerland and Oberhartz Germany, *Am. J. of Sc.*, vol. 254, 649, 671.
35. Kuenen Ph.H. (1957), Sole markings of graded graywacke beds, *Journ. of Geol.*, vol. 65, No 3, 231—337.
36. Kuenen Ph.H. (1958), Problems concerning source and transportation of flysch sediments. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 20, 329—339.
37. Lamont A. (1941), Irish submarine disturbances. *The Quarry Managers Journ.*, vol. XXIV, 123—127, 150—151.
38. Lamont A. Slow anti-dunes and flow-marks, *Geol. Mag.* 472—480.
39. Mc Dougal C.H. (1933), Bed sediment transportation in open channels. *Trans. Am. Geoph. Union*, 491—494.
40. Mellen J. (1956), Pre-Cambrian Sedimentation in the Northeast part of Cohuta Mountain Quadrangle—Georgia, *Georgia Mineral Newsletter*, vol. IX No 2, 46—60.
41. Menard H.W. (1950), Sediment movement in relation to current velocity. *Journ. Sed. Petr.*, vol. 20 No 3, 148—160.
42. Menard W.H. (1950), Current-ripple profiles and their development. *Jour. of Geol.*, vol. 58, 152—153.
43. McKee (1953), Report on Studies of Stratification in modern sediments and in laboratory experiments. *University of Arizona*.
44. McKee (1957), Flume experiments of the production of stratification and cross-stratification. *Journ. Sed. Petr.*, vol. 27. No 2, 129—134.
45. McKee (1959), Storm sediments on a Pacific atoll. *Journ. Sed. Petr.*, vol. 29 No 3, 354—364.

46. Morawiecki A. (1928), Przyczynek do znajomości kwarcytów łysogórskich (Contribution à la connaissance des quartzites des Łysogóry (Massif de S-te Croix), *Archiwum Mineralogiczne*, vol. VIII, 114—118.
47. Newin Ch. (1946), Competency of moving water to transport debris *Bull. Geol. Soc. of Am.*, vol. 57, 651—674.
48. Nowak J. (1928), *Zarys tektoniki Polski*, Kraków.
49. Pettijohn F.J. (1957), *Sedimentary rocks* (second edition) *Harper-Brothers*, New York.
50. Potter P.E., Glass H.D. (1958), Petrology and sedimentation of the Pennsylvanian Sediments in Southern Illinois, a vertical profile. Ill. *State Geol. Survey Rep. of Invest.*, 204.
51. Prentice J.E. (1956), The interpretation of flow markings and load casts, *Geol. Mag.*, vol. 93, 393—399.
52. Radomski A. (1958), Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (Sedimentary characteristic of the Podhale Flysch (in Polish, English summary)), *Acta Geol. Polonica*, vol. VIII/3.
53. Radziszewski P. (1928), Przyczynek do petrografii dolnego kambriu we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Contribution à la pétrographie du Cambrien inferieure dans la partie orientale du Massif de Ste Croix — Pologne Centrale), *Bull. Serv. Geol. Pol.*, vol. IV livr. 3—4, 500—532.
54. Richter R. (1935), Marken und Spuren im Hunsruck-Schiefer *Senckenbergiana* Bd. 17 No 5/6, 244—264.
55. Richter R. (1941), Risse durch Innenschumpfung und Risse durch Lufttrocknung. *ibid.* Bd. 23.
56. Roniewicz P. (1959), Zmarszczki i pręgi jako wskaźnik środowiska sedymentacji, *Kosmos B.*, zes. 19, 239—245.
57. Ruchin L.B. (1958), Grundzüge der Lithologie, *Akademie Verlag* Berlin (tłum. z rosyjskiego).
58. Samsonowicz J. (1920), O stratygrafii kambriu i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur la stratigraphie du Cambrien et de l'Ordovicien dans la partie orientale des montagnes de Święty Krzyż (Sainte Croix) Pologne Centrale. (in Polish, French summary)), *Spraw. P.I.G., Bull. Serv. Geol. Pol.*, vol. 1, 53—68.
59. Samsonowicz (1934), Objaśnienie do arkusza Opatów. *P.I.G.*, Warszawa.
60. Samsonowicz J. (1956), Cambrian Paleogeography and the Base of the Cambrian System in Poland. XX Int. Geol. Congr. vol. I, 127—160.
61. Schindewolf O.H., Seilacher A. (1955), Beiträge zur Kenntniss des Kambriums in der Salt Range (Pakistan), *Abh. d. Akad. d. Wiss. u. Lit. Naturwiss. Kl.*, No 10, Wiesbaden.
62. Shrock R.R. (1948), *Sequence in layered rocks*. New York McGraw-Hill.
63. Skórska A. (1958), O strukturze środkowo-kambryjskich kwarcytów z Wiśniówki (De la structure des quartzites du Cambrien moyen de Wiśniówka), *Rocznik P.T.G., Ann. Soc. Geol. d. Pologne*, t. 23, 260—285 (in Polish, French summary).
64. Sloss L.L., Krumbain W.C., Dapples E.C. (1949), Integrated facies analysis, *Geol. Soc. of Am. Mem.* 39, 91—124.
65. Stockes W.L. (1947), Primary lineation in fluvial sandstones a criterion of current direction, *Jour. of Geol.*, vol. 45, 52—54.
66. Straaten van, L.M.J.U. (1950), Wadensympson, *Tijdschrift Koninkl. Ned. Ardjsk. Genootshap*.

67. Straaten van, L.M.J.U. (1953), Megaripples in the Dutch Waaden Sea and in the Basin of Arcachon (France) *Geol. en Minb.*, vol. 15, No 1, 1—11.
68. Straaten van, L.M.J.U. (1954a), Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psamites du Condroz (Devonian) *ibid.*, vol. 16, No 2, 25—47.
69. Straaten van, L.M.J.U. (1954b), Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands, *Leidse Geol. Med.*, vol. XIX.
70. Terzaghi K. (1947), Varieties of submarine failures. 8 *Texas Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Proceedings — Special Publ.* 29.
71. Vanoni V.A. (1946), Transportation of suspended sediments by water. Am. Soc. of Civil Engineers, *Transactions*, Pap. No 2267.
72. Walcott Ch.D. (1888—89), The fauna of the Lower Cambrian or Olenellus Zone. *U.S. Geol. Survey*, 10 Ann. Rep. Part I, 515—658.
73. Walton E.K. (1956), Limitations of graded bedding and alternation criteria of Upawad Sequence in the rocks of the Southern Upland. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, vol. XVI, 262—271.
74. Wright Ch. A. (1936), Experimental study of the scour of a sandy river by clear and muddy water. *Journ. of Research Bureau of Standards*, vol. 17, 196.

SUMMARY

Abstract: This paper is presented in an effort to compare the Cambrian quartzites of the Holy Cross Mts. (Central Poland) with the flysch facies. Significant differences between flysch and quartzitic series are pointed out and essentials of the sedimentary structures exhibited by the quartzites discussed. It is inferred that some quartzite beds represent storm deposits and correspond to the anti-dune phase of transportation.

INTRODUCTION

The Cambrian quartzites in the Northern Range (Łysa Góra Range) of the Holy Cross Mts. are well exposed in two quarries on the slopes of Wiśniówka Hill, north of Kielce. A precise determination of the age of these strata is still a matter of indirect inferences only. Czarnocki (1957) assigned the quartzites of Wiśniówka Hill to the Middle Cambrian. It should be noted, however, that while these quartzites differ in many ways from the Middle Cambrian rocks exposed farther to the East, they show striking similarities in comparison with the Upper Cambrian quartzites described by Samsonowicz (1931, 1955) in that area. These latter, however, furnished a few diagnostic fossils while the series from Wiśniówka Hill has yielded none.

Skórska (1958) and Czermiński (1959) have recently described the petrography of the Wiśniówka quartzites and shown that these rocks consist of closely packed quartz grains cemented by secondary silica. Graphical presentations of the size frequency distribution, by Skórska (1958) indicate that the quartzites are well sorted the dominant size grade being that of 0,1—0,05 mm.

In places small pebbles are present in a mass of a fine-grained sandstone. The heavy mineral assemblage is rather restricted, rounded grains of zircon and tourmaline being the most common constituents.

The sedimentary structures of the quartzites have engaged the attention of geologists but no detailed investigations have been conducted on an extended scale. Earlier reports and papers on stratigraphy and paleogeography of the Cambrian rocks have mentioned the presence of such structures as linear ripples, pit and mound structures etc. which provided a part of the evidence upon which Samsónowicz (1920, 1934, 1955) and Czarnocki (1957) have based their interpretation of the sedimentary environment of the quartzites. Both authors considered the Cambrian quartzites to be of very shallow-water origin. Our observations are in accord with this interpretation.

STRUCTURAL TYPES OF QUARTZITIC SANDSTONES OF THE WIŚNIÓWKA SERIES

The following types of beds may be distinguished in the series discussed:

- 1) Thin- and medium-bedded sandstones showing small-scale cross-stratification and ripples.
- 2) Massive, thick-bedded sandstones, homogeneous or cross-bedded on a large scale, with uneven top surfaces.
- 3) Sandstone beds showing slump structures.

Thin- and medium bedded sandstones

The top surfaces of thin- and medium-bedded sandstones are dominated by symmetrical and asymmetrical linear ripples with rounded crests and high indices. Irregular and linguloid ripples are also common. The cross-stratification in these sandstones is closely related to the ripples. The differences between the foreset laminae varying in abundance of mica, often find expression on the bottom surfaces of beds in a pattern of successive arcuate bands of „Schrägschichtungsbögen” (Gurich 1933) or „rib-and-furrow” structures (Stockes 1953 — after Pettijohn 1957). These arcuate bands result from intersection of foreset laminae with the bedding plane and in fact represent only a special case of intersection lines of depositional structures. Depending upon the character of flow, such lines may run straight and transverse to the direction of current over a considerable distance. It should be noted that the „rib-and-furrow” structures on the soles of quartzitic sandstones are frequently accentuated by load-casting¹.

¹ The arcuate bands on the bottom surfaces are convex in the up-current direction and this phenomenon has a wide applicability as a criterion of current direction (see Dzułyński, Ślaczka 1958).

It is known that the pattern of arcuate bands on the soles of sandstone beds results from a field of miniature barchan-like dunelets which tend to develop upon a muddy bottom during the accumulation of the first sheet of sand.

As it is commonly the case with dunes in the air, the barchanoid forms under subaqueous conditions tend to disappear as soon as the bottom surface is covered by a deep layer of sand. On such a bottom, the current would heap the grains into transverse ridges or linguloid ripples. The latter have the frontal aprons of the foreset laminae curved in the down-current direction. In contrast to this, the rib-and-furrow structures on the soles point with their apices invariably the up-current side. Relations similar to those just described have been observed in the flysch sandstones (Dz u ł y ń s k i, Ś l ą c z k a 1958).

Such contradictory appearances are not clearly understood. They may, however, find a tentative explanation in view of the fact that the axes of linguloid ripples on the top-surfaces of thin-bedded quartzites are often situated just above and parallel to the lines of juxtaposition of two rows of „Schrägschichtungsbögen” or „rib-and-furrow” structures. This may indicate that the incipient linguloid ripples are built up in gaps between the barchan-like dunelets, the sand grains being subsequently spread fan-like into the depressions which tend to develop in front of these crescentic depositional structures.

It may farther be remarked that in the successive sets of cross-strata as seen on polished sections of sandstone beds, the dips of foreset laminae tend to increase. This is indicative of decreased current velocity (M c K e e 1957) and may be accounted for in the following way:

Once the bottom is covered by a deep sheet of loose sand the increasing number of saltating grains offers obstruction to the passage of current. This must be followed by a local decrease in the current velocity near the bottom surface (B a g n o l d 1954, 1956).

It is known that the presence of ripples shows that the current velocity was comparable to that between the first and second critical points in the experiments on the transportation of debris by fluvial currents (Gilbert 1914, Bucher 1919 and others). Hence the thin and medium-bedded quartzites were deposited by gentle currents of low viscosity.

Thick-bedded quartzitic sandstones

Thick-bedded sandstones are often structureless. They show considerable variations in thickness and may wedge out within a short distance. The top surfaces exhibit conspicuous irregularities, the size of which tends to increase with the thickness of beds. Many of these irregularities resemble large mega-ripples, but are less regular and show invariably extensive scours eroded in their lee slopes. It may be inferred that these structures resulted from currents the velocity of which was above the second and third critical point, in effect they seem to represent „sheet transportation” of Menard (1950) and „regressive sand-waves” or „anti-dunes” (Gilbert 1914, Bucher 1919, Cor-

nish 1889). Still farther evidence as to the great strength of these currents is afforded by the presence of large fragments of shales obviously of local origin which are imbedded in the sandstone. They tend to concentrate at the base of the beds discussed and rest with the plane of their greatest dimensions parallel to the bedding.

Whether the structures corresponding to the anti-dune phase of transportation can be preserved is a matter of discussion. Bucher (1919) for instance explained exceptionally large ripple-marks (megaripples) as the transformation of sand-waves due to falling current velocity. A similar explanation has been adopted by Potter and Glass (1958) for large cross-stratification in some Pennsylvanian sediments in southern Illinois. Lamont (1941) considered tilted crests of ripples associated with flame-like mud films squeezed from below as a proof of „the real existence of bottom currents of a considerable degree of swiftness which transported sandy and silty material. He described such structures as „antidune wave crests of mud”. The same or similar structures were, however, reproduced by Kuenen and Menard (1952), apparently as a result of the frictional drag exerted by turbidity current upon the watery clay film (see also Walton 1956, Mellen 1956). Van Straaten (1950) supposed the giant ripples in tidal channels were formed gradually from originally small ripples by long continued current action. Finally Prentice (1956) considered the „antidunes” of Lamont (1941) as flow-casts and expressed the view that the preservation of „anti-dunes” in fossil form seems to be extremely unlikely.

Notwithstanding the divergent views which have been held with regard to the problem of preservation of „anti-dunes” the present writers are inclined to consider the surface structures displayed by the thick-bedded quartzites having the properties described as a fossil expression of the anti-dune phase of transportation. In favour of such an assumption it should be pointed out, that there is no doubt as to the relationship of these surface forms to other structures indicative of very strong currents, high energy environment and very rapid sedimentation. To be sure, the anti-dune phase may have been limited only to parts of the transporting currents.

According to V. Cornish (1901) regressive sand waves, that is anti-dunes, originate when the lower part of the current becomes heavily charged with sand in eddying motion and that for the development of large sand waves it is presumably necessary that the velocity should decrease rapidly as one goes downwards through the layers of water. Bucher (1919) pointed out that the appearance of such regressive sand-waves may result from friction waves between two liquids of different velocity (Bucher p. 178). Conditions favouring the formation of sand-waves may have occurred during strong storms sweeping across a very shallow water environment. It is here inferred that both, structures discussed and associated quartzite beds were due to the activity of storms. It would be perhaps reasonable to refer to the beds in question as to the storm deposits in analogy to those recently described by McKee (1959) from a Pacific atoll.

The hypothesis outlined above appears to offer an explanation with regard to the preservation of the antidune structures as such a preser-

vation depends largely upon the settling velocity and rapid cessation of the current which interpose a protection preserving the features related to the „translation orientation pattern” i.e. orientation of material in transporting medium (D a p p l e s and R ö m i n g e r 1954) Violent storms are often short-lived phenomena and may terminate abruptly. As soon as the propulsive force of wind is over the storm currents and waves in a shallow basin would cease rapidly as a result of energy dissipation in friction.

In presenting the problem of antidune structures in the Cambrian sequence of Wiśniówka Hill we should stress the point that not all of the thick-bedded quartzites do represent a storm deposit. Many of them show cross-stratification which resulted from slower currents.

Slump deposits

These are the only sediments in the series from Wiśniówka Hill which originated from the down-slope gravity mass-movements. The slump beds seem to be restricted in their occurrence and associated with storm deposits. They may have resulted from „spontaneous liquefaction” (T e r z a g i 1947) of loosely packed sands heaped by very rapid currents.

SOLE MARKINGS

Our account of sedimentary structures would be incomplete without a brief reference to the sole markings in the Cambrian quartzites of Wiśniówka Hill. In discussing this subject the terms such as, flute casts, prod marks, bounce casts, etc. which are now in common usage will be utilized without additional explanations.

Markings prior to sand deposition

Markings regarded as counterparts of trilobite burrows, trails, nests etc. and referred to *Cruziana*, *Crossohorda*, *Russophycus* and allied forms are fairly common on the undersurfaces of ripple-marked, thin-bedded quartzites. Markings left by worms seem to be less common.

Markings contemporaneous with the current depositing a sand layer

Scour markings such as flute casts are conspicuously absent in the quartzite sequence. The tool-markings assemblage¹ is restricted to delicate groove casts and small prod casts.

¹ Tool markings — markings produced by objects carried by currents (see D ż u ł y ń s k i, Sanders — in press).

Post-depositional markings

Post-depositional worm burrows are not uncommon. The present writers are inclined to consider short ridges on the soles of thin-bedded quartzites which bear resemblance to the incomplete mud-cracks as markings left by animals crawling along the sand and mud interfaces. These markings have the appearance of flattened short and ridge-like tubes slightly attached to the undersurfaces of quartzites. The presence of sharp-edged contours in itself does not invalidate the hypothesis of organic origin of these markings as ridge-like sinuous organic trails have been observed associated with other bio-hieroglyphs on the soles of some flysch sandstones.

Pit and mound structures, fairly common on top and bottom surfaces are probably connected with escaping gas bubbles although the organic origin of some of them must not be excluded. Load casts and loadcasted structures are rather rare. Like identical structures in the flysch sandstones they seem to be especially abundant on those undersurfaces of sandstones which overlie the sandy shales.

A special notice should be given to structures resembling mud cracks in the series of Wiśniówka Hill. They are not common and far from being typically developed. If it were not for the fact that small sandstone dikes may easily be mistaken for mud cracks, the present writers would include these structures into considerations regarding the sedimentary environment of the quartzite series. However, until more evidence is available, it is perhaps not safe to place much confidence in the environmental significance of these structures.

TRANSPORT PATTERN IN THE CAMBRIAN QUARTZITES

The dominant direction of currents deduced from directional structures such as current ripples, arcuate intersection lines, primary current lamination and tool markings was from the South and South-West. There are however, many departures from this direction. Although the currents transporting the clastic material were not related to gravity mass-movements they were moving away from the source. The latter may be placed with confidence somewhere along the southern margins of the Cambrian geosyncline, which is in agreement with the view held by Samsonowicz and Czarnocki (1957).

SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF THE QUARTZITE SERIES

A general view regarding the Cambrian quartzites in the Holy Cross Mts. is, that they represent a very shallow water marine environment. Predominance of linear ripples, the presence of structures indicative of very strong currents other than the turbidity ones the occurrences of trilobite nests, burrows and trails are important arguments which may

be cited in favour of the shallow water origin of the series in question. If our interpretation of structures attributed the antidune phase of transportation be correct one can judge that the sedimentary basin at places was hardly more than few meters deep.

ALTERNATION OF QUARTZITES AND SHALES

The alternation of quartzites and shales may be easily assigned to changing physical conditions which control the transportation of sand on recent shallow marine platforms, e.g. on the Florida Platform (see Ginsburg 1956) The distribution and size of banks, flat islands and other barriers on the path of currents transporting the debris is of decisive importance for the distribution of coarse and fine bottom sediments. The areas behind such barriers may remain bare and subjected to deposition of fine particles only, while somewhere else the unprotected parts of the bottom are being covered by sand in its advance. In a shallow environment the distribution of the barriers is far from being stable; in fact, a single heavy storm may bring a complete change affecting the whole pattern of transportation over vast areas without inflicting any conspicuous changes in the character of the environment itself.

COMPARISON OF THE QUARTZITE SERIES OF WIŚNIÓWKA HILL WITH THE FLYSCH FACIES

A common view in papers dealing with the Cambrian quartzite series in the Holy Cross Mts is that this series is related to the flysch facies. A comparison of the quartzite series in question with the flysch facies shows, however, that the former exhibit features which in the flysch are either exceptional or rare. The principal differences and similarities are as follows ¹:

Differences

1) Flysch — poorly sorted graywackes, arkosic sandstones with admixtures of clay minerals or „dirty” detrital limestones interbedded with dark shales.

Quartzites — well sorted orthoquartzites or pure quartzitic sandstones interbedded with light coloured shales.

2) F. — bottom surfaces of sandstones sharply defined the top surfaces commonly indistinct;

Q. — both, bottom and top surfaces of beds sharply marked off from the overlying and underlying shales;

¹ The following brief synopsis of features characteristic of flysch is partly based upon a forthcoming paper on the flysch facies by St. Dźułyński and A.J. Smith.

3) F. — bottom surfaces contain usually in abundance markings of organic and inorganic origin, a considerable variety is attained by inorganic current markings;

Q. — Markings, particularly those of inorganic origin much less abundant;

4) F. — graded bedding rather common, convolute lamination encountered in fine-grained sandstones.

Q. — neither graded bedding nor convolute lamination have been found.

5) F. — directional structures usually constant in a particular bed over considerable distances. A given trend of transportation may persist throughout the sedimentation of thick stratigraphic units.

Q. — dispersal of directional structures in a particular bed very common.

6) F. — linear ripples on the top surfaces practically absent, irregular or linguloid rare.

Q. — almost universally the top surfaces display linear and linguloid ripples.

7) F. — many sandstone beds can be traced over considerable distances without any changes in thickness.

Q. — lateral variability of beds very common.

8) F. — irregularities on the top surfaces of sandstones exceptional.

Q. — conspicuous irregularities of the top surfaces very common.

9) F. — extensive slumps not infrequent.

Q. — volumetrically insignificant slump beds of local origin only.

Similarities

1) repeated alternation of sandstones and shales,

2) scarcity of fossils in sandstones,

3) absence of conspicuous volcanic rocks contemporaneous with sedimentation,

4) absence of biohermal and biostromal limestones.

Comparing the flysch facies with the quartzite sequence from the Wiśniówka exposures we give under consideration the physical factors influencing the development of a facies. These factors are: the source area, mode of transportation of debris and the sedimentary environment (Sloss, Krumbain, Dapples 1949).

Source area

There is a good reason to suppose that the material of the quartzite series was derived from a land area which attained a high degree of morphological maturity and was sloping gently towards the sedimentary basin of the quartzites. On the other hand, the provenance reconstructions of the flysch facies, although admittedly incomplete and contradictory (see Dłużyński, Książkiewicz, Kuenen 1959) lead to

the conclusion that the source areas of flysch might have been morphologically youthful and tectonically very active cordilleras with steep slopes descending towards the site of deposition of the flysch facies (Książkiewicz 1958, Dżułyński Ślaczka 1958).

Mode of transportation

The transportation of sand in the sedimentary environment of quartzites was largely accomplished by means of currents generated by winds and tides. Gravity mass movements, limited to local slumps played an insignificant rôle.

In the flysch basin, the clastics were carried down by gravity mass-movements like turbidity currents, sand and mud-flows large slides or submarine avalanches.

Sedimentary environment

The sedimentary environment of the quartzite series may be pictured as a very shallow basin the bottom of which was situated above the wave base. The conditions were in principle oxidizing and unfavourable for development of black shales which in the series discussed appear only locally.

Contrary to this, the sedimentary environment of the flysch facies was largely euxinic and the bottom of the basin placed fairly below the wave base.

The foregoing considerations lead us to the conclusion that the Cambrian quartzites in the Holy Cross Mts represent neither a flysch nor a flysch-like facies. The series discussed seems to be largely confined to the lower part of the Upper Cambrian, and seems to represent a particular stage in the history of the Cambrian geosyncline. Other members of the Cambrian in the Holy Cross Mts consist of dark shales and sandstones approaching graywackes in their composition. Whether these rocks are equivalent or comparable to the flysch facies remains an open question, and until more material is available it is fruitless to speculate on this problem.

OBJAŚNIENIA DO TABLIC
EXPLANATIONS OF PLATES

Tablica XXI
Plate XXI

- Fig. 1, 2. Rozmycia na stropowych powierzchniach ławic przypisywane działaniu silnych prądów, które weszły w fazę fal wstecznych
Fig. 1, 2. Structures on the top surfaces of thick-bedded sandstones corresponding to the antidune phase of transportation

Tablica XXII
Plate XXII

- Fig. 1, 2. Przykłady pręg liniowych i interferencyjnych na powierzchniach kwarcytów kambryjskich
Fig. 1, 2. Examples of linear and interference ripples on the top surfaces of thin-bedded Cambrian quartzites

Tablica XXIII
Plate XXIII

- Fig. 1, 2. Przykłady pręg językowatych na powierzchniach stropowych
Fig. 1, 2. Examples of linguloid ripples on the top surfaces of thin-bedded Cambrian quartzites

Tablica XXIV
Plate XXIV

Ślady trylobitów na spągowych powierzchniach kwarcytów

Trails and burrows of trilobites on the soles of thin-bedded quartzites

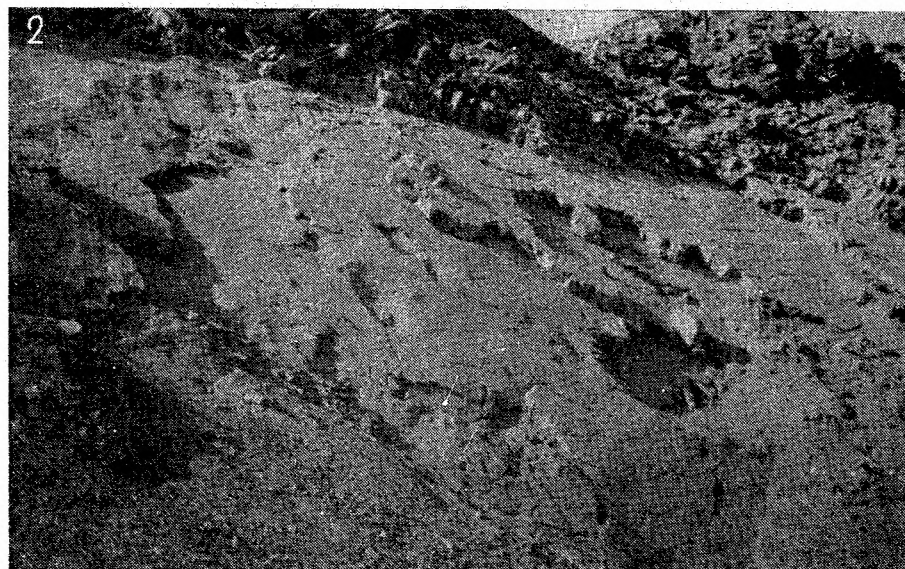
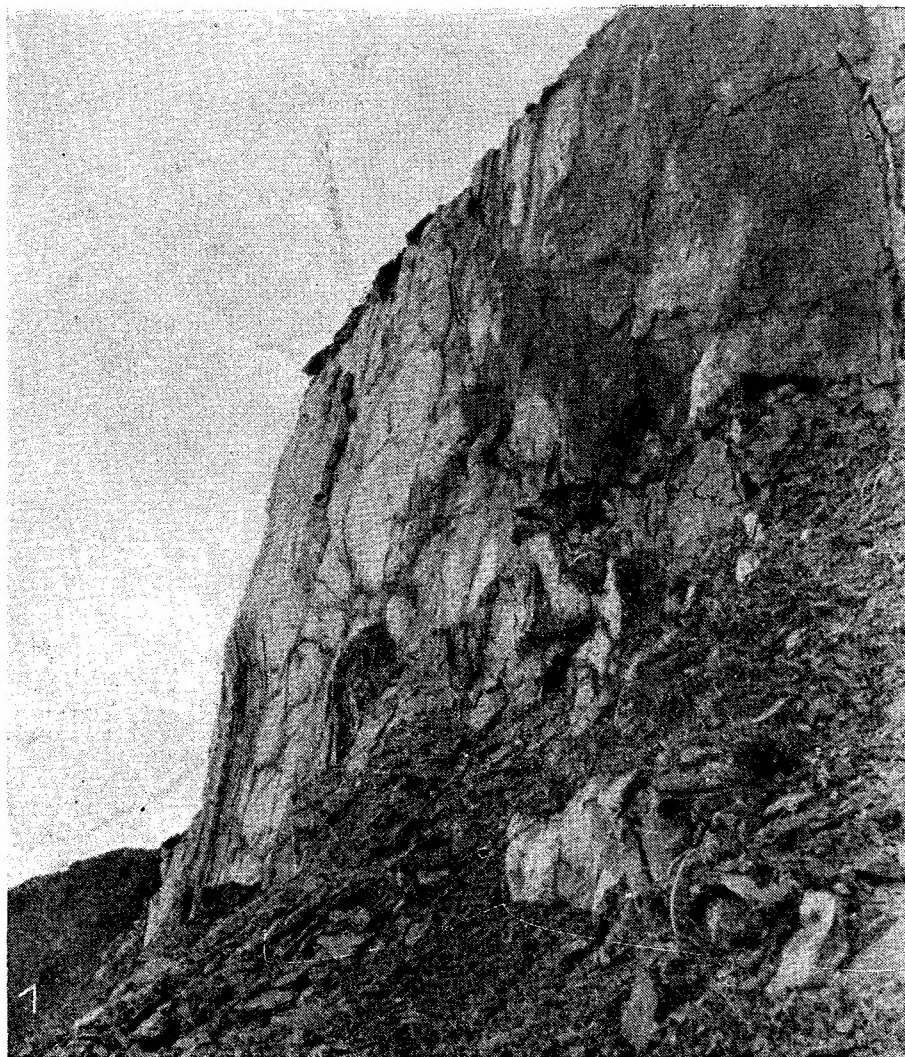
- Fig. 1. Ślad *Crossochorda* przesunięty w miejscu, w którym zwierzę wykonało ruch boczny
Fig. 1. *Crossochorda* type. A trail made by a crawling animal. After the first part of the trail was completed, the trilobite changed its course and crawled laterally to the left
Fig. 2. Ślad *Crossochorda* z odlewami bruzd po bokach pozostawionych przez odstające części pancerza
Fig. 2. *Crossochorda* type. Lateral ridges which appear in places where the animal sank in deeply are casts of scratches made probably by spines of the cephalon
Fig. 3. Ślady *Rusophycus*. Okaz ze zbioru prof. Książkiewicza
Fig. 3. *Rusophycus* type. Courtesy of Prof. Książkiewicz

Tablica XXV
Plate XXV

- Fig. 1. Ślad *Diplichnites* pozostawiony przypuszczalnie przez stąpającego skorupiaka (trylobita?)
- Fig. 1. *Diplichnites* type. Serial impression of the walking feet of a crustacean (trilobite?)
- Fig. 2. Zagadkowe ślady przypuszczalnie organicznego pochodzenia na spągowej powierzchni
- Fig. 2. Markings resembling incomplete mud-cracks interpreted here as sand filled channels of unspecified animals burrowing along the sand and mud interface

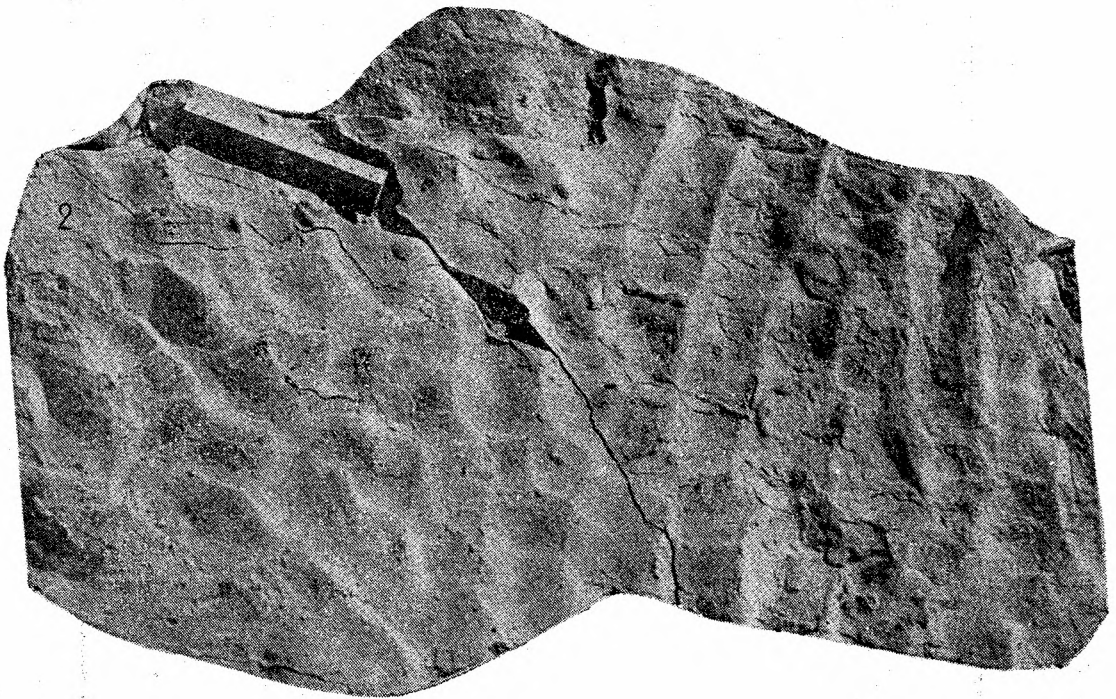
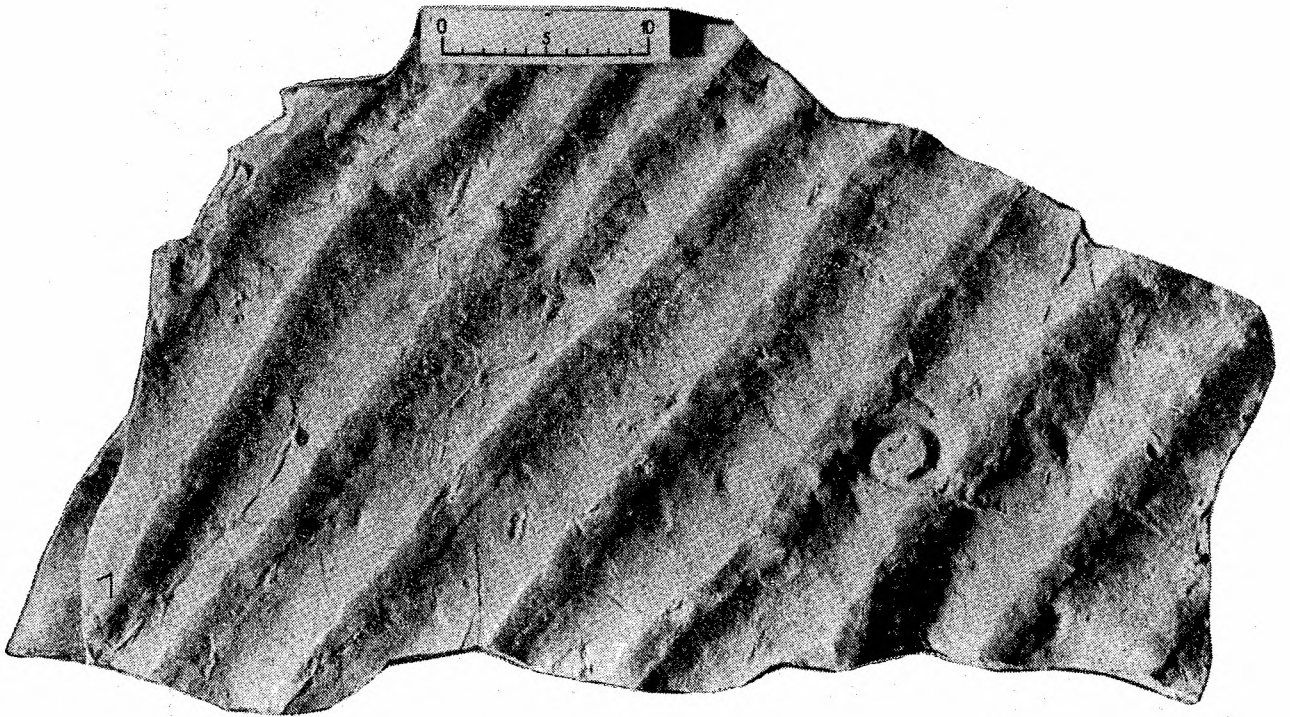
Tablica XXVI
Plate XXVI

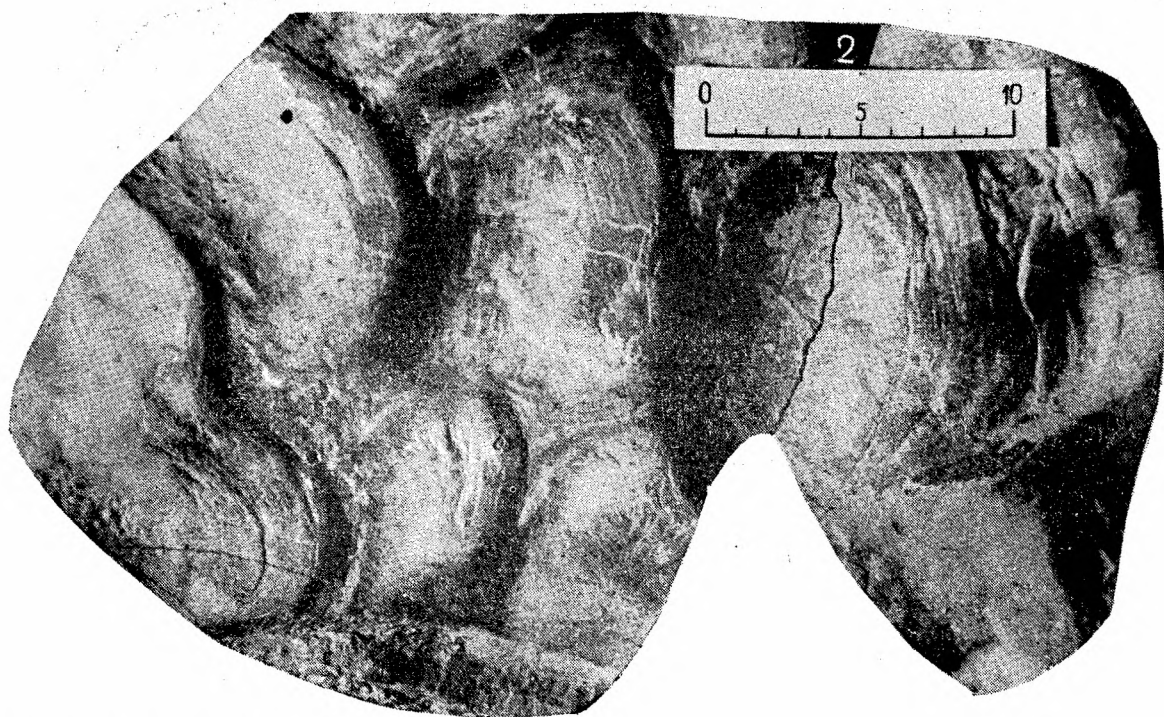
- Fig. 1. Zmarszczenia na spągowej powierzchni ławic osuwiskowych przypominające ślady ześlizgu
- Fig. 1. Markings resembling slide marks exhibited by the bottom surfaces of slump beds. They may be tentatively interpreted as warpings of the bottom surface due to the force acting at right angle to their alignment
- Fig. 2. Rozmycia na spągowej powierzchni ławic
- Fig. 2. Casts of extensive scours on the bottom surfaces of storm deposits

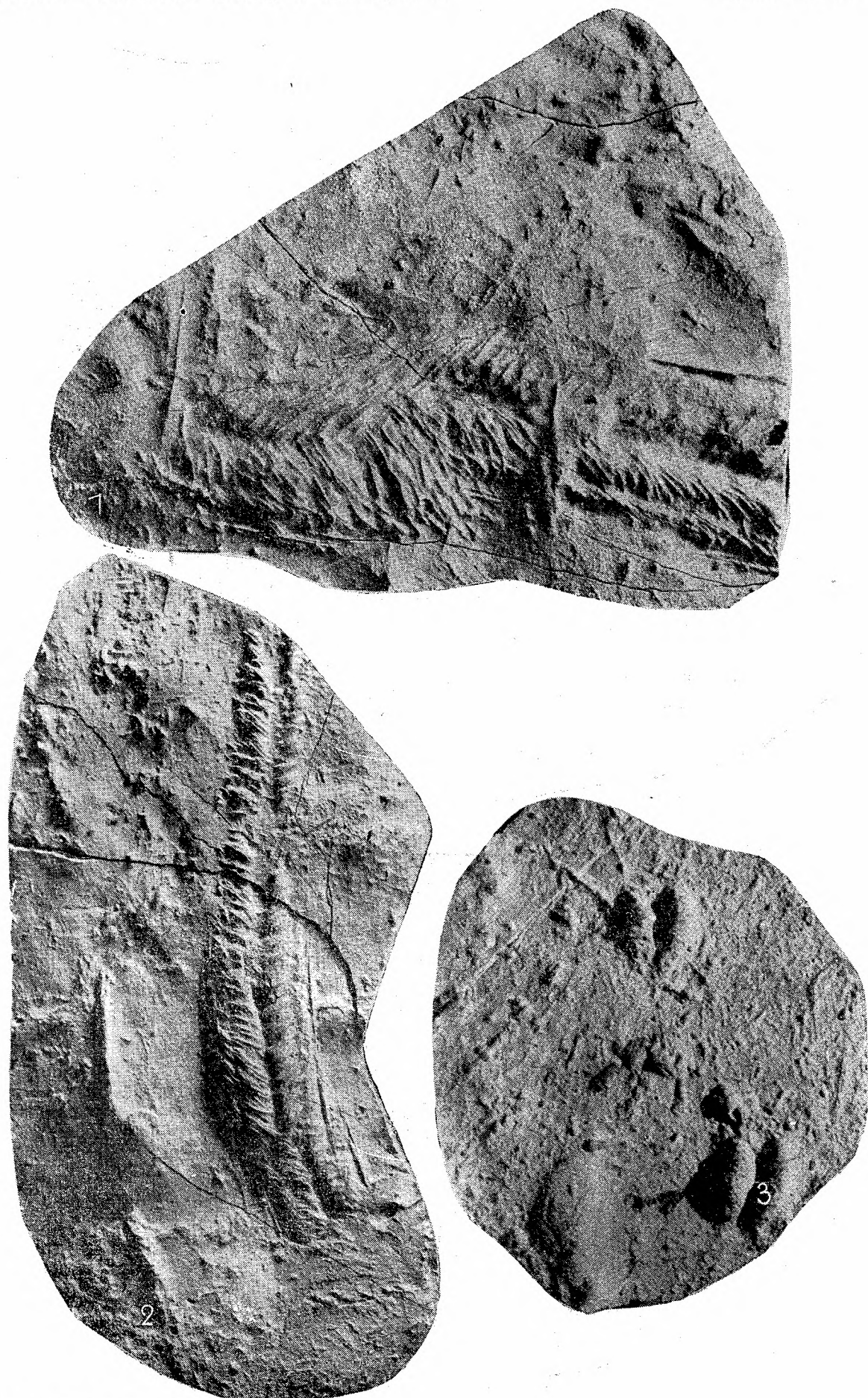


S. Dżułyński, Cz. Żak

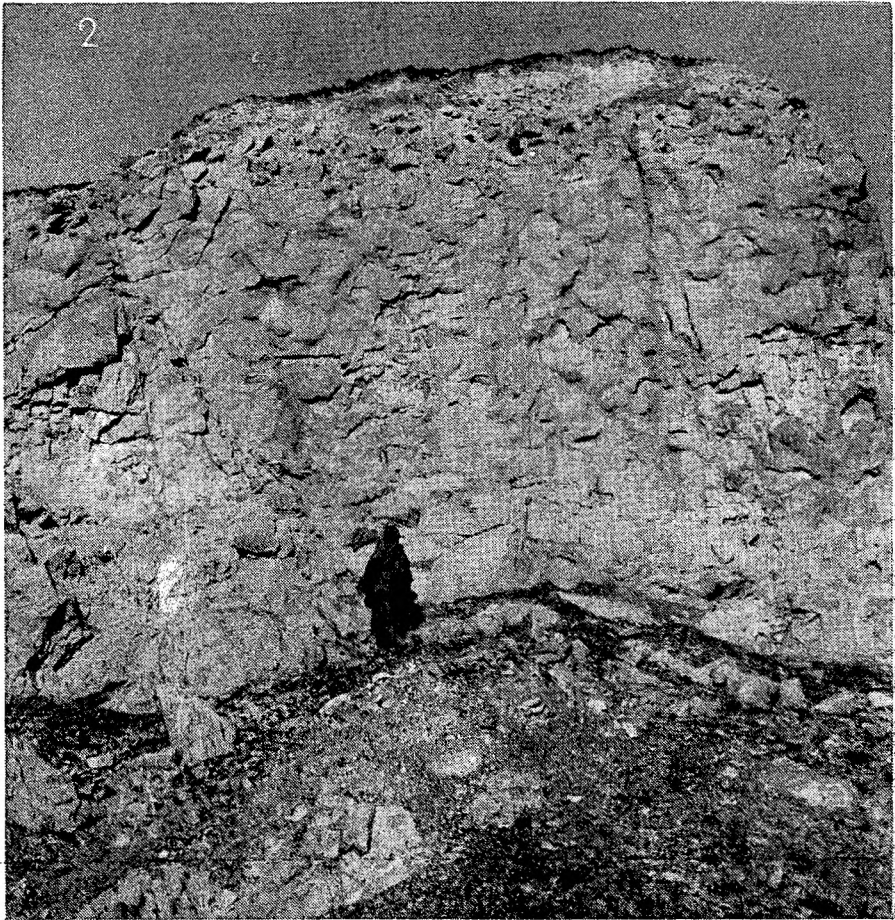
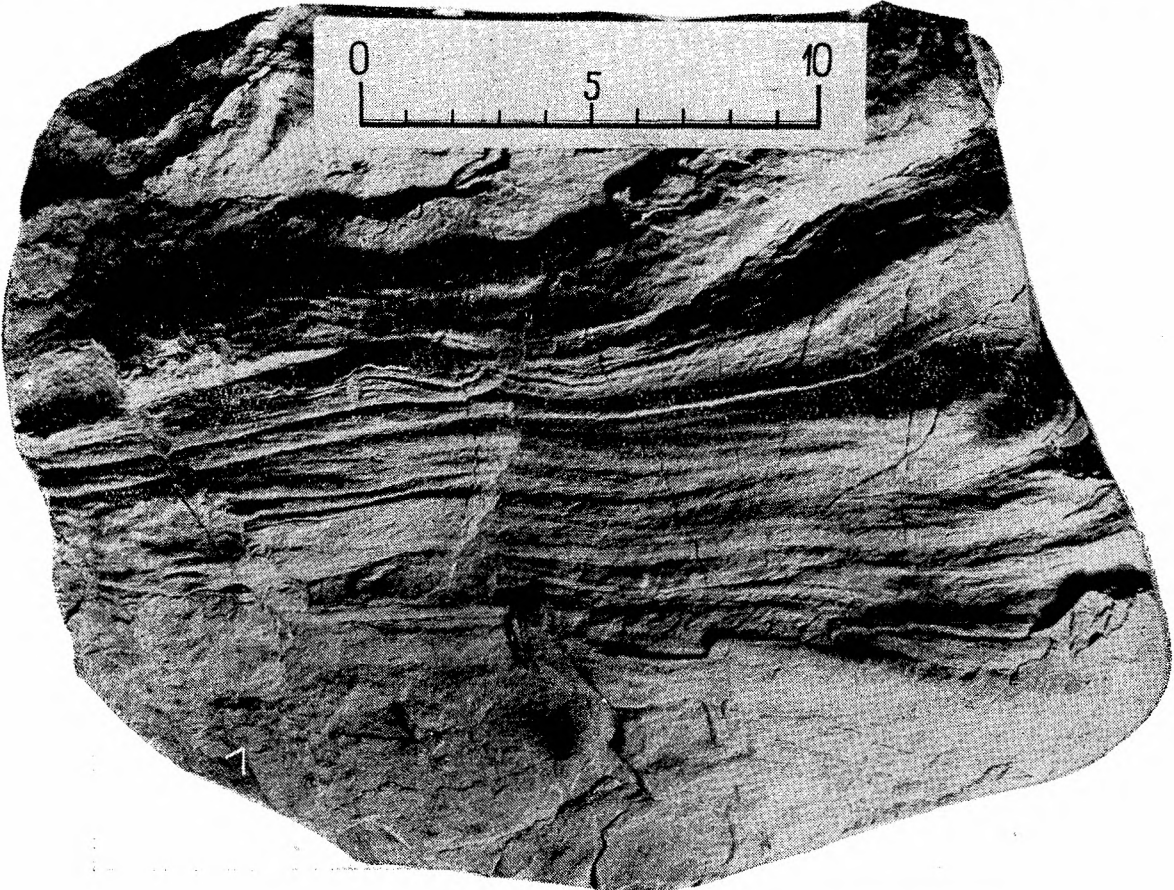
Fot. M. Topaczewska











S. Dżułyński, Cz. Żak