

ANDRZEJ RADOMSKI

Charakterystyka sedimentologiczna fliszu podhalańskiego

STRESZCZENIE: Autor omawia typy warstwowań, częstość ich występowania, skład granulometryczny, morfologię i orientację ziaren w ławicach piaskowcowych. Zostały wyróżnione i opisane następujące typy hieroglifów mechanicznych: hieroglify wleczeniowe, uderzeniowe, prądowe, opływowe, ślady tarcia piasku o dno. Na podstawie pomiarów kierunków hieroglifów mechanicznych i warstwowania przekątnego autor doszedł do wniosku, że przeważającym kierunkiem prądów w basenie fliszu podhalańskiego był kierunek z zachodu na wschód. Autor omawia skład i rozmieszczenie ławic z egzotykami i opisuje podmorskie ruchy masowe, jakie miały miejsce współcześnie z sedimentacją omawianych warstw. Krótki rozdział został poświęcony hieroglifom organicznym.

WSTĘP

Osady fliszu podhalańskiego występują na terytorium Polski w mniej więcej równoleżnikowo przebiegającym pasie o szerokości około 15 km. Naturalne granice występowania omawianych warstw stanowią od południa Tatry, a od północy Pieniński Pas Skałkowy. Obszar zajmowany przez flisz podhalański wynosi w granicach Polski około 460 km².

Na południu, poniżej najstarszych warstw fliszu podhalańskiego odsłaniają się związane z nimi sedimentacyjnie zlepieńce środkowego eocenu, leżące w transgresji na utworach tatrzańskich (Kuzniar 1907, 1909, 1910). Występująca nad nimi seria fliszowa reprezentuje wiek od górnego eocenu po dolny oligocen (Bieda & Horwitz 1931, Bieda 1946).

Kontakt fliszu podhalańskiego z utworami skałkowymi w granicach Polski ma charakter tektoniczny. Na północ od pasa skałkowego osady fliszu podhalańskiego tu nie występują.

Wiele faktów zdaje się potwierdzać poglądy, że osłonę starszych utworów pasa skałkowego stanowi flisz magurski (Andrusov 1938, Birkenmajer 1954, Birkenmajer & Wieser 1956), który różni się zasadniczo

od osadów podhalańskich. Ponieważ jednocześnie z drugiej strony znane jest występowanie zlepieńców podścielających flisz podhalański na skałkach (zlepieniece sułowskie w Haligowcach), należy przypuścić, że w paleogenie pas skałkowy stanowił barierę oddzielającą od siebie baseny podhalański i magurski.

Warstwy fliszu wypełniające depresję pomiędzy wypiętrzeniami Tatr i pasa skałkowego są słabo sfałdowane, upady warstw są przeważnie nieznaczne. W ogólnych zarysach tworzą one szerokopromienną synklinę. Bardziej strome upady występują wzdłuż granicy z pasem skałkowym i Tatrami, gdzie spotyka się miejscami warstwy odwrócone. Spokojna tektonika badanego obszaru nie tylko ułatwia szereg obserwacji sedimentologicznych, jak np. pomiar kierunków warstwowania przekątnego czy hieroglifów, ale jednocześnie pozwala przypuszczać, że warstwy te poza sfałdowaniem nie zostały przesunięte skośnie w stosunku do swego pierwotnego położenia, jak to ma miejsce w wielu obszarach płaszczowinowych Karpat, tak że po sprowadzeniu ławic do położenia poziomego przez obrót dookoła linii biegu jako osi, możemy odczytać rzeczywiste kierunki transportu osadów.

Zaletą tego obszaru są również liczne i dobre odkrywki, które pozwoliły przeprowadzić szereg obserwacji statystycznych.

Ujemną stroną był dający się dotkliwie odczuć podczas badań sedimentologicznych brak szczegółowej mapy geologicznej całości badanego obszaru, jak również brak dokładnych opracowań stratygrafii i tektoniki.

Na zakończenie tych uwag wstępnych jest moim miłym obowiązkiem podziękować Panu Profesorowi drowi Marianowi Książkiewiczowi za wskazanie tematu i zachętę do jego podjęcia, jak również za pomoc okazywaną mi podczas pracy. Dziękuję również drowi Stanisławowi Dżułyńskiemu, z którym miałem możność obejrzenia szeregu odkrywek, za liczne uwagi i dyskusje, oraz drowi Andrzejowi Michalikowi za uwagi odnoszące się do zebranego przeze mnie materiału egzotykowego. Dziękuję również Komitetowi Geologicznemu PAN i Kierownictwu Pracowni Geologiczno-Stratygraficznej PAN w Krakowie za umożliwienie mi pod względem finansowym prac terenowych i laboratoryjnych.

STRATYGRAFIA FLISZU PODHALAŃSKIEGO

Osady fliszu podhalańskiego składają się prawie wyłącznie z przelawicających się nawzajem piaskowców i łupków. Piaskowce mają szare barwy, są przeważnie drobnoziarniste, spoiwo ich jest wapniste, zawierają zazwyczaj liczne blaszki muskowitu. Zlepieniece i gruboziarniste piaskowce są rzadkie. Ławice piaskowców dość rozmaitej grubości od kilku centymetrów do kilku metrów przegradzane są różnej miąższości pakie-

tami przeważnie wapnistych łupków. Miejscami zawartość węgla wapienia jest w łupkach na tyle znaczna, że zasługują one na miano margli. Oprócz piaskowców i łupków pojawiają się w niewielkiej ilości drobne ławice i soczewki sydereitycznych dolomitów, które grupują się zwykle w niższych poziomach stratygraficznych.

J. Gołąb (1950) wyróżnia we fliszu podhalańskim trzy ogniwa stratygraficzne: najstarsze warstwy zakopiańskie, wyżej leżące warstwy chochołowskie i najmłodsze warstwy ostryskie.

Warstwy zakopiańskie są serią głównie łupkową, a piaskowce grają w niej rolę drugorzędną. Łupki, przeważnie wapniste, charakteryzują się ciemną barwą i zawierają drobne blaszki muskowitu. Miejscami w najniższych poziomach znajdują się w nich dość liczne odciski łusek ryb, jak np. w potoku wypływającym z doliny Za Bramką, powyżej ścieżki pod regłami. Piaskowce są bardzo drobnoziarniste, cienkoławicowe, często pękają na charakterystyczną pryzmatyczną kostkę. Na ich spągowych powierzchniach występują drobne hieroglify przeważnie organicznego pochodzenia, w postaci nieregularnych cienkich wałeczków, grudek i groszków. Przeważa warstwowanie laminowane i przekątne. W tych warstwach pojawiają się też wspomniane wyżej ławiczki sydereitycznych dolomitów. Warstwy zakopiańskie zajmują na południu szeroki pas w kotlinie zakopiańskiej i ciągną się w okolice wsi Velka Frankova już na terenie Słowacji i jeszcze dalej na wschód.

Na obszarze położonym na zachód od Białego Dunajca północne obrzeżenie synkliny podhalańskiej stanowią według J. Gołąba warstwy maruszyńskie, będące facjalną odmianą warstw zakopiańskich. Różnica polega na większej ilości piaskowców i jaśniejszej barwie łupków.

Na wschód od linii Białego Dunajca w kontakcie z pasem skałkowym odsłaniają się warstwy zbliżone litologicznie do warstw zakopiańskich i za takie uważane (Watycha 1950).

Ponad warstwami zakopiańskimi, związane z nimi przejściami występują warstwy chochołowskie. Najbardziej charakterystyczną cechą tych warstw, mimo istnienia w nich niekiedy partii o przewadze łupków, jest występowanie licznych grubych ławic piaskowcowych. Piaskowce są przeważnie drobnoziarniste, na spągowych powierzchniach ławic można nieraz obserwować masowe występowanie hieroglify nieorganicznych (hieroglify prądowe i wleczeniowe), stosunkowo rzadziej pojawiają się hieroglify pochodzenia organicznego (Subphyllochora, Paleodiction). Tym nie mniej istnieją w obrębie warstw chochołowskich kompleksy, w których hieroglify organiczne pojawiają się masowo (np. Subphyllochora w warstwach odsłaniających się w bocznych dopływach Poronca na terenie przysiółka Mur). W warstwach chochołowskich obok warstwowań lamino-

wanych i przekątnych, występuje również dość często warstwowanie frakcyjne. Łupki warstw chochołowskich są znacznie jaśniejsze od zakopiańskich, mają szare, niekiedy oliwkowo-zielone barwy i podobnie jak łupki z warstw zakopiańskich zawierają liczne drobne blaszki muskowitu i są wapniste.

Z warstw chochołowskich znane są liczne ławice z egzotykami (Gołab 1950). Najwięcej materiału egzotykowego, jednocześnie o największych rozmiarach, dochodzących do wielkości bloków, znajduje się na Skoruszynie na zachód od Witowa, już poza granicami państwa. Zlepience egzotykowe na terenie Polski występują w Chochołowie i okolicach Nowego Bystrego.

Występujące na wschód od Białego Dunajca warstwy chochołowskie rozwinięte są mniej typowo. Piaskowce są przeważnie cienkoławicowe (ok. 90% ławic posiada miąższość mniejszą od 30 cm). Ławice o grubości dochodzącej niekiedy do 2-3 m występują w profilach w odstępach od kilku do kilkunastu metrów. Łupków jest znacznie więcej niż w typowych warstwach chochołowskich i przeważają one ilościowo nad piaskowcami. Bez szczegółowego zdjęcia geologicznego trudno jest ustalić, któremu poziomowi na zachodzie odpowiadają te warstwy. Z jednej strony przewaga łupków i pojawiające się w nich wkładki o pokroju łupków menilitowych, mogłyby wskazywać na pewien związek z warstwami zakopiańskimi. Z drugiej jednak strony seria ta jest znacznie bardziej piaszczysta od typowych warstw zakopiańskich. Łupki, za wyjątkiem kilku wkładek podobnych do łupków menilitowych, dzięki swym brudnooliwkowym barwom są raczej zbliżone do łupków chochołowskich niż do charakterystycznych czarnych łupków warstw zakopiańskich. Pojawiające się gruboławicowe piaskowce powiększają jeszcze bardziej to podobieństwo i cała seria stanowi — być może — zubożały w piaskowce odpowiednik warstw chochołowskich. Za takie uważa je też L. Watycha (1950), jak można sądzić z lakonicznych danych z literatury.

Ostatnie, najmłodsze ogniwo fliszu podhalańskiego stanowią warstwy ostryskie. Zostały one wyróżnione przez J. Gołaba jedynie na wznieśieniu Ostrysz na wschód od Witowa. W warstwach tych pojawia się wiele średnio i gruboziarnistych piaskowców. Łupki zasadniczo nie różnią się od łupków występujących w warstwach chochołowskich. Warstwy ostryskie są odsłonięte bardzo źle i widoczne są głównie w zwietrzelinie. Stąd też zebrany materiał obserwacyjny z tych warstw jest z natury rzeczy bardzo skąpy i fragmentaryczny.

TYPY WARSTWOWAŃ

Warstwowanie frakcyjne

Warstwowanie frakcyjne i jego geneza była w ostatnich latach obszernie omawiana w literaturze geologicznej. Nowoczesne ujęcie tego tematu datuje się od pracy E. B. Baillyego (1930). Szereg prac poświęconych warstwowaniu frakcyjnemu zapoczątkował P. H. Kuenen (1948) swoimi doświadczeniami nad wytwarzanymi w warunkach laboratoryjnych prądami zawiesinowymi. Otrzymane wyniki pozwoliły następnie (Kuenen & Migliorini 1950) wyjaśnić w przekonujący sposób wiele faktów obserwowanych we frakcyjnie uwarstwionych piaskowcach fliszowych, jak np. wspólne występowanie frakcji bardzo drobnej i grubej, występowanie ostrokrawędzistych fragmentów łupków w piaskowcach, brak śladów erozji w podłożu nawet gruboziarnistych zlepieńców itp. Wszystkie te fakty dają się dobrze wytłumaczyć, jeżeli przyjmiemy, że piaskowce frakcjonowane powstały w wyniku sedymentacji z prądów zawiesinowych. Obecnie pogląd ten jest przyjęty powszechnie przez niemal wszystkich autorów omawiających zagadnienia związane z sedymentacją osadów fliszowych i współczesnych osadów głębokomorskich (Carozzi 1952, Erickson, Ewing & Heezen 1952, Kopstein 1954, Kuenen 1951, 1952a, b, 1957a, b, Kuenen & Carozzi 1953, Kuenen & Menard 1952, Kuenen & Migliorini 1950, Migliorini 1944, 1949, 1950, Vašiček 1953a, b i inni). Do polskiej literatury geologicznej w odniesieniu do fliszu karpackiego teorię prądów zawiesinowych wprowadził M. Książkiewicz (1954), a następnie z punktu widzenia teorii prądów zawiesinowych było rozpatrywanych wiele zagadnień sedymentologicznych fliszu (Dżułyński & Radomski 1955, 1957, Bukowy 1956, Birkenmajer 1957, Dżułyński, Radomski & Ślaczka 1957).

Warstwowanie frakcyjne występuje we fliszu podhalańskim w ławicach o pewnych określonych cechach strukturalnych i teksturalnych. Jak już było wspomniane wyżej, piaskowce fliszu podhalańskiego są przeważnie drobnoziarniste. Pojawiająca się w nich niekiedy domieszka materiału grubszego grupuje się zwykle w spągowej części ławicyznaczając w ten sposób warstwowanie frakcyjne. Przypadki, w których frakcja gruboziarnista znajduje się rozrzucona bezładnie w całym profilu ławicy, są na ogół rzadkie.

Warstwowanie frakcyjne nie występuje z reguły w ławicach cienkich. Przeciętna miąższość ławic o tym typie warstwowania wynosi około 40 cm, a często mają one grubość przekraczającą 1 m. Wśród gruboławicowych piaskowców ilość ławic o innej strukturze niż frakcyjna jest znikoma.

Na podkreślenie zasługuje fakt, obserwowany również i przez innych autorów (Signorini 1943, Kuenen & Migliorini 1950, Carozzi & Kuenen 1953, Kuenen 1953a, b), że miąższość ławic o warstwowaniu frakcjonalnym jest na ogół stała. Dzięki istnieniu dobrych odkrywek można było niejednokrotnie śledzić poszczególne ławice na przestrzeni nawet stukilkudziesięciu metrów. Mimo to nie zaobserwowano wyklinowywania się ławic warstwowanych frakcjonalnie. Miąższość ich na obserwowanej przestrzeni nie ulega bardziej istotnym zmianom, pomijając deformacje postsedymencyjne (osuwiska).

Powierzchnia spągowa tego typu ławic jest ostra i równa. Bardzo często występują na niej hieroglify, głównie mechaniczne. Wiele ławic, szczególnie grubszych (ok. 0,5 m i więcej) wykazują na swojej dolnej powierzchni liczne nierówności w postaci nieregularnych nabrzmień, ondulacji czy wałków tworzących hieroglify „obciążeniowe“, określane w literaturze anglosaskiej mianem „load casts“ (Kuenen 1953a, Prentice 1956) lub „flow casts“ (Shrock 1948 i inni). W takich przypadkach nie występują zazwyczaj prócz hieroglifów „obciążeniowych“ hieroglify innych rodzajów.

Powierzchnia stropowa ławicy o warstwowaniu frakcjonalnym jest nieostra. Zaznacza się mniej lub bardziej wyraźne przejście do leżącego wyżej osadu ilastego. Ten typ warstwowania nie jest jednak we fliszu podhalańskim częsty. Zwykle warstwowanie frakcjonalne jest „przerwane“ w stropowej części ławicy i piaskowiec oddzielony jest powierzchnią nieciągłości od leżącego nad nim łupku. Osad ilasty spoczywający na ławicach frakcjonowanych wykazuje zwykle silne zapiaszczenie.

Różnorodność warstwowania frakcjonalnego we fliszu podhalańskim jest niewielka. Spośród wielu typów tego rodzaju warstwowania wyróżnionych w literaturze (Książkiewicz 1954, Kuenen 1952b) tylko nieliczne spotykamy w omawianych warstwach.

Zasadniczym typem warstwowania frakcjonalnego jest warstwowanie *frakcjonalne zupełne* (Książkiewicz 1954). W tym typie warstwowania grubość materiału w ławicy stopniowo maleje ku górze i wreszcie piaskowiec przechodzi w sposób ciągły w leżący wyżej osad ilasty. Jak było wspomniane poprzednio, ten typ warstwowania w omawianych warstwach nie jest częsty.

Bardziej pospolitym typem jest warstwowanie *frakcjonalne przerwane* (Książkiewicz 1954). Charakteryzuje się ono nagłym skokiem w rozmiarach ziarna, bądź wewnątrz ławicy (np. dolna gruboziarnista partia wyraźnie odcina się od pozostałej drobnoziarnistej), bądź też skok ten może zaznaczyć się w stropie ławicy frakcjonowanej brakiem przejścia od piaskowca do łupku. Ta ostatnia odmiana spotykana jest na Podhalu bardzo często.

Warstwowanie *frakcjonalne symetryczne* występuje najczęściej w cienkich, bardzo drobnoziarnistych piaskowcach w seriach o przewadze łupków. W tym przypadku frakcja najgrubsza (jakkolwiek o wymiarach bezwzględnych bardzo drobnych) gromadzi się w środku ławicy, natomiast ku stropowi i spągowi piaskowiec przechodzi w otaczający go łupek. W warstwowanych symetrycznie bardzo drobnoziarnistych piaskowcach zaznacza się niejednokrotnie słaba laminacja. Laminacja jest podkreślona przez smugi zwęglonego detrytusu roślinnego i blaszek muskowitu. Występuje ona głównie w stropowych i spągowych partiach ławicy wywołując w tych miejscach powstanie oddzielności płytowej.

Wytwarzanie warstwowania laminowanego przez prądy zawieszinowe przyjmowało wielu autorów (Kuenen 1953, Kopstein 1954, Książkiewicz 1954, Dżułyński & Radomski 1955). W opisywanym przypadku tego rodzaju kombinację warstwowania frakcjonalnego i laminowanego można wytłumaczyć szeregiem prądów zawieszinowych występujących jeden za drugim. Prądy te, jak można sądzić z grubości niesionego materiału i miąższości odkładanych ławic, były prawdopodobnie znacznie rozcieńczone. Pierwsze, stosunkowo słabe, przyniosły najlżejszy materiał, potem siła prądów rosła osiągając swe maksimum w czasie osadzania się środkowych partii ławicy, by później stopniowo maleć. Być może, wszystkie te prądy miały jedną, działającą przez pewien określony czas, przyczynę (np. burza podnosząca osad złożony w przybrzeżnych regionach basenu).

Pozostałe trzy typy warstwowania frakcjonalnego pojawiają się jedynie sporadycznie. Są to:

Warstwowanie *frakcjonalne pensymetryczne* (Książkiewicz 1954). Obserwowane ławice o tym typie warstwowania oddzielone są ostrą granicą od podścielającego je łupku. Na łupku leży jednak, nie jak w przypadku ławic frakcjonowanych innych odmian, frakcja najgrubsza, ale warstewka drobnoziarnista, niekiedy laminowana, zwykle nie przekraczająca kilku centymetrów grubości, a dopiero nad nią pojawia się frakcja gruba. Granica pomiędzy spągową warstewką drobnoziarnistą a resztą ławicy jest zwykle bardzo wyraźna.

W tym przypadku można przyjąć, że w tworzeniu się ławicy współdziałały co najmniej dwa prądy zawieszinowe. Główny, który wytworzył większą część ławicy, był poprzedzony jednym lub więcej słabymi prądami, które osadziły warstewkę w jej spągu (Książkiewicz 1954).

W podobny sposób można wytłumaczyć powstanie warstwowania *frakcjonalnego wielokrotnego*. W ławicy o tym typie warstwowania występuje kilka wkładek materiału gruboziarnistego. Wkładki te są oddzielone wyraźną granicą od podścielającego je osadu, ku górze natomiast ziarno ich stopniowo maleje. Wkładki gruboziarniste składają się zazwy-

czaj z materiału tym drobniejszego im dana wkładka zajmuje wyższe położenie w ławicy. We fliszu podhalańskim najczęściej występuje warstwowanie dwu lub trójkrotne. Warstwowania wyższego rzędu są bardzo rzadkie.

W jednym przypadku obserwowałem typ warstwowania będący pewną modyfikacją warstwowania przerywanego, ale ze względu na to, że stanowi on niejako ogniwo pośrednie pomiędzy warstwowaniami frakcjonalnymi sensu stricto a jednorodnym typem warstwowania, które zostały omówione poniżej, warto mu poświęcić nieco uwagi. W spągu tej ławicy, w zasadzie równoziarnistej, występowała nieciągła warstewka ziaren znacznie grubszych od materiału tworzącego resztę ławicy (fig. 1). Frakcjonalną strukturą tej ławicy, a tym samym współdziałaniem przy tworzeniu jej prądu zawiesinowego nie ulega wątpliwości. W mniej dogodnym jednak odsłonięciu, mogłaby ujść uwadze szczątkowa warstewka materiału grubszego i ławica ta zostałaby zaliczona do piaskowców jednorodnych. Ten typ warstwowania można nazwać „szczątkowym“ warstwowaniem frakcjonalnym.

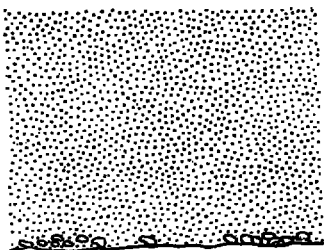


Fig. 1
„Szczątkowe“ i warstwowa-
nie frakcjonalne „Vestigial“
graded bedding

Grupa piaskowców *jednorodnych* zasługuje na specjalną uwagę. Mimo braku gradacji, wiele istotnych cech wskazuje na to, że powstawały one, podobnie jak piaskowce frakcjonowane, w wyniku działania prądów zawiesinowych. Brak frakcjonowania można tłumaczyć bądź selekcją długiego transportu, bądź po prostu brakiem innej frakcji w materiale niesionym przez prąd (Kuenen & Menard 1952, Książkiewicz 1954, Dzułyński & Radomski 1955). Z genetycznego więc punktu widzenia stanowią one niejako krańcowy przypadek warstwowania frakcjonalnego, w którym występuje tylko jedna frakcja. We fliszu podhalańskim piaskowce te są grupą reprezentowaną dość licznie.

Granulometria piaskowców frakcjonowanych

W rozdziale tym zostaną omówione wyniki analiz sitowych piaskowców frakcjonowanych i jednorodnych.

Próbki przeznaczone do analiz granulometrycznych były rozdrabniane przez kilkunastokrotne przekryształizowanie w soli glauberskiej. Rozdrobniona próbka po wysuszeniu i zważeniu była następnie przesiewana na mechanicznej wstrząsarce w ciągu 10-15 minut w zależności od jej wagi i zawartości frakcji pylastej. Poszczególne frakcje ważono i otrzy-

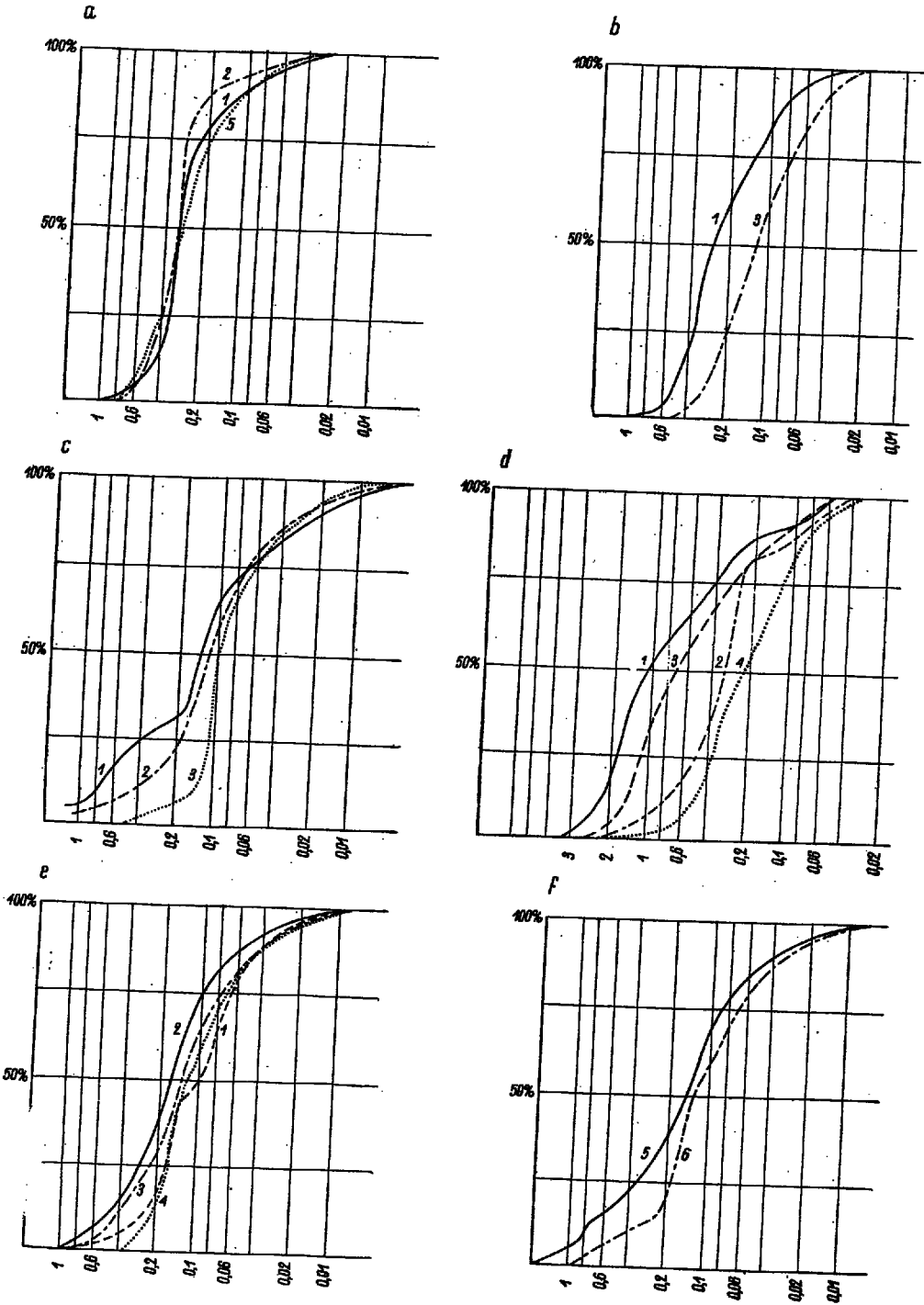


Fig. 2

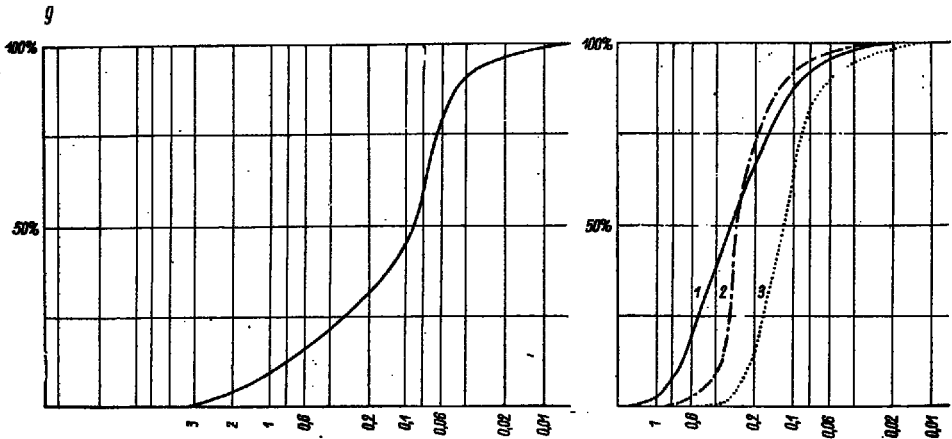


Fig. 2

Skład granulometryczny ławic o różnych typach warstwowania

Cyfrы określają miejsce pobrania próbki w ławicy: 1 spąg, 2 środek, 5 strop

a piaskowiec jednorodny, ławica Skrzypny 1; b piaskowiec frakcjonowany, ławica Szaflary 10; c piaskowiec frakcjonowany, ławica Skrzypny 8; d piaskowiec frakcjonowany dwukrotnie, ławica Skrzypny 5; e piaskowiec frakcjonowany dwukrotnie, Szaflary 9, dolna część; f piaskowiec frakcjonowany dwukrotnie, ławica Szaflary 9, górna część; g żwirowce ilaste, Szaflary 11; h piaskowiec frakcjonowany, ławica Szaflary 7

Granulometric composition of beds with various types of bedding

Sites of sampling in the bed indicated by numbers: 1 base, 2 centre, 5 top

a homogeneous sandstone, Skrzypny 1 bed; b graded sandstone, Szaflary 10 bed; c graded sandstone, Skrzypny 8 bed; d bi-graded sandstone, Skrzypny 5 bed; e bi-graded sandstone, Szaflary 9 bed, bottom side; f bi-graded sandstone, Szaflary 9 bed, upper side; g argillaceous gravels, Szaflary 11 bed; h graded sandstone, Szaflary 7 bed

mane wyniki zostały przedstawione w postaci krzywych kumulatywnych na podziałce logarytmicznej (fig. 2).

Niejednokrotnie nie udało się uzyskać idealnego wydzielenia ziaren piasku. Mimo wielokrotnej krystalizacji w soli glaúberskiej i trawieniu w kwasie solnym, obok pojedynczych ziaren pozostawał pewien procent agregatów złożonych z kilku do kilkunastu zlepionych ziaren. W takim przypadku każda frakcja była przeglądana pod lupą binokularną i obliczono z około 100-150 ziaren procent ziaren pojedynczych. Skorygowano w ten sposób wartości stanowiący podstawę do wykreślenia krzywych. Z każdej badanej ławicy pobierano od 2 do 4 próbek celem przesledzenia zmian w uziarnieniu w zależności od odległości od spągu ławicy.

Piaskowce frakcjonowane są przeważnie drobnoziarniste. Maksymalne rozmiary ziaren wahają się wprawdzie w granicach od 2-3 mm do 2-6 cm, ale ilość ławic zawierających otoczaki o znacznej średnicy jest

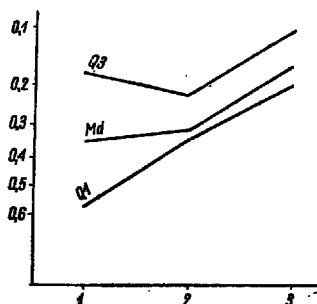
niewielka. Przeciętny rozmiar ziaren dla spągowej partii ławicy wynosi około 0,3 mm. W miarę jak posuwamy się w profilu ławicy ku górze maleje przeciętna średnica ziaren i jednocześnie ulega zmniejszeniu średnica maksymalna ziaren spotykanych na tym poziomie w ławicy.

Dobrze to uwidacznia fig. 3, na której przedstawione są średnice dla mediany pierwszej (Q1), trzeciej (Q3) oraz przeciętny rozmiar ziaren (Md)¹

Fig. 3

Zmiana pierwszej i trzeciej mediany oraz przeciętnej średnicy ziarna w piaskowcach frakcjonowanych w zależności od odległości od spągu ławicy

Liczby na osi odciętych: 1 spąg, 2 środek, 3 strop ławicy; Q1 pierwsza mediana, Q3 trzecia mediana, Md przeciętny rozmiar ziaren



Changes in 1st and 3rd medians and in mean grain diameter of graded sandstones controlled by distance from bed bottom

Numbers on abscissa: 1 bottom side, 2 centre, 3 upper side of bed; Q1 first median, Q3 third median, Md mean grain diameter

w zależności od miejsca pobrania próbki w ławicy. W omawianym przykładzie (próbka Szaflary 7) rozmiar ziaren dla Q1 w spągu ławicy wynosił 0,6 mm, w środku 0,3 mm, w stropie 0,2 mm. Podobny przebieg wykazują pozostałe krzywe dla Md i Q3.

W przypadku warstwowania frakcjonalnego wielokrotnego (por. str. 7), maksymalne średnice ziaren w pojawiających się warstewkach materiału gruboziarnistego są tym mniejsze im dana warstewka zajmuje wyższe położenie w profilu ławicy (fig. 2 d, e, f, próbka Skrzypny 5, Szaflary 9 na fig. 23). Podobne obserwacje poczynił również M. Książkiewicz (1954).

Stopień wysortowania materiału obliczony wzorem Traska ($S_o = \sqrt{q_1/q_3}$) waha się w granicach od 1,16 do 2,8. Jest on w zasadzie lepszy w stropowych niż spągowych partiach ławic.

Poniższe zestawienie ilustruje wysortowanie i przeciętne średnice ławic warstwowanych frakcjonalnie.

¹ Mediana pierwsza (Q1) oznacza, że 25% ziaren w badanej próbce ma rozmiary większe niż wartość mediany. Mediana trzecia (Q3) podaje to samo dla 75%.

Tabela (Chart) 1
Wyniki analiz granulometrycznych piaskowców frakcjonowanych
Results of granulometric analyses of graded sandstones

| Próbka (Sample) | Q1 | Q3 | Md ₀ | So | |
|--------------------|------|------|-----------------|------|---|
| Skrzypny 1-5 | 0,40 | 0,19 | 0,28 | 1,45 | pc jednorodny (homogeneous sandstone) |
| -2 | 0,40 | 0,29 | 0,30 | 1,16 | |
| -1 | 0,32 | 0,23 | 0,30 | 1,55 | |
| Szaflary 10-3 | 0,20 | 0,08 | 0,13 | 1,56 | |
| -1 | 0,38 | 0,14 | 0,29 | 1,64 | |
| Skrzypny 8-3 | 0,12 | 0,06 | 0,10 | 1,36 | |
| -2 | 0,20 | 0,07 | 0,14 | 1,67 | |
| -1 | 0,43 | 0,07 | 0,16 | 2,50 | |
| Skrzypny 5-4 | 0,38 | 0,13 | 0,21 | 1,7 | warstwowanie frakc. dwukrotne (bi-graded bedding) |
| -3 | 1,3 | 0,28 | 0,65 | 2,8 | |
| -2 | 0,5 | 0,25 | 0,3 | 1,4 | |
| -1 | 1,8 | 0,4 | 0,9 | 2,6 | |
| Szaflary 9-6 | 0,19 | 0,07 | 0,15 | 1,49 | warstwowanie frakc. dwukrotne (bi-graded bedding) |
| -5 | 0,35 | 0,08 | 0,16 | 2,11 | |
| -4 | 0,18 | 0,07 | 0,13 | 1,61 | |
| -3 | 0,25 | 0,07 | 1,15 | 1,81 | |
| -2 | 0,3 | 0,09 | 0,18 | 1,78 | |
| -1 | 0,18 | 0,07 | 0,10 | 1,55 | |
| Szaflary 11 | 0,35 | 0,07 | 0,09 | 2,6 | źwirówce ilaste (argillaceous gravels) |

Uwaga: Druga cyfra w numeracji oznacza kolejność pobrania próbki w profilu ławicy zaczynając od spągu.

Note: Second numbers indicate order of sampling from section of bed beginning at bottom.

Według W. C. Krumbeina i F. J. Pettijohna (1938) współczynnik wysortowania piasków plażowych wynosi 1,22, a żwirów plażowych 1,13. W. C. Krumbein i L. L. Sloss (1955) podają, że dobrze wysortowane piaski morskie mają współczynnik wysortowania około 2,5; średnio 2,5 do 4, a źle wysortowane — powyżej 5. Jak wynika z powyższych danych, wysortowanie piaskowców frakcjonowanych we fliszu podhalańskim jest dobre. Być może nastąpiło ono podczas długiego transportu w prądzie zawieszonym przez grawitacyjną selekcję.

Powyższe przykłady dotyczą ławic spotykanych najczęściej we fliszu podhalańskim. O wiele rzadziej spotykamy ławice frakcjonowane o ziarnie grubym. Maksymalna średnica ziaren w ławicach tego typu wahała się w granicach kilku centymetrów (5-7 cm).

Osobne zagadnienie stanowią fragmenty łupków występujące w piaskowcach frakcjonowanych w rozmaitych położeniach w ławicy. Ich obecność jest jednym z argumentów przemawiających na korzyść teorii prądów zawieszinowych (Kuenen & Migliorini 1950). Łupki występujące jako otoczaki lub okruchy w piaskowcach fliszu podhalańskiego nie różnią się litologicznie od łupków rozdzielających ławice piaskowcowe. Kształty ich są zwykle nieregularne, krawędzie ostre. Spotykamy jednak również nagromadzenia fragmentów łupkowych o kształtach owalnych i zaokrąglonych krawędziach. Wymiary ich są bardzo różne i wahają się od ułamka centymetra do $100 \times 80 \times 80$ cm w przypadku największego z obserwowanych. Zwykle są one ułożone równolegle do powierzchni warstwowania. Widoczna w nich oddzielność łupkowa jest niezależna od powierzchni ułatwienia piaskowców, co przemawia za allochtonicznym pochodzeniem tych fragmentów. Mogą one być rozrzucone bezładnie w całym profilu ławicy, albo też grupują się w pobliżu jej spągu lub stropu (Dzubyński & Radomski 1955). Dwa ostatnie przypadki są znacznie częstsze niż pierwszy. Przypuszczam, że przyczyny takiego rozmieszczenia okruchów można szukać w różnej gęstości i szybkości prądów odkładających materiał. Ciężar objętościowy łupków wynosi obecnie około 2. Jest to jednocześnie górna granica optymalnej gęstości prądów zawieszinowych, które posiadając dużą siłę transportową zachowują przy tej gęstości jeszcze znaczną ruchliwość i mogą się rozprzestrzeniać na znaczne odległości. W przypadku prądów o gęstości 2 lub zbliżonej łupki mogą sedymentować ostatnie, co jest dodatkowo ułatwiane przez ich płaskie kształty. W przypadku prądów o małej gęstości będą one wleczone po dnie i zgromadzą się w spagowych partiach ławicy.

Obtroczenie ziaren w piaskowcach frakcjonowanych

Przez obtroczenie rozumiemy stopień zmian w kształcie pierwotnym ziarna dokonanych podczas transportu w środowisku wodnym czy powietrznym. Jest ono w zasadzie niezależne od kulistości ziarna (sphericity), czyli wskaźnika zbliżenia jego obecnego pokroju do kształtu kulistego. Stąd też wiele ziaren dobrze obtoczonych może mieć niski współczynnik kulistości i na odwrót.

W pracy niniejszej posługiwano się przy sporządzaniu wykresów obtroczenia ziaren tablicą Krumbeina i Slossa (1955), którzy przyjmują 5 klas obtroczenia określonych cyframi 0,1, 0,3, 0,5, 0,7, 0,9. Cyfra 0,1 oznacza ziarna zupełnie ostrokrawędziste, a cyfra 0,9 obtroczone, bardzo dobrze, które zatraciły zupełnie swój pierwotny kształt i mają wszystkie powierzchnie zaokrąglone.

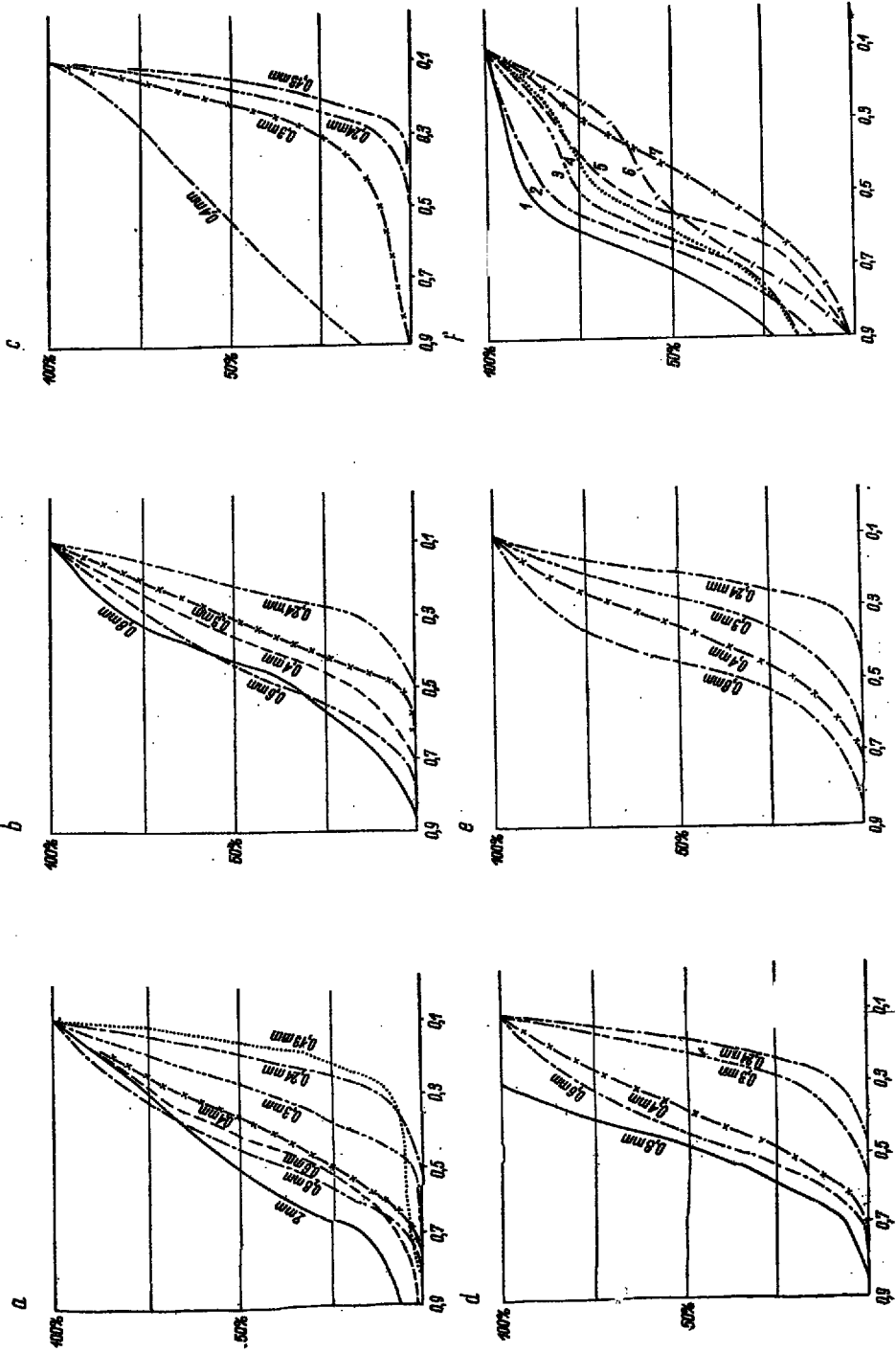


Fig. 4

Klasyfikacji dokonywano wizualnie pod lupą binokularną przez porównanie ziaren w badanej próbce z kształtami ziaren wzorcowych podanymi w tablicy. Metoda ta obarczona jest wprawdzie nieuniknionym błędem spowodowanym subiektywnością oceny, ma jednak tę zaletę, że jest bardzo prosta i w porównaniu z innymi metodami mechaniczno-matematycznymi pozwala na szybszą ocenę obtoczenia ziarna. Błąd oceny subiektywnej starano się usunąć przez stosunkowo dużą liczbę przeliczanych ziaren. Wahalała się ona przeciętnie od 100 do 150 ziaren w jednej próbce.

W przypadku piaskowców frakcjonowanych, w których występują frakcje różniące się znacznie od siebie wymiarami, nie można mówić o stopniu obtoczenia przeciętnym dla całej ławicy. Obtoczenie bowiem zależy w dużej mierze od rozmiarów ziarna. Ziarna większe łatwiej na ogół ulegają obróbce podczas transportu niż drobne (Russel & Taylor 1936), dlatego też otrzymane wyniki przedstawiono na krzywych kumulatywnych osobno dla każdej frakcji (fig. 4 a-e).

Tabela (Chart) 2
Przeciętny stopień obtoczenia ziaren piasku w piaskowcach
Average degree of roundness of sand grains in sandstones

| Średnica ziaren w mm (Grain diameter in mm.) | | 3 | 2 | 1,5 | 0,9 | 0,8 | 0,6 | 0,5 | 0,4 | 0,3 | 0,24 |
|---|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Szaflary | 7-3 | | | | | | | | 0,55 | 0,22 | 0,18 |
| | -2 | | | | | 0,42 | 0,44 | 0,36 | 0,36 | 0,31 | 0,22 |
| | -1 | | 0,51 | | | 0,46 | 0,40 | | 0,37 | 0,28 | 0,19 |
| Skrzypny | 1-5 | | | | | | 0,45 | | 0,35 | 0,27 | 0,2 |
| | -1 | | | | | 0,47 | 0,43 | | 0,38 | 0,21 | 0,17 |
| Skrzypny | 8 | | | 0,42 | 0,25 | 0,24 | | 0,23 | 0,20 | 0,1 | 0,1 |
| Szaflary | 11 | 0,5 | 0,35 | | | 0,30 | 0,26 | 0,40 | 0,20 | 0,2 | 0,1 |

Jak wynika z powyższej tabeli i wykresów stopień obtoczenia materiału w omawianych ławicach jest bardzo słaby.

W przypadku frakcji o średnicy 1,5-3 mm wyraża się on przeciętnie cyfrą 0,5 i spada bardzo szybko razem ze zmniejszaniem się rozmiaru.

Fig. 4

Obtoczenie ziaren piasku w piaskowcach (a-e) i łupkach (f)
Rounding of sand grains in sandstones (a-e) and shales (f)

a — Skrzypny 7-1, b — Skrzypny 7-2, c — Skrzypny 7-3, d — Skrzypny 1-1, e — Skrzypny 1-5; f — 1 Nowe Bystre, 2 Dol. Małej Łąki, 3 Sucha Woda, 4 Dol. Za Bramką, 5 Czarny Dumajec 17, 6 Dol. Za Bramką 2, 7 Szaflary 4

rów ziarna. Dla frakcji 0,6 mm wynosi on od 2,26 do 0,45, dla frakcji 0,3 mm już tylko 0,2-0,3 czyli, że większość ziaren o tych rozmiarach jest zupełnie ostrokrawędzista.

A. Cailleux (1943) podaje, że w przypadku typowych piasków morskich, co najmniej 30% ziaren o średnicy około 0,3 mm jest dobrze obtoczonych i posiada błyszczące powierzchnie. Analogiczne cyfry uzyskane dla piaskowców fliszowych (przeciętnie kilka procent) są o wiele niższe. Można przypuszczać, że piaski fliszowe przez stosunkowo krótki okres przebywały w strefie litoralnej basenu i szybko były redeponowane w głąb, znacznie poniżej zasięgu podstawy falowania. Materiał nie narażony na obróbkę przez kipię morską mógł zachować ostre, nienaruszone krawędzie.

Stopień obtoczenia ziaren poszczególnych frakcji nie zależy od położenia próbki w profilu ławicy. Fakt ten zdaje się potwierdzać przypuszczenie, że piaskowce frakcjonowane powstały w czasie jednego, krótkotrwałego aktu sedymentacyjnego. W przypadku, gdyby frakcjonowanie miało być wynikiem zmian w nasileniu erozji na lądzie dostarczającym materiał, czy zmian w położeniu dna basenu sedymentacyjnego możnaby oczekiwać, że procesy te odbywające się w czasie długotrwałych cykli odzwierciedliłyby się w jakiś sposób również i w morfologii ziarna. Na przykład w przypadku pierwszym materiał spagowych gruboziarnistych partii ławic znoszony w stadium młodocianym rzeźby przyległego obszaru powinien być gorzej obtoczony niż bardziej drobnoziarnisty piasek znoszony przez rzeki w stadium dojrzałym, który przeszedł już długą ewolucję w czasie transportu itp.

Natomiast jest cechą bardzo charakterystyczną pojawienie się ziaren piasku o wysokim stopniu obtoczenia w łupkach przedzielających ławice warstwowane frakcjonalnie. W łupkach tych pojawia się niewielka (od kilkudziesięciu do kilkuset ziaren w próbce o wadze 0,2 kg) ilość piasku. Rozmiary ich wahają się w granicach od 0,2 do 0,7 mm, przeciętna ich średnica wynosi 0,3-0,4 mm. Średni stopień obtoczenia wyraża się cyfrą 0,5-0,6, są to więc ziarna obtoczone stosunkowo dobrze (pl. XXXVI, fig. 4f).

Różnice w obtoczeniu ziaren kwarcu w piaskowcach i łupkach występują jeszcze wyraźniej, jeżeli weźmiemy pod uwagę maksymalny stopień obtoczenia ziaren w obydwu osadach we wskaźnikowej frakcji 0,3-0,4 mm. W pierwszym przypadku najlepszy stopień obtoczenia wynosi wyjątkowo 0,7 a zwykle jest około 0,5% ziaren o tym obtoczeniu. Ziarna piasku pochodzące z łupków nawet przy tych niewielkich średnicach są zwykle dobrze obtoczone (stopień obtoczenia 0,7). Procent ziaren o obtoczeniu wyrażającym się cyframi 0,5-0,9 jest znaczny i dochodzi do 40-50%. Wiele z nich posiada powierzchnie gładkie i błyszczące. Ziarna najlepiej obto-

czone (0,9) mają bardzo często powierzchnie podziurkowane i matowe, co jest cechą charakterystyczną ziaren osadów eolicznych. Różnice w obtoczeniu ziaren piasku z piaskowców i łupków ilustruje fig. 5 i tab. 3.

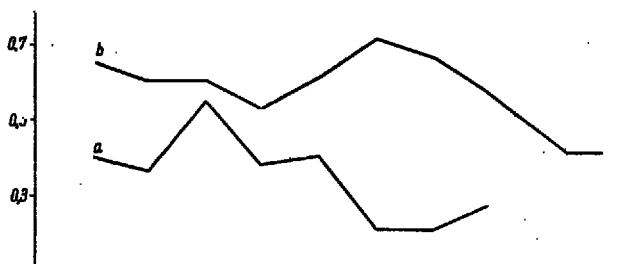


Fig. 5

Przeciętny stopień obtoczenia ziaren o średnicy około 0,5 mm w piaskowcach (a) i w łupkach (b) w różnych próbkach

Mean roundness degree of grains with 0.5 mm. diameter in sandstones (a), and shales (b) as seen in various samples

Tabela (Chart) 3
Obtoczenie ziaren kwarcu w łupkach
Roundness of quartz grains in shales

| Próbka — (Sample) | Stopień obtoczenia (degree of roundness) | Przeciętne rozmiary ziaren w mm. (Average size of grains in mm) |
|-------------------|---|---|
| Mała Łąka 1 | 0,65 | 0,4-0,8 |
| " " 2 | 0,6 | 0,5-0,6 |
| Za Bramką 1 | 0,6 | 0,4-1 |
| " " 2 | 0,53 | 0,4-0,5 |
| Sucha Woda | 0,6 | 0,5-0,6 |
| Nowe Bystre | 0,7 | 0,6-0,8 |
| Łapszanka 5 | 0,65 | 0,5-0,8 |
| Cz. Dunajec 17 | 0,55 | 0,3-0,4 |
| " " " | 0,4 | 0,6-0,8 |
| Szaflary 7 | 0,4 | 0,3-0,4 |
| " 13 | 0,1 | 0,5 |

Część łupków fliszowych, szczególnie łupki silnie zapiaszczone i związane z ławicami frakcjonowanymi niewątpliwie stanowią produkt końcowy sedymentacji prądów zawieszinowych (Dzudyński, Radomski & Ślaczka 1957). Znaczna jednak część łupków jest osadem, który narastał powoli przez swobodne opadanie delikatnej zawiesiny ilastej. W tym typie osadów obecność ziaren kwarcu o niewielkich stosunkowo rozmiarach tłumaczyć można transportem przez powierzchniowe czy dennie prądy morskie.

Część tego materiału, a szczególnie ziarna mające charakterystyczne dla piasków eolicznych powierzchni — być może — została nawiana z przyległego łądu.

Ziarna kwarcu w silnie spiaszczonych łupkach występujących w stropie ławic frakcjonowanych są w znacznej mierze obtoczone bardzo słabo. Otrzymane cyfry odpowiadają danym uzyskanym dla piaskowców (np. Szaflary 13). Czasem jednak w stropowych partiach ławic piaskowcowych pojawia się domieszka ziaren dobrze obtoczonych, wyraźnie różniących się jednak zabarwieniem i charakterem powierzchni od pozostałych (pr. Szaflary 7 frakcja 0,4 mm fig. 4c). Być może w osadach litoralnych nastąpiło wymieszanie się piasków morskich i eolicznych.

Orientacja ziaren w ławicach frakcjonowanych

Materiał wleczony po dnie przez prąd wody może otrzymać pewną orientację kierunkową. E. C. Dapples i J. F. Rominger (1945) otrzymali w warunkach eksperymentalnych ułożenie dłuższych osi ziaren piasku równoległe do kierunku prądu. W osadach fliszowych zwrócili uwagę na orientację otoczków P. H. Kuenen i H. W. Menard (1952), M. Książkiewicz (1954) oraz T. Wieser (1954). Zjawisko to wykorzystał F. P. H. W. Kopstein (1954) do ustalenia kierunku transportu materiału w osadach kambryjskich Walii mierząc ułożenie dłuższych osi ziaren o rozmiarach większych niż 1-2 mm.

We fliszu podhalańskim orientacja ziaren kwarcu ze względu na niewielkie ich rozmiary jest w warunkach polowych trudna do stwierdzenia. Pomiary ułożenia ziaren robione na naszlifach w znacznej większości przypadków dały rezultaty ujemne.

Zorientowane ułożenie ziaren występuje przeważnie w piaskowcach o znacznej ilości spoiwa, w którym ziarna większe tkwią niejako w masie złożonej z materiału drobnoziarnistego. Ławice zbudowane z ziaren dobrze wysortowanych, w których ziarna są ściśle upakowane jedne przy drugich, orientacji zwykle nie wykazują. Ułożenie ziaren jest dachówkowe, podobne do tego, jakie spotykamy w materiale żwirowym niesionym przez rzeki. Dłuższe osie ziaren pochylone są pod rozmaitymi kątami (średnio 20°-35°) i w 80% — 90% w tym samym kierunku.

Celem znalezienia rzeczywistego kierunku nachylenia osi robiono pomiary na dwóch prostopadłych do siebie naszlifach. Niewielka ilość pomiarów nie pozwala na wysnucie wniosków o charakterze regionalnym. Otrzymane kierunki były bardzo różnorodne. Niejednokrotnie różniły się od siebie znacznie nawet w dwóch sąsiednich ławicach (Skrzypny 102 nachylenie w kierunku NE, Skrzypny 105 ku S).

Być może stosunkowo drobny materiał zawdzięcza swe ułożenie turbulencjom w sunącym po dnie prądzie zawieszinowym.

Warstwowanie laminowane

Warstwowanie laminowane spotykane jest w osadach fliszu podhalańskiego bardzo pospolicie. Występuje ono przeważnie w ławicach cienkich. Najgrubsza obserwowana ławica laminowana mierzyła 60 cm miąższości, najczęściej jednak spotyka się z grubości znacznie mniejszą. Przebieżna z 220 pomierzonych ławic wykazała średnią wynoszącą 8,5 cm.

Miąższość ławic piaskowców laminowanych jest bardzo często niestała. Obserwujemy niejednokrotnie cieniowanie ławic, a niekiedy ulegają one zupełnemu wyklinowaniu.

Powierzchnie ławic o warstwowaniu laminowanym są z reguły płaskie. Powierzchnia dolna ostro odgranicza ławicę piaskowca od podścielającego łupku. W takich przypadkach bardzo często występują hieroglify zarówno organiczne jak i nieorganiczne. Hieroglify nieorganiczne są zwykle niewielkich rozmiarów. Przeważają drobne ślady pozostawione przez wleczone ziarna piasku i cienkie wałki hieroglifów wleczeniowych; niekiedy pojawiają się hieroglify prądowe. Tym niemniej, szczególnie na ławicach grubszych, obserwujemy również hieroglify wleczeniowe czy prądowe, których rozmiary nie ustępują hieroglifom tego typu spotykanym na ławicach frakcjonowanych.

Powierzchnia stropowa, o ile ławica nie uległa ruchom spływowym, jest również płaska. Może być ona ostra, podobnie jak powierzchnia spągowa, może też zaznaczać się tutaj stopniowe przejście od piaskowca w łupkę i wtedy określenie granicy między sąsiadującymi ławicami łupku i piaskowca jest trudne.

Czasem takie stopniowe przejście istnieje również i w przypadku powierzchni spągowych. Wtedy mamy do czynienia z pewnym rodzajem warstwowania symetrycznego.

Laminacja wywołana jest powtarzaniem się w ławicy warstewek jasnych i ciemnych. Grubość ich jest dość różna i waha się w granicach od ułamka milimetra do 2-4 mm, a nawet może dochodzić do wielkości rzędu 1 cm. Tak grubo laminowane ławice spotyka się jednak bardzo rzadko.

Warstewki ciemne powstają przez nagromadzenie się większych ilości substancji ilastych i zwęglonego detrytusu roślinnego. W laminach ciemnych zwykle występują też dość obficie blaszki muskowitu. Muskowit i inne elementy posiadające osie wydłużone w jednym kierunku układają się równoległe do powierzchni warstwowania.

Piaskowce laminowane mają ziarna bardzo drobne. Ze względu na ich znaczną spoistość i zwięzłość nie udało się rozdrobnić ich do tego stopnia, by można było przeprowadzić sitową analizę granulometryczną. Wykresy sporządzone wprost z pomiarów ziaren w płytkach cienkich pod mikroskopem nie dają rzeczywistego obrazu częstotliwości występowania poszczególnych frakcji. Spowodowane jest to z jednej strony tym, że w płytkach cienkich mierzymy jedynie pozorne średnice ziaren, z drugiej

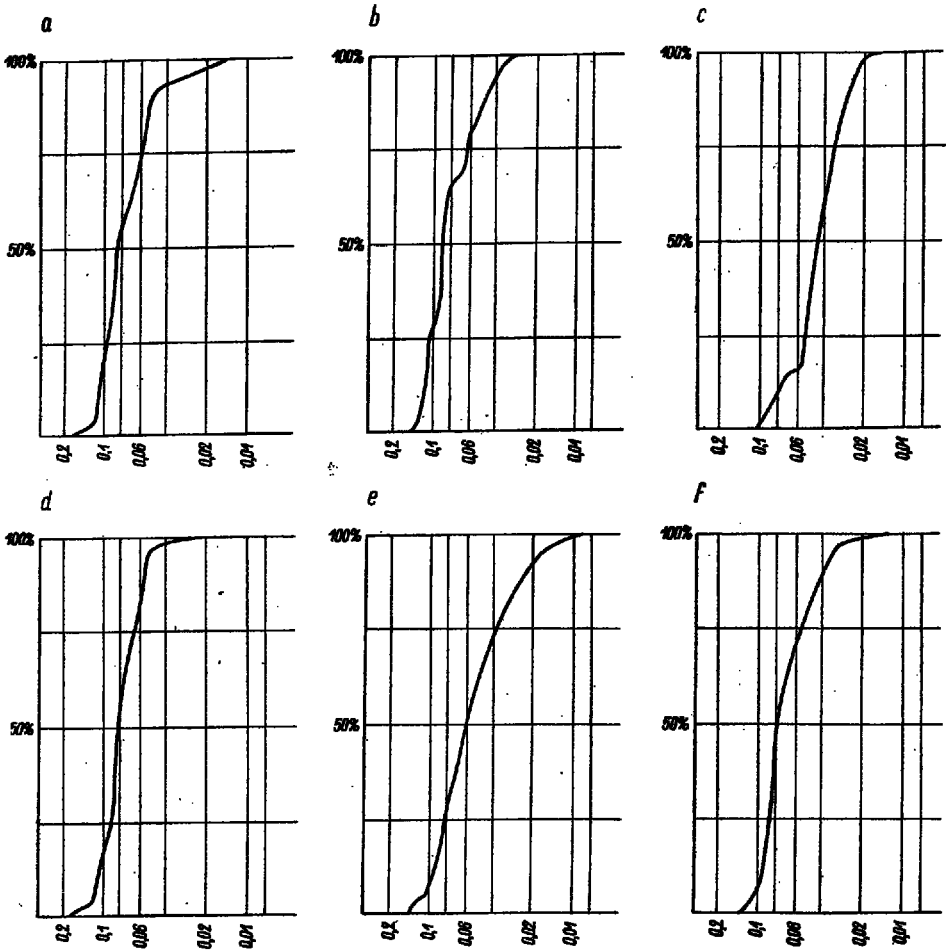


Fig. 6

Skład granulometryczny piaskowców laminowanych
Granulometric composition of laminated sandstones

a — Białka, b — Sucha Woda 1, c — Sucha Woda 111, d — Czarny Dunajec 13,
e — Czarny Dunajec 18, f — Nowe Bystre 2

zaś różne jest prawdopodobieństwo natrafienia przez płytkę cienką na ziarno duże i małe. Istnieje kilka metod przeliczania wyników otrzymanych przez pomiar pozornych średnic w płytkach cienkich na średnice rzeczywiste. W pracy tej zastosowano metodę i tabele podane przez N. N. Greenmana (1951). Autor sprawdził podaną przez siebie metodę przez porównanie wyników otrzymanych z normalnej analizy sitowej i z płytek cienkich po przeliczeniu za pomocą wypracowanych przez siebie tabel. Uzyskał on daleko idącą zgodność wyników.

Na fig. 6 przedstawione są wykresy uziarnienia kilku wybranych typowych przykładów warstwowania laminowanego.

Tabela (Chart) 4
Wyniki analiz granulometrycznych piaskowców laminowanych
Results of granulometric analyses of laminated sandstones

| | Q1 | Q3 | Md | So |
|----------------|-------|-------|-------|------|
| Białka 1 | 0,1 | 0,057 | 0,085 | 1,22 |
| Sucha Woda 1 | 0,055 | 0,030 | 0,045 | 1,35 |
| " " 111 | 0,11 | 0,063 | 0,09 | 1,32 |
| Cz. Dunajec 13 | 0,09 | 0,065 | 0,081 | 1,14 |
| " " 18 | 0,085 | 0,04 | 0,065 | 1,45 |
| Nowe Bystre 1 | 0,09 | 0,055 | 0,08 | 1,28 |

Przeciętne średnice ziaren wahają się w granicach 0,06-0,09 mm. Maksymalna wielkość ziaren w typowych piaskowcach laminowanych wynosi około 0,14 mm. Wyszortowanie materiału jest dobre. Współczynnik wysortowania wynosi od 1,14 do 1,45.

Niestety nie można tych wyników porównywać bezpośrednio z danymi dla piaskowców frakcjonowanych. W przypadku tych ostatnich podstawą do obliczenia procentowego występowania poszczególnych frakcji była ich waga. Natomiast w przypadku piaskowców laminowanych podstawą była ilość ziaren danej wielkości.

W szlifie sporządzonym ze stropowej partii ławicy frakcjonowanej, która wykazywała niewyraźną laminację, otrzymano wymiary znacznie większe. Przeciętna średnica wynosiła 0,14 mm, a największe mierzone ziarna dochodziły do 0,4 mm. Współczynnik wysortowania nie odbiegał od pozostałych i wynosił 1,24.

Substancja ilasta, której nagromadzenia wywołują powstanie laminacji, występuje w postaci nieregularnego kształtu skupień wypełniających wolne przestrzenie między ziarnami kwarcu (pl. XXXVII, fig. 1). Skupienia te rozsiane są w całej ławicy. Ich większe nagromadzenia na

pewnych powierzchniach powodują powstanie laminy ciemnej. Dlatego też granice pomiędzy poszczególnymi laminami są nieostre.

Wyraźnie zarysowują się laminy wywołane nagromadzeniem substancji roślinnej, która zwykle jest ograniczona w takich przypadkach do lamin ciemnych.

W obserwowanych piaskowcach laminowanych nie stwierdzono gradacji ziarna ani w obrębie poszczególnych lamin, ani też nie zaznacza się różnica w wielkości ziarna w laminach jasnych i ciemnych.

W warstwowaniu laminowanym podobnie jak i w przypadku warstwowania frakcjonalnego wyróżniono szereg typów (Książkiewicz 1954).

Pospolicie występuje *laminacja gradacyjna*. W tym typie warstwowania laminy jasne cienieją ku stropowi, wzrasta stopniowo zawartość substancji ilastej w laminach ciemnych i ławica stopniowo przechodzi w łupek.

Równie często spotyka się we fliszu podhalańskim *warstwowanie różnolaminowe*. W tym typie warstwowania laminy ciemne i jasne różnej grubości występują w dowolnym następstwie.

Inne typy warstwowania laminowego występują bardzo rzadko.

Warstwowanie przekątne

Warstwowanie przekątne obok laminowanego jest typem najbardziej pospolitym we fliszu podhalańskim.

Występuje ono, tak jak i laminowane w ławiczkach cienkich, których grubość wyjątkowo dochodzi do 20-30 cm. Średnia miąższość ławic o tym typie warstwowania obliczona na podstawie ponad 200 pomierzonych ławic wynosi 3,5 cm. Grubość ławic nie jest stała. Bardzo często obserwujemy znaczne zmiany w ich miąższości zachodzące na przestrzeni zaledwie kilku metrów. Prawie w każdej odkrywce możemy spotkać ławice warstwowane przekątnie, które ulegają zupełnemu wyklinowaniu i zanikowi.

Laminy w warstwowaniu przekątnym są zwykle cienkie i swoim charakterem nie różnią się od lamin występujących na ławicach laminowanych równolegle. Obserwujemy wielokrotnie związek między tymi dwoma typami warstwowania. Bardzo często tworzą one rozmaite typy warstwowania złożonego (por. str. 24). Warstwowanie laminowane i przekątne występują nie tylko jedno nad drugim, ale zastępują się też bocznie w jednej ławicy. W ławicy warstwowanej początkowo przekątnie nachylenie lamin staje się, w miarę jak ją śledzimy wzdłuż biegu, coraz mniejsze i warstwowanie przekątne przechodzi stopniowo w laminowane równoległe.

Wielkość ziaren, z których zbudowany jest ten typ ławic, jest tego samego rzędu, co w przypadkach ławic laminowanych równoległe. Ma-

ksymalna wielkość pomierzona pod mikroskopem w płytkach cienkich wynosiła około 0,2 mm, a przeciętne rozmiary 0,06-0,09 mm.

Pakiety lamin warstwowania przekątnego są zwykle ścięte powierzchnią stropową ławicy. Kąt, pod jakim laminy są nachylone do powierzchni stropowej, w wyjątkowych przypadkach dochodzi do 30° , a przeważnie jest mniejszy i zawiera się w granicach $15-20^\circ$. Do powierzchni spągowej ławicy laminy dochodzą stycznie i dlatego tworzą w przekroju linię wygiętą, zwróconą wklęsłością ku górze. Najczęściej w ławicy warstwowanej przekątnie występuje jeden pakiet lamin pochylnych równoległe. Powierzchnia spągowa nie wykazuje zwykle śladów działalności erozyjnej w momencie powstawania ławicy. Powierzchnie stropowe i spągowe są zwykle równe i do siebie równoległe. Na powierzchniach spągowych występują nieraz liczne hieroglify nieorganiczne, zwykle ślady włoczenia piasku i drobne hieroglify pochodzenia organicznego.

Wyżej opisany typ warstwowania przekątnego jest najczęstszy we fliszu podhalańskim; inne występują znacznie rzadziej.

Spotykamy też warstwowanie przekątne z laminami prostymi ułożonymi torrencjalnie, dochodzącymi pod kątem zarówno do stropu jak i do spągu ławicy (fig. 7).

Niekiedy w skład ławic wchodzi kilka pakietów lamin. Wtedy są one zwykle soczewkowate, a powierzchnie spągowe wyższych pakietów ścinają niezgodnie strop pakietów leżących niżej.

W rzadkich przypadkach spotykamy ławice warstwowane przekątnie, w których laminy zachowały swoje stropowe partie i dochodzą stycznie nie tylko do powierzchni spągowych, ale również i do stropu (fig. 8).



Fig. 7

Warstwowanie przekątne torrencjalne
Torrential cross bedding



Fig. 8

Warstwowanie przekątne z zachowaną
górną częścią lamin
Cross bedding with preserved topset
laminae

W przykładzie przedstawionym na rysunku ponad partią warstwowaną przekątnie występuje cienka warstewka piaskowca jednorodnego, której osadzenie — być może — uchroniło dolną część ławicy od erozji.

Jak można wnioskować ze stosunkowo nieznacznego pochylenia lamin i niewielkich rozmiarów ziaren tworzących tego rodzaju ławice, prądy, którym zawdzięczają one swe pochodzenie, nie były prawdo-

podobnie silne. Porównując wielkości ziaren w nich występujące z wykresami Ch. Nevina (1946) i Hjulstroma (1936) podającymi szybkość potrzebną do poruszenia materiału o określonej wielkości otrzymujemy szybkości prądów rzędu 20-30 cm/sek. (Książkiewicz 1954).

Warstwowanie złożone

Trzy zasadnicze typy warstwowań spotykane we fliszu podhalańskim — frakcjonalne, laminowane i przekątne mogą budować ławice piaskowców albo samodzielnie, albo też występują w jednej ławicy wspólnie, tworząc rozmaite kombinacje warstwowań złożonych.

Teoretycznie ilość możliwych kombinacji jest duża. W praktyce spotykamy najczęściej zaledwie kilka typów warstwowań złożonych przedstawionych na fig. 9.

Warstwowanie frakcjonalne występuje najczęściej wspólnie z laminowanym mułowcem i przechodzi w łupkę. W łupku widać niekiedy jeszcze drobnoziarnista część posiada mniej lub bardziej wyraźną laminację. Lamininy w takich przypadkach są zwykle dość grube (do kilku mm), podkreślone niekiedy przez płytową oddzielność piaskowca. W miarę posuwania się ku górze ławicy lamininy jasne stają się coraz cieńsze, ziarno ich maleje i zwiększa się ilość substancji ilastej. Piaskowiec staje się laminowanym. Spotykamy liczne ławice frakcjonowane, których stropowa smugi piaszczyste, które giną w niewielkiej odległości od stropu ławicy. Ślady zapiaszczenia, bez wytwarzania struktur laminowych, widoczne są nieraz w pakiecie łupkowym bardzo wysoko.

Inne kombinacje warstwowania frakcjonalnego z laminowanym, jak również i z przekątnym spotykane są rzadko. Niekiedy np. w stropowych partiach ławic frakcjonowanych zaznacza się warstwowanie przekątne. Zazwyczaj jest ono ścięte przez powierzchnię stropową ławicy, na której leżą wtedy łupki dość ostrą granicą. W kilku przypadkach zaobserwowano, że nad partią ławicy warstwowaną przekątnie występował jeszcze mułowiec laminowany i wtedy przejście do łupku leżącego wyżej odbywało się stopniowo.

W jednym przypadku warstwowanie laminowane występowało w najniższej partii ławicy, a dopiero wyżej pojawiał się materiał gruby zaczynający frakcjonowaną jej część.

Warstwowanie laminowane występuje również w stropowych partiach ławic jednorodnych. Wyjątkowo zakończenie ławicy jednorodnej może stanowić warstwowanie przekątne.

Najczęściej spotykamy warstwowanie złożone, w skład którego wchodzi warstwowanie laminowane i przekątne. Zwykle dolna część ławicy

jest wtedy warstwowana przekątnie. Skośnie ułożone warstewki są ścięte przez laminy poziome tworzące górną część ławicy. Warstwowanie przekątne i laminowane może powtarzać się wielokrotnie w jednej ławicy. W takim przypadku zakończenie ławicy stanowi albo warstwowanie przekątne albo laminowane.

Mniej często spotykany jest przypadek odwrotny, w którym dół ławicy ma warstwowanie laminowane, a góra jest warstwowana przekątnie.

We fliszu podhalańskim nie występuje typowe warstwowanie krzyżowe. W nielicznych przypadkach obserwowano ławice, w których pakiety lamin pochylone były w różnych kierunkach. Niestety okazy były tego rodzaju, że trudno było stwierdzić, czy przedstawiały one rzeczywiście, czy też pozorne warstwowanie krzyżowe, wywołane przez nakładanie się na siebie układających się w różnych kierunkach lamin warstwowania przekątnego.

Zaobserwowano cztery kombinacje wymienionego typu warstwowania z warstwowaniem przekątnym jednokierunkowym i laminowanym.

Pakiety zawierające laminy pochylone w różnych kierunkach występowały na przemian z warstwowaniem laminowanym, przy czym ławica zaczynała się warstwowaniem laminowanym.

Tego typu warstwowanie przekątne zakończyła ławicę, której dół był warstwowany przekątnie w jednym kierunku, a środek miał warstwowanie laminowane.

W innej ławicy przy tym samym układzie warstwowań, nad warstwowaniem „różnokierunkowym“ występowało jeszcze po raz drugi warstwowanie przekątne i laminowane, które zakończyła ławicę.

Znana jest również następująca kombinacja warstwowań poczynając od dołu ławicy: warstwowanie przekątne, laminowane, pakiety lamin pochylone w różnych kierunkach, warstwowanie laminowane.

Te typy warstwowań złożonych obserwowane były w jednym, najwyżej 2-3 przypadkach.

We wszystkich opisanych przykładach laminy warstwowania przekątnego dochodzą styczniście do dolnej powierzchni warstwy.

Na fig. 9 przedstawiona jest częstość występowania poszczególnych typów warstwowań prostych i złożonych w warstwach chochołowskich. Zrobiono wykresy dla wschodniej i zachodniej części obszaru oraz dla całości. Widzimy, że krzywe wszystkich tych trzech wykresów przedstawiają się bardzo podobnie. Pozwala to wnioskować o znacznej jednostajności warunków sedymentacyjnych w tej części basenu fliszowego.

Na podkreślenie zasługuje wysoki procent ławic o warstwowaniu laminowanym (39%); drugie miejsce zajmuje warstwowanie przekątne

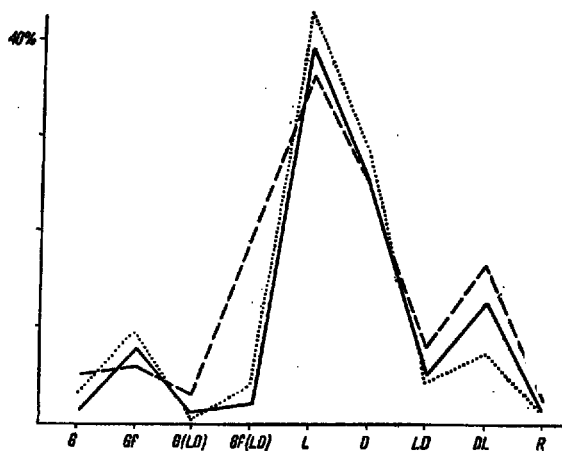


Fig. 9

Częstość występowania ważniejszych typów warstwowań

Linia ciągła — na całym Podhalu, linia przerywana — w jego zachodniej części, linia kropkowana — we wschodniej części Podhala. G warstwowanie frakcyjne, Gf warstwowanie jednorodne, L warstwowanie laminowane, D warstwowanie przekątne, R różne typy warstwowań. Oznaczenia dwuliterowe oznaczają warstwowanie złożone. Litera pierwsza określa typ warstwowania w dolnej, druga i następna w górnej części ławicy. Litery w nawiasach oznaczają połączenia danych typów warstwowania z warstwowaniem głównym bez oznaczenia kolejności

Frequency of occurrence of the chief types of bedding

Continuous line — throughout the Podhale area, broken line — western part of Podhale, dotted line — eastern part of Podhale

G graded bedding, Gf homogeneous bedding, L laminated bedding, D cross bedding, R various types of bedding. Composite bedding indicated by double lettering. The first letter shows the bottom type of bedding the following that in top of bed. Letters in parenthesis indicate association of the particular types of bedding to the main type without sequence

(25%). Spośród warstwowań kombinowanych najbardziej pospolite jest warstwowanie złożone z warstwowania przekątnego na dole i laminowanego na górze (12%); przypadek odwrotny jest rzadszy (5%). Spośród warstwowań frakcyjnych najczęstsze jest warstwowanie jednorodne (8%), przy czym trzeba pamiętać, że pewna część tych piaskowców ma prawdopodobnie minimalną gradację materiału nie dającą się stwierdzić w warunkach polowych. Ławice o wyraźnej strukturze frakcjonowanej stanowią stosunkowo nieznaczny odsetek około 1%. W sumie ławice frakcjonowane stanowią około 11% wszystkich ławic.

Powyższe dane statystyczne opierają się na obserwacji około 800 ławic pomierzonych wzdłuż Czarnego Dunajca na zachodzie oraz Białki, Porońca i Suchej Wody we wschodniej części Podhala.

HIEROGLIFY NIEORGANICZNE

Hieroglify wleczeniowe (groove-casts, drag-marks)

Hieroglify wleczeniowe występują na spągowych powierzchniach ławic głównie warstwowanych frakcjonalnie i jednorodnych. Spotyka się je jednak również i na ławicach o innych typach warstwowań. Stanowią one prostolinijne wałki, ostro odgraniczone od pozostałej powierzchni ławicy. Wysokość wałków wynosi od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów. W tych samych granicach waha się ich szerokość. Na powierzchni omawianych form występują niekiedy ostro zarysowane grzbieciki (pl. XXXVIII, fig. 1).

W zakończeniach tych hieroglifów można znaleźć niekiedy tkwiące fragmenty łupków lub zwęglone resztki roślinne. Te ostatnie są to przeważnie kilkucentymetrowej długości ułamki gałązek tworzące niejako przedłużenie hieroglifu. Ułożenie to podkreśla prądowy charakter tych struktur (pl. XXXVIII, fig. 2).

Hieroglify tego typu powstają przez wleczenie po dnie przez prąd zawieszinowy twardych przedmiotów (Dżułyński & Radomski 1955). W przypadkach stwierdzonych we fliszu podhalańskim były to właśnie wymienione wyżej fragmenty łupków i ułamki drewna.

P. H. Kuenen (1957b) wyraził przypuszczenie, że tego rodzaju formy powstają raczej podczas osuwisk podmorskich. Otrzymał on podobne struktury podczas doświadczeń nad spływami podwodnymi. Niewątpliwie pewna część hieroglifów określana obecnie mianem hieroglifów wleczeniowych mogła powstać i na tej drodze. Autor obserwował płaszczyznę poślizgu niewielkiego osuwiska na brzegu Cichej Wody w Murze, gdzie rzeczywiście wytworzyły się bruzdy bardzo podobne do hieroglifów wleczeniowych. Szereg faktów przeczy jednak osuwiskowemu pochodzeniu większości hieroglifów wleczeniowych występujących na piaskowcach fliszu podhalańskiego.

Hieroglify wleczeniowe występują najczęściej w towarzystwie hieroglifów prądowych i to w taki sposób, że trudno jest przyjąć erozję dna w jednym miejscu przez prąd, a w drugim przez osuwisko. Współczesność bowiem powstawania hieroglifów obu tych typów nie może budzić wątpliwości.

Hieroglify uderzeniowe

Wiele zakończeń hieroglifów wleczeniowych wskazuje na znaczny impet, z jakim uderzały o dno przedmioty pozostawiające ślady wleczenia. Zakończenia te przedstawiają się jako krótkie (1-3 cm) wałki, często z charakterystycznymi dla hieroglifów wleczeniowych karami na powierzchni. Jeden koniec wałka zlewa się z resztą powierzchni piaskowca, grzbiet samego wałka wznosi się szybko do góry i jest ostro obcięty u drugiego końca płaszczyzną zwykle prawie prostopadłą do powierzchni ławicy i osi hieroglifu. Dalej za hieroglifem powierzchnia ławicy jest zupełnie gładka (pl. XXXVIII, fig. 1). Formy te powstają przez uderzenie twardego przedmiotu o dno, po czym zostaje on wyrzucony z utworzonej przez siebie bruzdy i uniesiony dalej (Dżułyński & Radomski 1955). Aby wytworzyć tego rodzaju formy, które można określić mianem hieroglifów „uderzeniowych“, niesione w prądzie przedmioty musiały mieć znaczną szybkość. Wątpliwe jest czy mogły nabyć ją one w osuwisku. Strome wzniesione zakończenia hieroglifów uderzeniowych są zawsze skierowane ku wschodowi a więc w kierunku, w którym płynęły prądy w basenie podhalańskim (por. str. 33), zgodnie z podanym wyżej wyjaśnieniem.

Można przypuszczać, że występujące na ławicach pojedyncze hieroglify, szczególnie w przypadku form dużych, przy braku struktur prądowych powstawały w sposób opisany przez P. H. Kuenena (1957b). Rozpoznanie jednak w każdym konkretnym przypadku genezy hieroglifu będzie niewątpliwie jednak trudne.

Hieroglify prądowe (flute casts)

Hieroglify prądowe, podobnie jak i poprzednio opisane, występują na spągowych powierzchniach ławic. Przedstawiają się one w postaci podłużnych wałków, rozszerzających się wachlarzowato w jednym kierunku i w tym kierunku zlewających się stopniowo z powierzchnią skały. Przeciwny koniec hieroglifu stanowi natomiast wyraźnie zarysowane narbrzmienie, mające nieraz nawet podwieszane ścianki. Wysokość hieroglifu w tym miejscu waha się od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Długość ich wynosi od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Niejednokrotnie, jak to podkreśla M. Książkiewicz (1954), hieroglify tego typu są zakrzywione. Wtedy po zewnętrznej stronie łupku ścianki są bardziej strome, nawet przewieszane, a po wewnętrznej bardziej płaskie.

Genezą tego typu hieroglifów zajmowało się wielu autorów (Gürich 1933, Häntzschel 1935, Richter 1935, 1936, 1937, Kieslinger 1937, Rücklin 1938, Rich 1950, Książkiewicz 1954, Prentice 1956). Powstają one w wy-

niku erozji dna zaścielonego materiałem stosunkowo jeszcze miękkim, ale już na tyle spoistym, że nie dochodzi do zatarcia się powstałych śladów.

Hieroglify te wykazują dość dużą różnorodność kształtów.

Typ płaski. — Hieroglify o kształcie typowych hieroglifów prądowych, słabo zaznaczające się na powierzchni ławicy o wysokości nie przekraczającej kilku (3-4 mm) milimetrów, o powierzchniach płaskich. Hieroglify te nie posiadają zgrubienia początkowego.

Typ „normalny“. — Został on już opisany na wstępie, występuje najczęściej. Niekiedy daje się zauważyć pewien związek między wielkością hieroglifów a grubością ławicy, na spągu której one występują (Książkiewicz 1954). Zależność ta nie jest regułą i niejednokrotnie nawet na ławicach o znacznej grubości spotykamy formy niewielkie. Natomiast na ławicach cienkich na ogół nie występują formy duże (pl. XXXIX, fig. 1).

Typ „podkówkowy“. — Na ławicach grubych, w towarzystwie hieroglifów prądowych normalnych, zwykle o dużych wymiarach, występuje typ hieroglifów o kształcie zbliżonym do kształtu podkowy. Są to formy duże, o wysokości dochodzącej do kilku centymetrów (3-5 cm), długości rzędu kilkunastu, częściej dwudziestu-trzydziestu centymetrów. Hieroglif podkówkowy zaznacza się podobnie jak normalny wyraźnym zarysowanym wzniesieniem początkowym, które następnie rozszerza się wachlarzowo. Po środku rozszerzenia zaznacza się depresja szybko zlewająca się z powierzchnią ławicy. Depresja ta jest ograniczona dwoma zgrubieniami, które biegną od wzniesienia początkowego w postaci dwóch ramion podkowy i zlewają się znacznie dalej z powierzchnią ławicy (fig. 10).

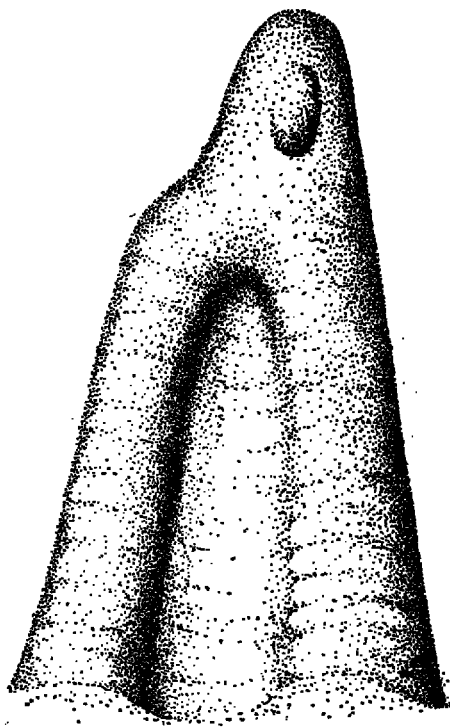


Fig. 10

Typ „podkówkowy“ hieroglifów prądowych
“Hoof-like” flute cast

Stosunkowo rzadziej występują formy które powstały prawdopodobnie przez zlanie się szeregu form mniejszych. Postępująca erozja poszczególnych hieroglifów doprowadziła do połączenia ich ze sobą i w ten sposób powstają formy nieregularne, zwykle znacznie większe od znalezionych pojedynczych hieroglifów (fig. 11).

Według H. Rücklina (1938) omawiane typy hieroglifów powstają na skutek selekcyjnej erozji prądowej na ilastym dnie. Prąd, początkowo

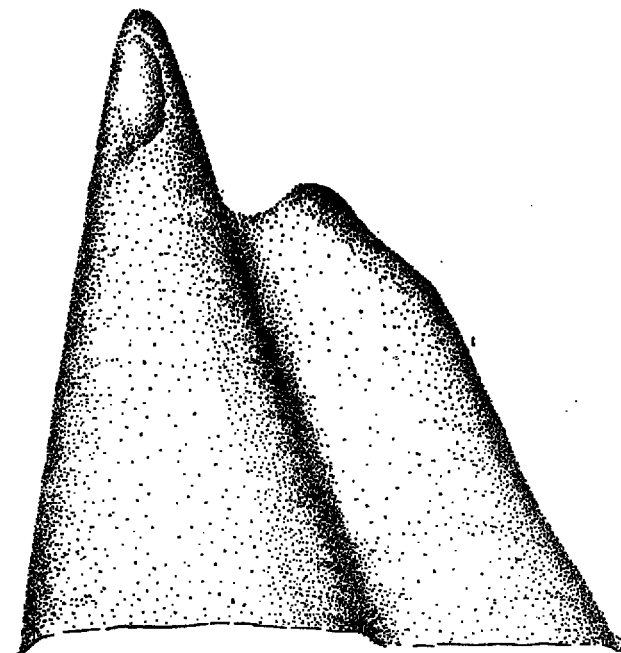


Fig. 11

Hieroglif prądowy, który powstał przez połączenie się kilku hieroglifów tego typu
Flute cast formed by fusion of several casts of this type

laminarny, wymywa mniej odporne partie osadu, tworząc w pierwszym stadium płaskie formy hieroglifów prądowych. Podczas dalszego wymywania za wyniosłościami zbudowanymi z bardziej odpornego osadu zaczyna się intensywna erozja słabnąca stopniowo w miarę oddalania się od przeszkody. Powstają wtedy hieroglify prądowe normalne. Przy wzrastającej w dalszym ciągu sile prądu zaczynają się tworzyć hieroglify podkówkowe, lub też poszczególne hieroglify łączą się ze sobą dając niezbyt głębokie a szerokie depresje erozyjne.

Hieroglify prądowe powstają podobnie jak powszechnie spotykane drobne formy erozyjne tworzące się w prądzie za twardymi przedmiotami

leżącymi na jego drodze. Mimo masowego występowania hieroglifów prądowych na niektórych ławicach, przedmioty te nie zostały do tej pory zidentyfikowane. Przemawiałoby to na korzyść tezy Rücklina, że rolę owych „twardych przedmiotów“ grały odporniejsze partie osadu.

W niektórych przypadkach hieroglify zbliżone swym wyglądem do hieroglifów podkówkowych powstały przez omywanie przedmiotów leżących na dnie. Są to rzeczywiste „ślady opływania“. W dwóch przypadkach udało się znaleźć ślady opływania, w którego ramionach tkwiły kilkucentymetrowej wielkości fragmenty łupkowe (pl. XXXIX, fig. 2).

Są to formy niewielkie, których wysokość nie przekracza 3-5 mm, a szerokość odchodzi do 3-4 cm. Wałek tworzący podkową i zamykający fragment łupku jest wyraźnie odgraniczony od reszty ławicy. Szerokość jego zmienia się od 5 mm na szczycie podkowy do 15 mm w miejscu, gdzie dwa ramiona łączą się ze sobą po opłynięciu łupku. Nie tracą jednak swej indywidualności i biegną dalej równolegle do siebie rozdzielone wąską bruzdą w miejscu ich zetknięcia. Kształt hieroglifu i położenie fragmentu łupkowego jest identyczne z podobnymi strukturami powstającymi w płynącej wodzie współcześnie.

Ślady tarcia piasku o dno

Na spągowych powierzchniach piaskowców spotyka się często delikatne wałeczki 1-2 cm długości i 1-2 mm wysokości. Mają one kształt wyprostowanego przecinka. Jeden ich koniec jest cienki i zlewa się z powierzchnią ławicy, przeciwny jest trochę szerszy, grubszy i zwykle wyraźniej zarysowany (pl. XXXVII, fig. 2). Grubsze końce tych hieroglifów są skierowane zawsze w kierunku płynięcia prądu ustalonego na podstawie występujących na tej samej ławicy hieroglifów prądowych. W kilku przypadkach udało się znaleźć w tych zakończeniach ziarna piasku.

Wydaje się, że formy te powstają przez uderzanie o dno niesionych prądem ziaren piasku. W niektórych przypadkach ziarna po zetknięciu się z osadem tracą szybkość i pozostawiający ślad swej drogi na dnie pozostają w osadzie. Częściej jednak zostają uniesione prądem dalej.

Struktury na górnej powierzchni ławic

Stropowe powierzchnie ławic piaskowcowych we fliszu podhalańskim są na ogół pozbawione hieroglifów. Wiąże się to z mechanizmem powstawania ławic piaskowcowych. Gromadzenie się osadu ilastego na powierzchni ławicy piaszczystej odbywa się albo bardzo wolno, albo też nagle, prawie współcześnie z piaskowcem. W obu przypadkach warunki zachowania się hieroglifów stropowych są niekorzystne (Dżułyński & Kinle 1957).

W jednym przypadku w warstwach chochołowskich odsłoniętych w Czarnej Górze w Białce Tatrzańskiej znaleziono „hieroglify“ stropowe. Na ściętej skośnie powierzchni drobnoziarnistego piaskowca występowały rysy utworzone przez przysypanie jej trochę grubszym materiałem, ułożone w dwie smugi przecinające się pod kątem około 30° .

Wyjaśnienia tego zjawiska dostarczyła obserwacja przyboju fali na plaży piaszczystej Bałtyku dokonana wspólnie z dr S. Dżułyńskim. Powrotna fala spływająca z powrotem z plaży do morza, wlokąc za sobą grubszy materiał pozostawiała identyczne z obserwowanymi na Czarnej Górze delikatne smugi na piasku ułożone poprzecznie do linii brzegowej. Następna fala niszczyła wytworzone struktury. W omawianym przypadku nie może naturalnie być mowy o ruchu materiału pod wpływem przyboju fal. Tym niemniej analogia obu zjawisk pozwala przypuszczać, że i te smugi powstały na skutek wleczenia ziaren piasku prądem dennym, który spowodował jednocześnie erozję w obrębie ławicy piaskowcowej.

KIERUNKI TRANSPORTU MATERIAŁU

Kierunki transportu materiału w basenie fliszowym zostały wyznaczone na podstawie hieroglifów prądowych i wleczeniowych oraz warstwowania przekątnego.

Na pierwsze miejsce wysuwają się hieroglify prądowe. Ich osie podłużne wskazują kierunek płynięcia prądu a ponadto ostre wybrzuszone zakończenia wskazują stronę, z której płynął prąd.

Jeżeli upad warstw nie przekraczał 20° , pomiaru dokonywano wprost na ławicy za pomocą kompasu. W przypadku ławic pochylonych bardziej stromo, mierzono kąt zawarty pomiędzy linią biegu a kierunkiem hieroglifu. Następnie przez obrót modelu ławicy dookoła linii biegu jako osi sprowadzono ją do położenia poziomego i odczytywano rzeczywisty kierunek. Na wielu ławicach hieroglify prądowe występują masowo. Mierzono wtedy tylko jeden kierunek „średni“, jeżeli hieroglify były uszeregowane mniej więcej równolegle. Jeśli natomiast na ławicy występowało dwa czy więcej kierunków wyraźnie różniących się od siebie, mierzono je oddzielnie.

Jak wynika z wykresów (fig. 12), jak również z mapy kierunków hieroglifów (fig. 23), istnieje daleko idąca ich zgodność w różnych poziomach stratygraficznych na całym badanym obszarze basenu podhalańskiego. Podobne obserwacje dla innych obszarów fliszowych przytaczają J. C. Crowell (1955), E. ten Haaf (1957) i J. L. Rich (1950).

W przeważającej ilości przypadków (50-80%) kierunki hieroglifów prądowych zawarte są między azymutami $70-100^\circ$. Ich ostre zakończenia

zwrócone są w kierunku zachodnim. Ogólnie rzecz biorąc prądy w basenie podhalańskim płynęły więc mniej więcej równoleżnikowo z zachodu na wschód.

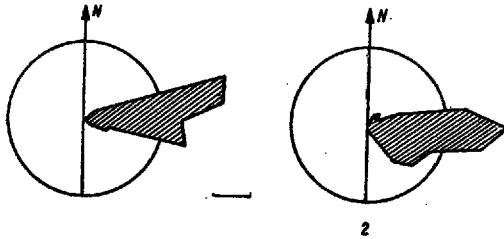


Fig. 12

Kierunki hieroglifów prądowych

1 w zachodniej części Podhala, 2 we wschodniej części Podhala. Odcinek oznacza jeden pomiar

Orientation of flute casts

1 in western Podhale area, 2 in eastern Podhale. Each sector indicates one measurement

Na obszarze zachodniego Podhala od granicy państwa po linię potoków Leśnica-Poroniec występuje wyraźna przewaga kierunku $70-80^\circ$ z południowego zachodu. Na wschód od tej linii hieroglify przyjmują wyraźnie równoleżnikowy kierunek (fig. 12 i 23).

Wzdłuż północnej granicy fliszu podhalańskiego występują kierunki odmienne od powszechnie spotykanych na całym obszarze Podhala. W kilku przypadkach (w potoku Łapszanka) pojawiają się hieroglify skierowane ze wschodu. Mimo silnego zaburzenia warstw na tym obszarze nie można kłaść tego faktu na karb przemieszczeń tektonicznych, ponieważ w sąsiedztwie obserwowano częstokroć kierunki z zachodu jak wszędzie. Raczej należałoby przypuszczać, że w rejonie tym nastąpiły lokalne zmiany w kierunku prądów, być może wywołane bliskością podwodnego wału, jaki stanowił w tym czasie pas skałkowy.

Hieroglify wlezeniowe wskazują w zasadzie tylko oś kierunku płynięcia prądu. Na podstawie samych tylko hieroglifów wlezeniowych nie można określić strony świata, z której płynął prąd. Mogą więc one stanowić jedynie uzupełnienie wyników otrzymanych na podstawie hieroglifów prądowych.

Kierunki hieroglifów wlezeniowych w ogólnych zarysach są te same co i hieroglifów prądowych. Obserwuje się tu również znaczną przewagę azymutów zawartych pomiędzy $70/250^\circ$ a $100/280^\circ$ ($60-80^\circ/\circ$).

Na obszarze zachodniego Podhala w wyżej podanych granicach posiadają one kierunki mniej więcej równoleżnikowe. Na wykresach (fig. 13) zaznaczają się dwa maksima rozłożone symetrycznie wokół kierunku wschód-zachód dla $70/250^\circ$ i $100/280^\circ$. Natomiast we wschodniej części

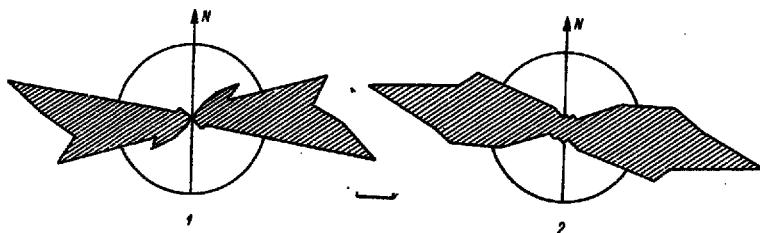


Fig. 13

Kierunki hieroglifów wleczeniowych, oznaczenia jak na fig. 12
Orientation of drag casts. Legend as in fig. 12

Podhala przeważa kierunek $100/280^\circ$, istnieje więc tendencja do odchylenia się od kierunku równoleżnikowego ku południowi (fig. 23). Jest rzeczą charakterystyczną, że kierunki hieroglifów wleczeniowych na obu obszarach są lekko odchyłone ku południowi w stosunku do hieroglifów prądowych (por. fig. 12 i 13).

W kilku przypadkach zauważono również wśród hieroglifów wleczeniowych kierunki niespotykane na ogół na badanym obszarze. W Potoku Trybszańskim przy jego ujściu do Białki, w Białce i we wsi Jaworzyna występują kierunki południkowe.

Kierunek płynięcia prądu wskazują również drobne hieroglify powstałe przez wleczenie ziaren piasku czy innych drobnych przedmiotów po dnie. Grubsze końce tych hieroglifów skierowane są w stronę, w którą płynął prąd (por. str. 31). I w tym przypadku zaznacza się wyraźna przewaga kierunku równoleżnikowego, z transportem materiału z zachodu (fig. 14).

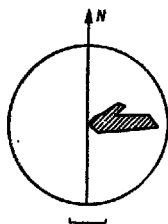


Fig. 14

Kierunki śladów tarcia płasku o dno. Wykres dla całości Podhala

Trends of marks of sand grains dragged over the bottom.
Diagram for the whole Podhale area

Warstwowanie przekątne wykazuje o wiele większy rozrzut kierunków niż opisane wyżej hieroglify (fig. 15 i 24). Spowodowane jest to z jed-

nej strony tym, że laminy warstwowania przekątnego powstającego nawet w prądzie o niezmiennym kierunku mają dość różne upady, których kierunki wahają się w znacznych nawet granicach. Czoło tworzącej się ławiczki warstwowanej przekątnie stanowi w większości przypadków powierzchnia falista; stąd też kierunek upadu lamin, który jest zawsze prostopadły do czoła, zmienia się od punktu do punktu.

Z drugiej strony nie zawsze można było wyznaczyć zupełnie ściśle kierunek rzeczywistego upadu lamin. Kierunek ten odczytywano zawsze z dwóch, o ile możliwości prostopadłych do siebie, przekrojów ławicy. Ze względu na zmienność kąta pochylenia lamin w obrębie ławicy niecelowe było posługiwanie się matematycznymi tabelami do przeliczeń kątów upadów pozornych na rzeczywiste. Jako kierunek upadu rzeczywistego przyjmowano więc kierunek wypadkowy z dwóch upadów pozornych. Wyniki otrzymane w ten sposób są obarczone pewnym nieuniknionym błędem. Starano się go wyeliminować przez możliwie dużą liczbę pomiarów w jednej odkrywce.

Pomiary warstwowania przekątnego potwierdzają wnioski wyciągnięte na podstawie pomiarów kierunków hieroglifów. Około 75% pomiarów zawartych jest w granicach azymutów 60-130°. Prądy, które wytworzyły ławice, warstwowanie przekątne, płynęły w ogromnej większości z zachodu na wschód.

W porównaniu z kierunkami hieroglifów, warstwowanie przekątne wykazuje zarówno we wschodniej jak i zachodniej części badanego obsza-

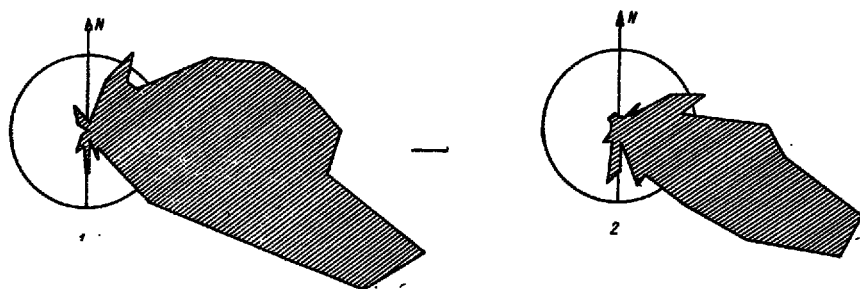


Fig. 15

Kierunki warstwowania przekątnego, oznaczenia jak na fig. 12

Trends of cross bedding. Legend as in fig. 12

ru wyraźne odchylenie ku południowemu wschodowi. Na obu diagramach (fig. 15) zaznaczają się maksima w granicach 110°-130°. Znikomy odsetek pomiarów wskazuje kierunki zasadniczo różne od przeważających, a więc ze wschodu czy z południa lub północy.

Kierunek hieroglifów występujących na powierzchniach spagowych ławic warstwowanych przekątnie nie zawsze zgadza się z kierunkiem na-

chylenia lamin w tych ławicach. Różnice te zwykle nie są duże i wynoszą od kilku do 20-30°. Można przypuszczać, że w takich przypadkach hieroglify nieorganiczne zostały wytworzone przez silny prąd zawieszinowy a następnie wytworzone formy zostały przysypane przez materiał donoszony przez stosunkowo słabe prądy denne o innym kierunku. Wspomniane wyżej zjawisko, jak i regionalne odchylenie ku SE kierunków warstwowania przekątnego w porównaniu z kierunkami hieroglifów mechanicznych (por. fig. 12, 13 i 14) zdają się potwierdzać myśl wyrażoną przez S. Dzułyńskiego i A. Radomskiego (1955), że między ławicami o warstwowaniu przekątnym a występującymi na ich spągu hieroglifami nieorganicznymi nie ma związku przyczynowego.

EGZOTYKI WE FLISZU PODHALAŃSKIM

W różnych ogniwach fliszu podhalańskiego, głównie jednak warstwach chochołowskich, występują ławice zlepieńcowe zawierające materiał egzotykowy.

Egzotyki o rozmiarach stosunkowo niewielkich, nie przekraczają zwykle 4-5 cm, występują w dolnych częściach ławic frakcjonowanych. Otoczaki o średnicach znacznie większych — od kilkunastu do 20-30 cm — występują w ławicach nieuporządkowanych, bez gradacji. Materiał wewnątrz ławic nie wykazuje żadnej przestrzennej orientacji. Charakter ławic z grubym materiałem zlepieńcowym jest często soczewkowaty (np. ławica koło mostu na drodze do Trybsza w Białce, czy ławica w Chochołowie). W takich przypadkach odnosi się wrażenie, że transport materiału odbywał się w gwałtownym zsuwie podmorskim, w gęstej sunącej po dnie brai, w której nie mogło dojść do rozsegregowania materiału.

Na obszarze zachodniego Podhala ławice z materiałem egzotykowym występują w okolicach Chochołowa i Nowego Bystrego. Najgrubszy materiał zlepieńcowy występuje w samym Chochołowie, gdzie spotykamy kilka ławic zawierających bloki od kilku do kilkudziesięciu centymetrów średnicy. W potokach przecinających warstwy chochołowskie w rejonie położonym bardziej na wschód, w okolicach Nowego Bystrego występują już tylko nieliczne ławice frakcjonowane zaczynające się zlepieńcem, którego średnice ziaren wynoszą najwyżej kilka centymetrów (bardzo rzadko 4-5 cm).

Dalej na wschód materiał egzotykowy niknie. W bardzo dobrze odsłoniętym profilu Białego Dunajca i jego prawo- i lewobrzeżnych dopływach nie spotykamy ławic zlepieńcowych.

Pojawiają się one dopiero na wschodzie w profilu rzeki Białki oraz na terenie wsi Niedzica i Kacwin. Rozmieszczenie materiału egzotykowego jest tutaj odmienne niż na zachodnim Podhalu. Najwięcej ławic egzoty-

kowych, zawierających jednocześnie najgrubszy materiał, spotykamy w potokach położonych najdalej na wschód, głównie w Kacwińskiej Rzece. W miarę posuwania się ku zachodowi zarówno ilość ławic z materiałem egzotykowym jak i grubość materiału zlepieńcowego stopniowo maleje. W potoku płynącym na wschód od Czarnej Góry do miejscowości Trybsze występują już tylko dwie ławice warstwowane frakcjonalnie z otoczkami nie przekraczającymi 1-2 cm.

W profilu Białki nie spotykamy zupełnie ławic egzotykowych, które mogłyby odpowiadać ławicom występującym na wschodzie. Niedaleko mostu na drodze do wsi Trybsze występują dwie grube ławice zawierające materiał egzotykowy o wielkości dochodzącej do rozmiarów pięści. Materiał ten jest zasadniczo różny od materiału występującego na obszarze Spisza.

Ławice z egzotykami na obszarze wschodniego Podhala i polskiego Spisza występują w domniemanych odpowiednikach warstw zakopiańskich na zachodzie.

W warstwach chochołowskich, mimo bardzo dobrego ich odsłonięcia w profilu Białki nie natrafiono na ławice z materiałem egzotycznym.

Zróznicowanie otoczków występujących w poszczególnych ławicach pod względem litologicznym jest nieznaczne. Znajdujemy w nich zaledwie kilka rodzajów skał. Natomiast różne ławice egzotykowe odbiegają znacznie od siebie występującymi w nich zespołami skał (fig. 16).

W najbardziej na zachód wysuniętych ławicach w Chochołowie na pierwsze miejsce wysuwają się jasnoszare, cukrowate dolomity. Stanowią one 25% ogólnej ilości otoczków zebranych z ławicy. Obok nich występują też dolomity drobnokrystaliczne, czarne (ok. 6%).

Wapienie, które występują tutaj w ilości około 35% są bardzo różnorodne. Spotykamy odmiany czarne, bitumiczne, wapienie szare piaszczyste, wreszcie zupełnie jasne kremowe lub żółte wapienie drobnokrystaliczne. W nielicznych okazach występują również wapienie zrostkowe oraz żółte margle rozpadające się na ostrokrawędziste nieregularne fragmenty.

Prócz skał dolomitowych i wapiennych występują wapieniste bardzo drobnoziarniste piaskowce barwy szarej, brunatnej lub zielonej. Zawierają one ziarna skaolinizowanych skaleni i niczym nie przypominają piaskowców fliszu podhalańskiego.

W Chochołowie występują również szare lub brązowe drobnoziarniste kwarcyty (ok. 14%).

Oprócz wymienionych skał spotykamy ziarna kwarcu, czarne lidyty i rogowce.

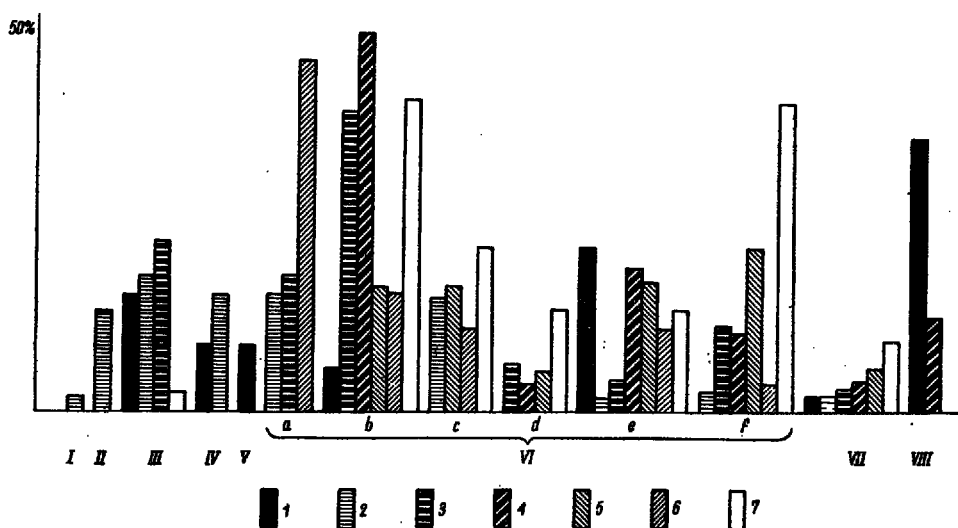


Fig. 16

Występowanie otoczków w ławicach egzotykowych

1 Chochołów, 2 Białka 1, 3 Białka 2, 4 Kacwin 1, 5 Kacwin 2, 6 Niedzica, 7 Kacwin 3.
 I — granity, II — skały metamorficzne, III — kwarcyty, IV — piaskowce, V — rogowce, VIa-f — różne typy dolomitów (objaśnienia w tekście), VII — różne skały, VIII — wapienie

Occurrence of pebbles in beds with exotics

1 Chochołów, 2 Białka 1, 3 Białka 2, 4 Kacwin 1, 5 Kacwin 2, 6 Niedzica, 7 Kacwin 3.
 I — granites, II — metamorphic rocks, III — quartzites, IV — sandstones, V — cherts, VIa-f — various types of dolomites, VII — various rocks, VIII — limestones

Przeciętny rozmiar otoczków waha się w granicach 4-10 cm. Stopień obtoczenia, szczególnie dolomitów, wapieni i piaskowców jest dobry, a czasem nawet bardzo dobry.

Podobny skład charakteryzujący się obecnością białych dolomitów i dużej stosunkowo ilości wapieni wykazują również drobnoziarniste zlepnieńce występujące na terenie Nowego Bystrego.

Cechą charakterystyczną materiału egzotykowego występującego na obszarze wschodniego Podhala jest znaczna przewaga otoczków dolomitowych nad wszystkimi innymi rodzajami skał.

Można wyróżnić następujące typy dolomitów:

a) dolomity ciemnopopielate, pelityczne, o nierównym przełamie, zwykle bardzo słabo obtoczone;

b) dolomity ciemne (ciemnopopielate lub czarne) bardzo drobnokrystaliczne o gładkim muszlowym przełamie;

- c) dolomity drobnokrystaliczne, ciemne, niekiedy z odcieniem brązowym lub czarne;
- d) dolomity czarne, zlewne, o muszlowym przełamie, pękające na ostrokrawędziste fragmenty;
- e) dolomity cukrowate, jasnopopielate lub białe;
- f) dolomity zlewne o gładkich muszlowych przełamach, jasne (jasnopopielate, kremowe, zielonkawe), niekiedy margliste.

Charakterystyczny jest prawie zupełny brak wapieni. Pewna ich ilość (ok. 10%) występuje jedynie w ławicy odsłaniającej się przy moście powyżej wsi Kacwin. Występują tam czarne bitumiczne wapienie (3%) oraz wapienie jasne, krystaliczne, cukrowate (7%).

Brak jest kwarcytów i egzotycznych piaskowców. Otoczaki piaskowców są bardzo zbliżone do piaskowców fliszu podhalańskiego. Są to popielate, drobnoziarniste, wapniste piaskowce z licznymi blaszkami muskowitu.

Rozmiary otoczków są rzędu kilku centymetrów. Stopień ich obtoczenia jest bardzo różny, przeważa obtoczenie słabe.

Odmienny skład petrograficzny wykazują ławice zlepieńcowe w Białce. Podobnie jak poprzednio opisane nie zawierają one wcale materiału wapiennego. Obok ciemnych dolomitów (f) (38%), występują w nich stosunkowo liczne skały metamorficzne (15%) oraz kwarcyty (20%), które nie są spotykane na Spiszu.

Łupki krystaliczne, które występują w omawianych ławicach podobne są pod pewnymi względami do łupków Tatr Zachodnich. Charakterystyczne jest dla nich występowanie czerwonej odmiany biotyту znajdującej również w łupkach krystalicznych pochodzących z materiału egzotykowego.

Kwarcyty są przeważnie drobno- lub średnioziarniste, od jasnych lub ciemnopopielatych do zupełnie czarnych. Obok rzeczywistych kwarcytów występują tu również w pewnej ilości piaskowce kwarcytowe.

Jak wynika z przytoczonych powyżej faktów, kierunek transportu materiału egzotykowego w warstwach chochołowskich na terenie zachodniego Podhala jest zgodny z kierunkiem prądów morskich, wyznaczonych na podstawie hieroglifów i warstwowania przekątnego. Kierunek transportu materiału w warstwach zakopiańskich na terenie wschodniego Podhala wydaje się być wręcz odwrotny — ze wschodu na zachód i stoi w pozornej sprzeczności z wynikami otrzymanymi na innej drodze.

Znaczne różnice w składzie petrograficznym ławic zlepieńcowych tych dwóch obszarów zdają się wskazywać, że istniały co najmniej dwa źródła dostarczające materiału egzotykowego.

W przypadku zachodniego Podhala szukać go należy gdzieś na zachodzie, jak na to wskazuje zarówno studium nad rozmieszczeniem materiału egzotykowego jak i hieroglify i warstwowanie przekątne.

Na wschodzie problem staje się bardziej skomplikowany. Sądząc po zmianach średnicy otoczków i częstości występowania ławic egzotykowych spodziewać by się należało transportu materiału ze wschodu. Celem wyjaśnienia tej pozornej niezgodności rozważmy w jakiej partii basenu rodziły się prądy zawieszinowe i jaki wpływ na osady powstające w jego centralnych partiach mogło mieć ukształtowanie wybrzeży.

Basen podhalański tworzył wydłużoną rynnę, pogłębiającą się ku wschodowi. Wszystkie struktury prądowe wskazują, że zasadniczy kierunek transportu był równoległy do osi basenu. Prądy zawieszinowe wymagają do swego powstania dość znacznej pochyłości dna, którego możemy spodziewać się na skłonach basenu. Prądy, które powstawały na brzegach basenu, spływały po skłonie w dół do jego centralnej części i tam skręcały ku wschodowi. Brak kierunków prostopadłych do osi basenu pozwala przypuszczać, że badany obszar zajmował jego centralną część. Przypuszczalne partie brzegowe zostały zniszczone przez erozję i obecnie już ich nie odnajdziemy.

Materiał transportowany przez prądy zawieszinowe był składany pierwotnie na obszarach litoralnych. Możemy spodziewać się tu znacznego zróżnicowania osadów. Na jednych odcinkach brzegu mógł gromadzić się materiał gruby np. przy ujściach żywo erodujących rzek, czy też u stóp klifu, a w innych miejscach bardziej drobnoziarnisty. Prądy zawieszinowe biorące początek z odcinków wybrzeży zasypanych materiałem zwirowym osadzały w dalszym swym przebiegu już w osiowej partii basenu zlepieńcowe ławice egzotykowe. Prądy pochodzące z odcinków wybrzeży o sedymentacji bardziej drobnoziarnistej tworzyły gruboziarniste piaskowce frakcjonowane. Na wschodnim Podhalu źródło materiału gruboziarnistego znajdowało się gdzieś na wschodzie, a ku zachodowi grubość ziarna malała, co następnie znalazło odzwierciedlenie w wykształceniu ławic z egzotykami.

Trudno jest w tej chwili powiedzieć, z którego brzegu basenu, południowego czy północnego pochodzi materiał egzotykowy. Jako domniemane źródło egzotyków nasuwa się w pierwszej chwili gmach tatrzański. Skład petrograficzny ławic z egzotykami jest jednak za mało charakterystyczny, by można było z całą pewnością paralelizować występujące w nich otoczki ze skałami tatrzańskimi. Niewątpliwie w serii osadowej Tatr występują również typy litologiczne odpowiadające znajdowanym egzotynom. Z drugiej jednak strony, spotykamy wśród nich skały zupełnie obce Tatrom jak np. niektóre typy kwarcytów czy wapieni. Ponadto brak jest charakterystycznych skał tatrzańskich takich jak werfeńskie kwar-

cyty, urgońskie wapienie itp. Jedynie niektóre odmiany dolomitów z pewnymi zastrzeżeniami można by uważać za pochodzące z serii triasowych Tatr. Wszystko to stawia pod znakiem zapytania Tatry jako obszar macierzysty skał fliszowych.

Zagadnienie pochodzenia egzotyków wiąże się z szerszym problemem pochodzenia materiału klastycznego tworzącego flisz podhalański w ogóle. Ze względu na jego znaczną miąższość i rozprzestrzenienie wydaje się, że obszarem macierzystym fliszu podhalańskiego był raczej stosunkowo rozległy ląd.

Opierając się na pomiarach struktur prądowych szukać by go należało na W lub WSW od obszaru zajmowanego przez flisz podhalański. Dane uzyskane z badanego rejonu popierają hipotezę P. H. Kuenena (1957a), że w wydłużonych basenach dowóz materiału odbywający się wzdłuż ich osi, może grać znacznie ważniejszą rolę niż dowóz poprzeczny.

Rozprzestrzenienie materiału egzotykowego we wschodniej części Podhala zmusza nas jednak do przyjęcia drugiego źródła położonego na północnym lub południowym brzegu basenu. Wydaje się, że szukać go należy po jego południowej stronie, na południe od dzisiejszych Tatr. Być może stanowił on przedłużenie wspomnianego wyżej lądu położonego na WSW.

Znajdowane w łupkach ziarna pochodzenia eolicznego mogą stanowić jeszcze jeden argument przemawiający za jego istnieniem. Jak byśmy sobie bowiem nie wyobrażali położonych na północy barier dzielących poszczególne baseny fliszowe, będą to zawsze raczej wąskie grzbiety czy archipelagi wysp niż rozległe lądy. Materiał dostarczony stąd był raczej sporadycznie i w niewielkich ilościach. Z północy pochodzi prawdopodobnie ławica osuwiskowa z egzotykami w Białce. Trudno bowiem przyjąć, by osuwisko mogło przejść w poprzek basen z południa i zatrzymać się dopiero przy jego północnych brzegach.

RUCHY MASOWE

Wiele ławic fliszu podhalańskiego wykazuje zaburzenia strukturalne wywołane ruchem materiału ławicy bądź w czasie jej sedymentacji lub bezpośrednio po niej, a przed diagenetą.

Deformacje te można podzielić na trzy grupy:

1. struktury określane mianem warstwowania konwolutnego (*convoluted bedding* autorów anglosaskich),
2. fałdy sedymentacyjne,
3. osuwiska podmorskie.

Warstwowanie konwolutive

Warstwowanie konwolutive jest w literaturze polskiej określane przez geologów pracujących w Karpatach jako „skorupowatość“ piaskowców. Występuje ono w piaskowcach drobnoziarnistych, o dobrze zaznaczonej laminacji w postaci nieraz bardzo skomplikowanych fałdów, miniaturowych „płaszczyzn z przefaldowania“ itp. struktur widocznych wewnątrz ławicy (fig. 17).

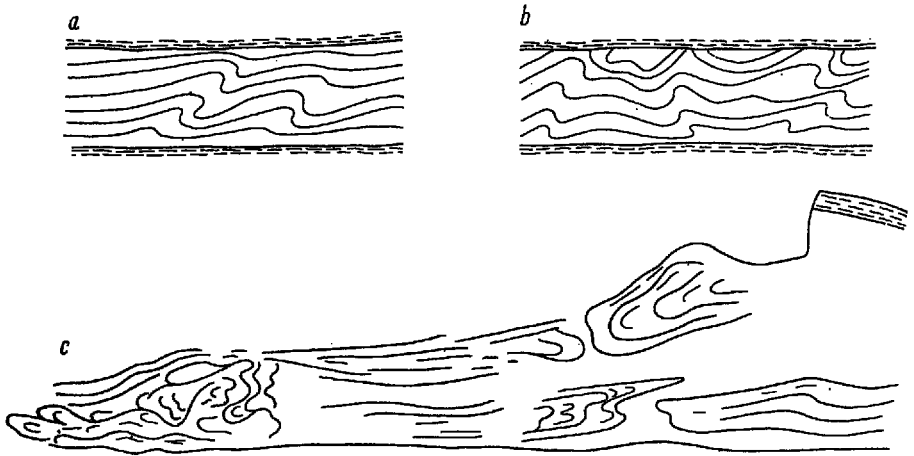


Fig. 17

Warstwowanie konwolutive

a wygasające w stropie ławicy, b ścięte powierzchnią stropową, c z kierunkowym ułożeniem fałdów

Convoluted bedding

a wedging out in top of bed, b truncated by top surface, c with oriented arrangement of folds

Cechą charakterystyczną tych ławic, na którą zwracano już uwagę w literaturze (ten Haaf 1956, Kuenen 1953a, Rich 1950) jest fakt, że mimo daleko idących zaburzeń lamin powierzchni stropowe i spągowe ławic pozostają gładkie i niezdeformowane. Podobnie nie obserwuje się zmian w miąższości ławic.

Pofałdkowanie lamin może obejmować całą ławicę, zwykle jednak laminy w jej spągowych partiach są poziome. Zaburzenia rozwijają się dopiero w pewnej odległości od spągu i osiągają swe największe nasilenie w górnej połowie ławicy. Od tego miejsca w miarę zbliżania się ku stropowi wygasają i ostatnie stropowe laminy leżą zwykle zupełnie poziomo

(fig. 17a). Pofałdowane laminy nie wykazują deformacji nieciągłych, rozwarń, uskoków itp. Wskazuje to na plastyczność materiału podczas powstawania omawianych struktur.

Drugi rodzaj warstwowania konwolucyjnego stanowią ławice, w których stropie obserwujemy wyraźną erozję, objawiającą się ścięciem siodeł (fig. 17b). Charakter piaskowców, lamin i styl samych zaburzeń w obu przypadkach jest zupełnie taki sam.

Geneza warstwowania konwolucyjnego, mimo obszernej literatury (Jones 1937, 1939, Brown, 1938, Earp 1938, Ganns 1942, Faibridge 1946, Migliorini 1950, Rich 1950, Kuenen 1953a, Kühn-Velten 1955 i inni), nie została do tej pory jednoznacznie wyjaśniona i poglądy rozmaitych autorów znacznie się od siebie różnią.

W ostatnich pracach na ten temat podnosi się szereg faktów, które przemawiają przeciw powstawaniu warstwowania konwolucyjnego na drodze podwodnego spęływania już złożonego osadu (Migliorini 1950, Kuenen 1953a, ten Haaf 1956). Są to przede wszystkim: niezmienna miąższość ławic, równoległość ich powierzchni stropowych i spągowych, znacznie większa długość lamin zaburzonych od lamin niezaburzonych występujących w tej samej ławicy oraz wygasanie zaburzeń w najwyższych partiach ławicy.

C. I. Migliorini (1950) uważa, że warstwowanie konwolucyjne może powstawać przez wyciskanie wody z piaszczystego osadu pod ciężarem złożonego nadkładu łupkowego. Przy założeniu, że wyciskanie przychwyczonej podczas sedymentacji wody nie doprowadziłoby do zupełnego zniszczenia struktur wewnątrzławicowych ani nawet do lokalnego porzrywania poszczególnych lamin, hipoteza ta nie tłumaczy kierunkowego pochylenia fałdów występujących często w omawianych ławicach.

P. H. Kuenen (1953a) przypuszcza, że warstwowanie konwolucyjne powstaje w momencie osadzania się ławicy z prądu zawieszinowego na skutek nacisku wywołanego na laminy tworzące ripplamarki. Na wyniosłościach prąd wywiera działanie ssące, natomiast w depresjach zaznacza się wzrost ciśnienia. Współdziałanie obu tych zjawisk doprowadza do powstania struktur warstwowania konwolucyjnego.

E. ten Haaf (1956) łączy te dwie hipotezy przypuszczając, że warstwowanie konwolucyjne powstaje na skutek złożonego procesu, w którym rolę zarówno wyciskanie wody jak i ciśnienie wywołane przez prąd zawieszinowy. W ten sposób stara się wytłumaczyć powstawanie warstwowania konwolucyjnego w tych przypadkach, w których kierunek zafałdowań nie jest prostopadły do stwierdzonego kierunku prądów zawieszinowych, co powinno mieć miejsce, gdyby hipoteza Kuenena była wyłącznie słuszna.

Kierunek fałdów warstwowania konwolutnego nie zawsze jest prostopadły do kierunku prądów osadzających ławicę, w której ono występuje. Tym niemniej w wielu przypadkach uszeregowanie takie istnieje. Wydaje się, że nie można przy powstawaniu tego rodzaju struktur wykluczać zupełnie ruchu spływowego pod wpływem siły ciężkości. Znaczna plastyczność materiału w momencie kiedy powstawały fałdy warstwowania konwolutnego, jak również wygasanie zaburzeń ku stropowi pozwala przypuszczać, że powstały one współcześnie z sedymentacją ławicy. Ruch prądu zawieszinowego ułatwiał powstawanie omawianych form, które jednak w znacznej mierze posłuszne prawu grawitacji spełzywały w kierunku największego spadku na danym odcinku dna, który nie musiał być równoległy do kierunku przepływającego prądu. Prąd zawieszinowy dzięki sile bezwładności może być do pewnego stopnia niezależny od lokalnych nierówności dna.

Wygasanie zaburzeń w stropie ławicy może być spowodowane wtórnym rozplaszczaniem się stromych form w hydroplastycznym materiale, lub też zamieraniem ruchu spływowego na skutek znacznego osłabienia dowozu materiału w ostatnich, końcowych partiach prądu.

Obserwowane niekiedy ścięcia antyklinalnych przegubów warstwowania konwolutnego mogło nastąpić na skutek erozji prądu zawieszinowego, który ją wytworzył, lub też przez następujące po nim prądy potomne.

Sfałdowania sedymentacyjne ławic

W wielu przypadkach obserwujemy we fliszu podhalańskim ławice piaskowców mniej lub bardziej intensywnie sfałdowane, występujące po-

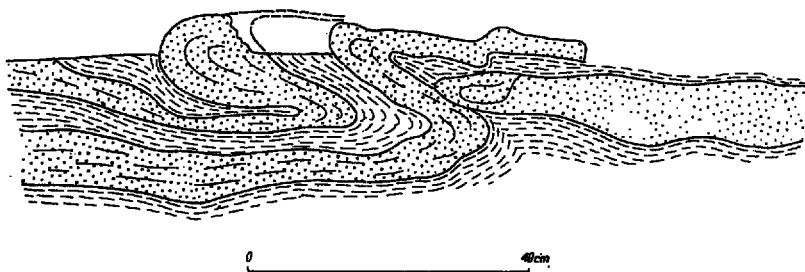


Fig. 18

Ławice sfałdowane synsedymentacyjnie, Niedzica
Synsedimentary folded beds, Niedzica

między ławicami leżącymi równoległe bez śladu zaburzeń. W takich przypadkach osuwiskowy charakter tych struktur nie budzi żadnych wątpliwości (fig. 18 i 19).

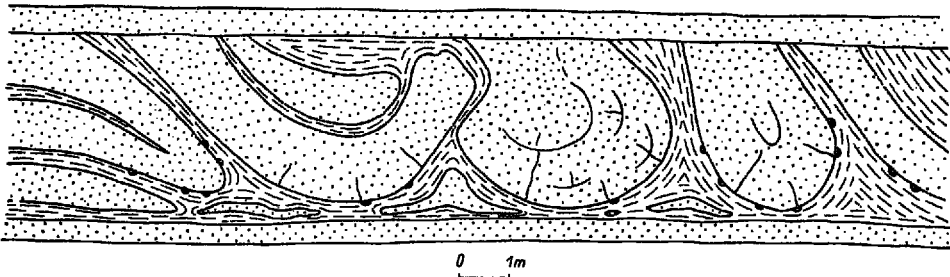


Fig. 19

Fałdy synsedymantacyjne, Poronin
Synsedimentary folds, Poronin

Fig. 18 przedstawia tego rodzaju struktury występujące w Niedzicy w warstwach zakopiańskich. Ruchowi osuwiskowemu uległy dwie kilkucentymetrowej grubości ławice piaskowców. Zostały one pchnięte z południa ku północy tworząc leżący fałd. Występująca po prawej stronie rysunku niezaburzona ławica stanowi prawdopodobnie dalszy ciąg dolnej ławicy tworzącej fałd. Została ona rozerwana i jedna jej część podsunęła się pod partię sfałdowaną.

Ławice piaskowcowe w momencie fałdowania były jeszcze plastyczne. Nie obserwujemy w nich struktur nieciągłych w postaci uskoków, spękań itp. Za pewną ruchliwość materiału w obrębie samej ławicy przemawiają zmiany miąższości na przegubach fałdów.

Podobne struktury rozwinięte jednak na znacznie większą skalę można obserwować w Poroninie w stromym brzegu potoku Poroniec. Odsłania się tam kilka opisanych przez J. Gołąba (1954) fałdów sedymentacyjnych o amplitudzie wynoszącej około 3,5 m. Sfałdowaniu uległa prawdopodobnie jedna ławica o grubości około 1 m. W odkrywce zachowały się czoła obalonych fałdów, które powstały podczas ruchu osuwiskowego. Górne części fałdów są ścięte przez ławicę piaskowca jednorodnego (fig. 19). Na spągowych powierzchniach sfałdowanych ławic występują bardzo słabo albo wcale niezniekształcone hieroglify prądowe. W czołach niektórych fałdów daje się zauważyć wzrost miąższości piaskowca. Zaklinowane fragmenty ławic piaskowcowych między poszczególnymi fałdami mają nieregularne kształty do pewnego stopnia dopasowane do wolnych przestrzeni pozostawionych przez grube fałdujące się ławice. Przemawia to za pewną plastycznością materiału w momencie powstawania struktur, o których mowa. Obserwowane promieniste spękania ławic w przegubach fałdów mogą być zjawiskiem znacznie późniejszym, powstałym już po zdiagenezowaniu skały. Nacisk powodujący cios w ławicach (prawdopo-

dobnie pionowy), rozkładał się w nich na dwie składowe — jedną równoległą do powierzchni, a drugą do niej prostopadłą. Ta ostatnia spowodowała wymienione spękania.

Na podkreślenie zasługuje fakt, że ani na ławicach tworzących fałdy, ani na powierzchni spągowej pokrywającego je piaskowca nie obserwujemy zlustrowań. Wydaje się, że struktury te, podobnie jak opisywane wyżej struktury w Niedzicy, powstały podczas osuwania się stosunkowo jeszcze plastycznych ławic. Obecność niezniszczonych hieroglifów tłumaczyć można tym, że ławice piaskowcowe podczas swego ruchu były otulone osadem ilastym, który zabezpieczył istniejące na ich powierzchni struktury.

Ruch osuwisk, jak na to wskazuje kierunek obalenia fałdów, odbywał się z południa na północ.

Osuwiska podmorskie

O wiele częściej niż fałdy sedymentacyjne, obserwujemy osuwiska podmorskie sensu stricto. W osuwiskach tych dochodzi nie tylko do przemieszczenia materiału złożonego na dnie ale i do jego zupełnego przemieszania i porozrywania istniejących ławic. Są to zjawiska, jak można sądzić „powierzchniowe“, rozgrywające się na dnie basenu morskiego. Osuwisko obejmuje zwykle jedną, rzadziej dwie czy więcej ławic piaskowcowych. Czasem jednak erozja osuwiskowa sięga głęboko i dochodzi do twardych, już zdiagenezowanych piaskowców.

Fig. 20a przedstawia osuwisko widoczne w odkrywce znajdującej się we wschodnim brzegu potoku Poroniec w odległości około 1 km od szosy do Morskiego Oka. Miąższość serii osuwiskowej wynosi 40 cm i ograniczona jest ona od dołu i od góry dwiema równoległymi do siebie ławicami piaskowca. W spągu występuje cienka ławiczka laminowanego piaskowca, a w stropie dość gruba ławica piaskowca jednorodnego. W osuwisku wzięły udział dwie ławice różniące się grubością ziarna. Ławice są porozrywane, poszczególne fragmenty pofałdowane i niejednokrotnie ponasuwane na siebie. Często końce ławic zostały podgięte, a czasem poszczególne fragmenty są niejako złożone „w pół“. Na przegubach tych form widzimy wyraźne zmiany miąższości. Charakter odkształceń wskazuje, że ławice zachowywały się plastycznie w momencie ruchu, ale nie utraciły swej indywidualności.

W osuwisku obserwujemy również szereg drobnych fragmentów piaskowca (fig. 21) zwiniętych w czasie ruchu, które tworzą rodzaj toczeńców piaszczystych. Jest rzeczą charakterystyczną, że o ile wymienione toczeńce są zjawiskiem dość pospolitym we fliszu i świadczą, że osuwiska na dnie basenu, w którym się on formował, nie należały do rzadkości, o tyle nie

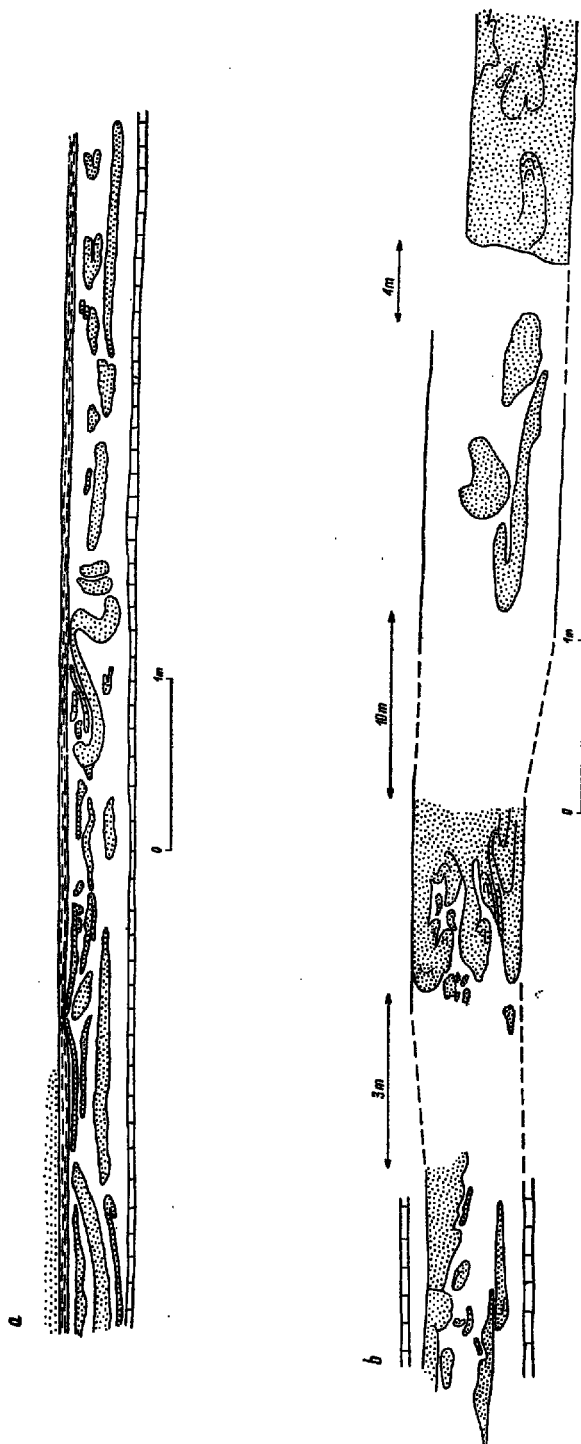


Fig. 20

Osuwiska podmorskie

Submarine slumps

a Foroniec, b Mur

spotykamy zupełnie podobnych form utworzonych z materiału ilastego, a więc typowych, znanych z literatury toczeńców ilastych (mud balls). Mogłoby to świadczyć, że osady ilaste w momencie powstawania osuwiska były bardziej ruchomy niż osady piaszczyste.

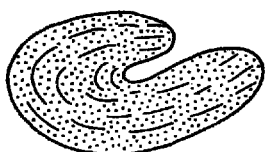


Fig. 21
Toczeniec piaszczysty
Sandstone ball

Odmienny rodzaj osuwiska przedstawia odkrywka widoczna w Poroncu na wysokości szkoły w Murze (fig. 20b). W osuwisku bierze udział ławica jednorodnego piaskowca o grubości około 60 cm. Ławica ta po prawej stronie rysunku jest jeszcze wyraźnie zindywidualizowana i ma stosunkowo równą powierzchnię stropową i spagową. Jedynie wewnątrz niej można zaobserwować struktury osuwiskowe. W miarę jak posuwamy się ku lewej stronie rysunku (ku zachodowi), obserwujemy coraz bardziej intensywne porozrywanie ławicy. Poszczególne fragmenty zatraciły zupełnie kontury pierwotnej ławicy, a ich kształty, początkowo niestabilne, formowały się dopiero w trakcie ruchu w osuwisku.

Około 10 m dalej na wschód nie ma już śladów tej ławicy. W profilu występują jedynie cienkie laminowane lub warstwowane przekątnie piaskowce. Znajdujemy tu natomiast przedłużenie innych ławic piaskowcowych występujących nad opisanym osuwiskiem, należy więc wykluczyć możliwość uskoku. Niestety porośnięte gęstymi krzewami i drzewami zbocze uniemożliwiło dokładne przesledzenie stosunku tych dwóch odkrywek do siebie.

Trzeci typ osuwiska znajdujemy w małym, lewobrzeżnym dopływie Dunajca w Szaflarach (fig. 22). Miąższość serii osuwiskowej jest tu znaczna i wynosi około 4 m. Główną masę materiału osuwiskowego tworzą zwirowce ilaste, w których występują chaotycznie rozrzucone fragmenty piaskowców różnego typu. Widać, że osuwiskiem zostało objętych wiele ławic. Fragmenty piaskowców znajdujących się w osuwisku wykazują rozmaity stopień diagenety. Obok zupełnie nieforemnych brył, widocznie materiału luźnego, występują toczeńce piaszczyste czy fragmenty pogiętych ławic. W jednym przypadku znaleziono ostrokrawędzisty fragment ławicy piaskowcowej warstwowanej frakcjonalnie, w którym zachował się przyrośnięty do niego pierwotny nadkład łupkowy. Erozja musiała więc w opisywanym osuwisku sięgnąć głęboko i dotrzeć do ławic, których stopień diagenety był znacznie zaawansowany.

Trudno jest określić jaką drogę przebyły poszczególne osuwiska. Opisywane zaburzenia mogły w wielu przypadkach powstawać nawet przy stosunkowo nieznacznym przemieszczeniu materiału. Odnosi się to przede wszystkim do warstwowania konwolucyjnego. W pozostałych przypadkach

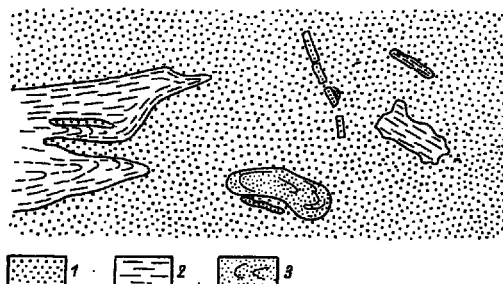


Fig. 22

Fragment osuwiska podmorskiego, Szaflary
1 żwirowce ilaste, 2 łupki, 3 piaskowce

Fragment of submarine slump, Szaflary
1 argillaceous gravels, 2 shales, 3 sandstones

droga osuwiska musiała być niewątpliwie większa. Często znajdujemy w łupkach oddzielających poszczególne ławice piaskowca ślady po osuwisku, w postaci mniej lub bardziej licznie występujących toczenców piaszczystych. Główna masa osuwiska musiała w takich przypadkach przejść gdzieś dalej. Toczence piaszczyste można śledzić na znacznych nieraz przeszczeniach, przy czym nie odnajdujemy ławic, z których mogłyby one powstać. Ponadto występują one znacznie częściej niż opisywane wyżej struktury osuwiskowe. Wydaje się więc, że droga przebyta przez niektóre przynajmniej osuwiska była dość znaczna i można ją mierzyć dziesiątkami metrów.

W osuwiskach typu szaflarskiego była ona naturalnie jeszcze większa.

W większości obserwowanych osuwisk trudno jest określić z całą pewnością kierunek ruchu. Dał się on oznaczyć jedynie w przypadku opisanych ławic w Niedzicy i Poroninie. W obu tych miejscach ruch postępował z południa na północ.

HIEROGLIFY ORGANICZNE

Życie organiczne w morzu podhalańskim nie było bogate. W łupkach warstw zakopiańskich występują miejscami (por. str. 3) odciski łusek ryb. W warstwach chochołowskich w dolomityczno-sederytycznej kongrecji znaleziono raz jeden niekompletny szkielet kilkudziesięciocentymetrowej ryby. Na inne skamieniałości jak dotąd nie natrafiono. Znaj-

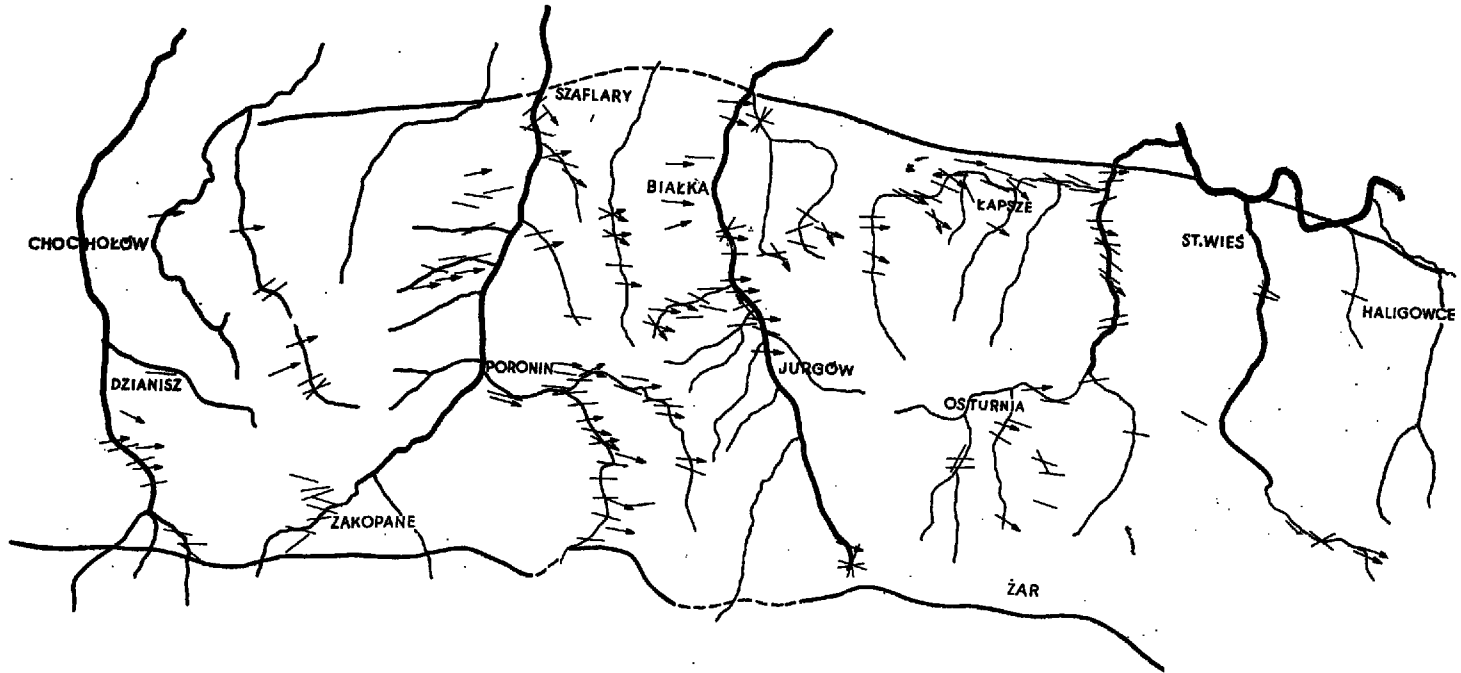


Fig. 23

Mapa kierunków hieroglifów mechanicznych we fliszu podhalańskim
 Strzałki oznaczają hieroglify prądowe, kreski — hieroglify wleczeniowe

Sketch map showing trends of mechanical casts in the Podhale Flysch
 Arrows indicate fluted casts, dashes — drag casts

dowane w piaskowcach nummulty są z pewnością redeponowane z brzegowych partii basenu, razem z materiałem, w którym się znajdują. Występują one najczęściej w spagowych partiach ławic warstwowych frakcjonalnie.

Uderzający jest również brak otwornic pospolitych w innych ogniwach fliszowych Karpat. Mimo przeszlamowania wielu próbek pobranych z łupków, zaledwie w trzech znaleziono źle zachowane, bardzo nieliczne (1-5 szt.) otwornice aglutynujące. Jest to zjawisko regionalne w Karpatach. W równowiekowych warstwach krośnieńskich obserwujemy bowiem podobne ubóstwo mikrofauny.

Bez porównania częściej niż szczątki zwierzęce znajdujemy we fliszu podhalańskim ślady życia w postaci różnorodnych hieroglifów organicznych. Występują one stosunkowo obficie zarówno w warstwach zakopiańskich, jak i chochołowskich.

Najbardziej pospolite są trudne do zdefiniowania ślady w postaci niewielkich rozmiarów wałków, grudek, groszków i tym podobnych form.

Często, szczególnie w warstwach chochołowskich, znajdujemy różne typy hieroglifów z grupy Subphyllochorda (Göttinger & Becker, 1934), w postaci dwóch równoległych do siebie, meandrycznie przebiegających wałków. Subphyllochorda występują w niektórych ogniwach warstw chochołowskich bardzo obficie (por. str. 3).

W towarzystwie Subphyllochorda znajdujemy drobne formy *Palaeodictyon* (Fuchs 1895). Wielkość ich nie przekracza 1-2 cm. Średnica oczek bardzo delikatnej siateczki wynosi przeważnie od 1 do 2 mm.

Z rzadziej spotykanych form należy wymienić *Belorhappe* (Fuchs 1895) w postaci zygzakowatego wałeczka szerokiego i wysokiego ok. 2 mm.

Różnorodność form hieroglifów organicznych nie jest we fliszu podhalańskim duża. Prawdopodobnie równie niewielka była ilość gatunków składających się na bentos morza podhalańskiego. Taki stan rzeczy był prawdopodobnie uwarunkowany szeregiem przyczyn. Niewątpliwie pewną rolę grał również mechanizm gromadzenia się osadów. Ławice piaskowców powstawały nagle, zasypując dno na dużej przestrzeni warstwą piasku o znacznej nieraz grubości. Musiało to doprowadzić do zniszczenia istniejącego w danej chwili życia bentonicznego. Kolejne prądy zawieszinowe tworzące następne ławice piaskowcowe utrudniały jego rozwój na nowo.

ZAKOŃCZENIE

Zbierając przedstawione wyżej fakty można sobie przedstawić morze fliszu podhalańskiego jako stosunkowo wąski, pogłębiający się ku wschodowi basen. Osady występujące na obszarze polskiego Podhala i Spisza

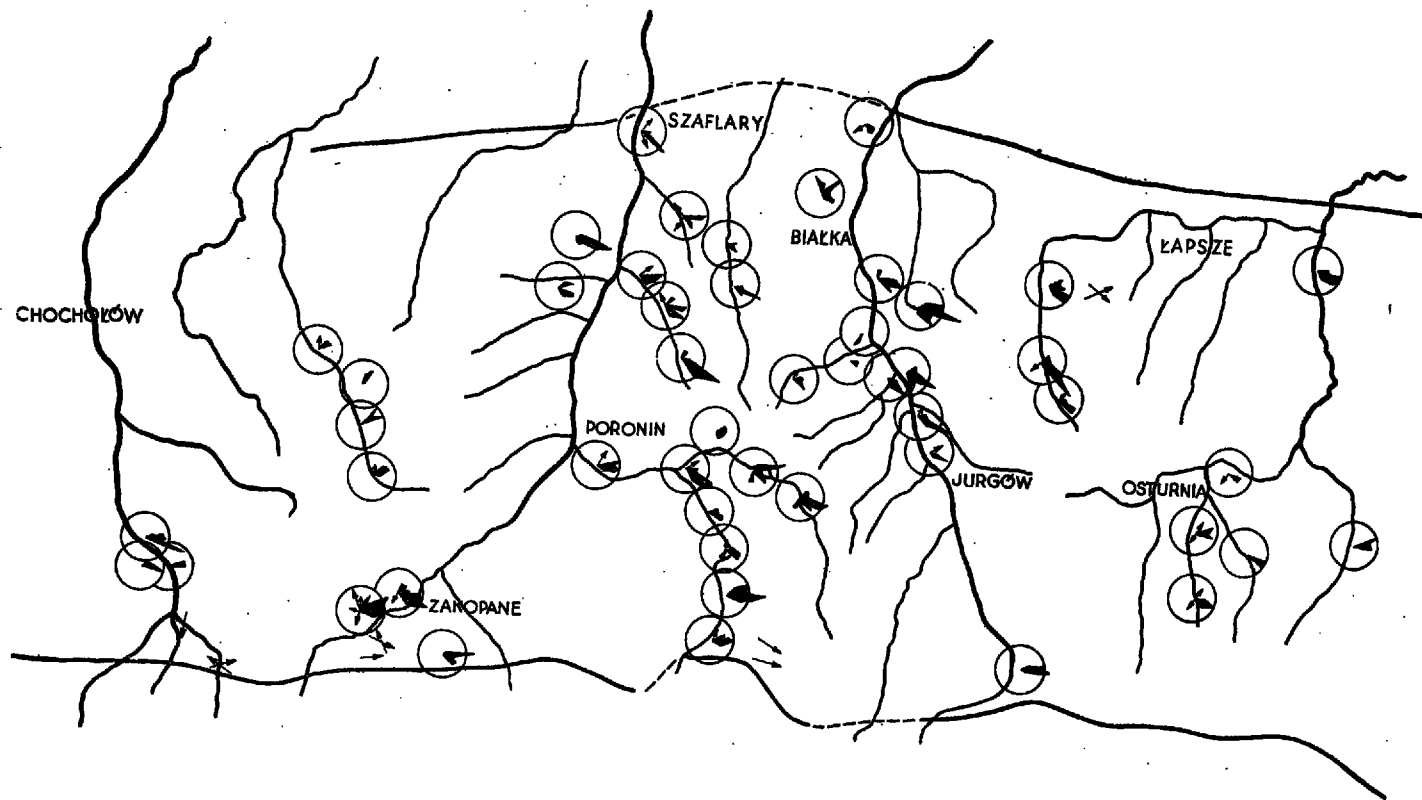


Fig. 24

Mapa kierunków warstwowania przekątnego we fliszu podhalańskim
 Promień koła odpowiada 3 pomiarom. Strzałki oznaczają pomiary pojedyncze
 Sketch map showing trends of cross bedding in the Podhale Flysch
 Each radius of circle corresponds to three measurements. Arrows indicate single
 measurements

reprezentują jego środkową część. Prądy zawiesinowe schodząc ze stoków basenu skręcały w jego centralnych partiach ku wschodowi, w kierunku pochyłości dna. Materiał był znoszony raczej ze stosunkowo dużego ładu, którego szukać należałoby na zachód i południe od badanego obszaru.

Liczne struktury osuwiskowe pozwalają przypuszczać, że nawet w osiowej partii basenu dno miało pewne pochylenie, pozwalające na rozwinięcie się ruchów masowych. Niektóre osuwiska mogły się tworzyć również na stokach basenu.

Najważniejsze cechy litologiczno-sedymentacyjne fliszu podhalańskiego, to: stosunkowo drobny materiał piaskowców, przewaga ławic o warstwowaniu laminowanym i przekątnym oraz stosunkowo duży procent wśród piaskowców frakcjonowanych ławic jednorodnych. Ziarno piaskowców jest źle obtoczone, natomiast w osadzie ilastym spotykamy ziarna piasku o wysokim stopniu obtoczenia, prawdopodobnie częściowo pochodzenia eolicznego.

Zakład Geologii

*Uniwersytetu Jagiellońskiego
Kraków, w styczniu 1958 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1938. Geologický výzkum vnitrního bradlového pásma v západních Karpatech. Část III. (Étude géologique de la zone des klippes internes des Carpathes occidentales. III-e partie). — Rozpr. Štat. Geol. Úst. ČSR, 9. Praha.
- BAILY E. B. 1930. New light on sedimentation and tectonics. — Geol. Mag., 67. Hertford.
- BIEDA F. 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Karpates centrales polonaises basée sur les grands Foraminifères). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVI. Kraków.
- BIEDA F. & HORWITZ L. 1931. Próba stratygrafii trzeciorzędu Podhala (Essai de stratigraphie du Flysch de Podhale). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VI. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. 1954. O wieku tzw. margli puchowskich w Pieninach na tle stratygrafii osłony pasa skałkowego (On the age of so-called "Puchov Marls" in the Pieniny and stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt mantle — Central Carpathians). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 83. Warszawa.
- 1957. Sedimentary characteristics of the Flysch-Aalenian in the Pieniny Klippen-Belt (Central Carpathians). — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, v. 6. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. & WIESER T. 1956. Tufity w warstwach pstrych osłony pieninńskiego pasa skałkowego (Tuffites from variegated beds of the Pieniny Klippen-Belt mantle — Central Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.

- BRAMLETTE M. N. & BRADLEY W. H. 1940. Geology and biology of the North Atlantic deep-sea cores, part I. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 196-A. Washington.
- BROWN H. B. 1936. On a theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancon, Equador. — Quart. J. Geol. Soc. London, 94. London.
- BUKOWY S. 1956. Observation on the sedimentation of the Babice Clays (Paleocen) in the Middle Carpathians. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, v. 4. Warszawa.
- CAILLEUX A. 1937. Methode d'étude de la morphologie des grains de sables. — C.-R. Soc. Géol. France 16. Paris.
- 1938. Le forme des grains des quelques sables du Groenland. — Ibidem, 18.
- 1943. Distinction des sables marins et fluviatiles. — Bull. Soc. Géol. France 13. Paris.
- CAROZZI A. 1952. Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine — Une hypothèse de travaille. — Ibidem, 5.
- CROWELL J. C. 1955. Directional-current structures from the Pre-alpine Flysch, Switzerland. — Bull. Geol. Soc. Amer., 66. New York.
- CURRAY J. R. & GRIFFITS J. C. 1955. Sphericity and roundness of quartz grains in sediments. — Ibidem, 66.
- DAPPLES E. C. & ROMINGER J. F. 1945. Orientation analysis of fine grained sediments. — J. Geol., 53. Chicago.
- DŻUŁYŃSKI S. & KINLE J. 1957. O zagadkowych hieroglifach na górnych powierzchniach piaskowców belowskich (Problematic hieroglyphs of probable organic origin from the Beloveza beds — Western Carpathians). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVI. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1955. Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawieszinowych (Origin of groove casts in the light of turbidity current hypothesis). — Acta Geol. Pol., vol. V/1. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S., RADOMSKI A. & ŚLĄCZKA A. 1957. Utwory wirowe w łupkach fliszowych Karpat (Sandstone whirl-balls in the silts of the Carpathian Flysch). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVI. Kraków.
- EARP J. R. 1938. The higher silurian rocks of the Kerry district, Montgomeryshire. — Quart. J. Geol. Soc. London, 94. London.
- ERICKSON D. B., EWING M. & HEEZEN B. 1951. Deep-sea sands and submarine canyons. — Bull. Geol. Soc. Amer., 62. New York.
- 1952. Turbidity currents and sediments in northern Atlantic. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 36. Tulsa.
- FAIRBRIDGE R. W. 1946. Submarine slumping and location of oil bodies. — Ibidem, 30.
- FUCHS T. 1895. Studien über Fukoiden und Hieroglyphen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math.-Naturw. Cl. K., 62. Wien.
- GANNIS O. 1942. Submarine Orogenese in der karpatischen Flyschzone. — N. Jb. Min. Geol. Pal. Beil. B. Abt. B. Stuttgart.
- GLANGEAUD L. 1938. Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Gironde. — Bull. Soc. Géol. France 8. Paris.
- GOŁĄB J. 1947. Hydrogeologia zachodniego pasma Gubałowskiego (Hydrological characteristic of the Gubałówka Range near Zakopane). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 32. Warszawa.
- 1950. Konferencja w sprawie regionu podhalańskiego. — Wiad. Muzeum Ziemi, t. V. Warszawa.

- 1954. Rockslides and flows and their meaning for the tectonic of the Flysch of Podhale. — Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź, 5. Łódź.
- GÖTZINGER G. & BECKER H. 1952. Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (neue Fossilfunde). — Jb. Geol. Bundesanstalt, 82. Hannover.
- 1934. Neue Fährtenstudien im ostalpinen Flysch. — Senckenbergiana, 16. Frankfurt a. M.
- GREENMAN N. N. 1951. The mechanical analysis of sediments from thinsection data. — J. Geol., 59. Chicago.
- GÜRICH G. 1933. Schrägschichtung und zapfenförmige Fließwülste im „Flagstone“ von Pretoria. Ztschr. Dt. Geol. Ges., 85. Hannover.
- HAAF E. ten 1956. Significance of convolute lamination. — Geol. en Mijnbouw, 18. Gravenhage.
- 1957. Tectonic utility of oriented resedimentation structures. — Ibidem, 19.
- HÄNTSCHEL W. 1935. Fossile Schrägschichtungs-Bögen, „Fließwülste“ und Rieselmarmen aus dem Nama-Transvaal-System (Südafrika) und ihre rezente Gegenstücke. — Senckenbergiana, 17. Frankfurt a. M.
- HJULSTROM F. 1936. Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 25. Uppsala.
- JONES O. T. 1937. On the sliding and slumping of submarine sediments in Denbighshire, North Wales, during the Ludlow period. — Quart. J. Geol. Soc. London, 95. London.
- 1939. The geology of the Colwyn Bay district: a study of submarine slumping during the Salopian period. — Ibidem, 97.
- KTESLINGER A. 1937. Eine boden-physikalische Betrachtung der Gefliess-Marken (Fließwülste). — Senckenbergiana, 19. Frankfurt a. M.
- KOPSTEIN F. P. H. W. 1954. Graded bedding of the Harlech Dome. — Publ. Geol. Inst. Groningen, no. 81. Groningen.
- KRUMBEIN W. C. & PETTIJOHN F. J. 1939. Manual of sedimentary petrography. New York.
- KRUMBEIN W. C. & SLOSS L. L. 1955. Stratigraphy and sedimentation. New York.
- KSIAŹKIEWICZ M. 1948. Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych (Current bedding in Carpathian Flysch). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVII. Kraków.
- 1951. Uwarstwienie spływowe we fliszu karpackim (Slip-bedding in the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XIX.
- 1954. Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XXII.
- KUENEN P. H. 1948. Turbidity currents of high density. — Int. Geol. Congr. 18th Sess. Rep. 8. London.
- 1951. Properties of turbidity currents of high density. Spec. Publ. Soc. Econ. Pal. Min., 2. Tulsa.
- 1952a. Estimated size of the Grand Banks turbidity current. — Amer. J. Sci., 250. New Haven.
- 1952b. Paleogeographic significance of graded bedding and associated features. — Proc. Kon. Akad. Wetensch., Ser. B, vol. 55. Amsterdam.
- 1953a. Significant features of graded bedding. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 37. Tulsa.
- 1953b. Graded bedding with observation on Lower Paleozoic rocks of Britain. — Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Aft. Nat., 11-ste Reeks, 20. Amsterdam.

- 1957a. Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. — Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnbouw. Genootschap, Geol. ser. 17. Gravenhage.
- 1957b. Sole markings of graded graywacke beds. — J. Geol., 65, Chicago.
- KUENEN P. H. & CAROZZI A. 1953. Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. — *Ibidem*, 61.
- KUENEN P. H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. & FALLOT O. 1957. Observation sur les flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes. — Bull. Soc. Géol. France 7. Paris.
- KUENEN P. H. & MENARD H. W. 1952. Turbidity currents, graded and non graded-bedding. — J. Sedim. Petrol., 22. Urbana.
- KUENEN P. H. & MIGLIORINI C. I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. — J. Geol., 58. Chicago.
- KÜHN-VELTEN H. 1955. Subaquatische Rutschungen in höheren Oberdevon des Sauerlandes. — Geol. Rundschau 44 Sonderb. Stuttgart.
- KUŹNIAR W. 1907. Eocen tatrzański. — Spraw. Kom. Fizjogr. PAŪ, 42. Kraków.
- 1909 Eocen Tatry i Podhala. I. (Das Eozän der Tatra und des Podhale). — *Ibidem*, 44.
- 1910. Próba tektoniki fliszu na północ od Tatry (Versuch einer Tektonik des Flysches nördlich von der Tatra). — Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr. Cracovie, sér. A. Kraków.
- LIPPERT H. 1937. Gleit-Faltung in subaquatischen und subaerischen Gestein. — Senckenbergiana, 19. Frankfurt a. M.
- MIGLIORINI C. I. 1944. Sul modo di formazione dei complessi tipo macigno. — Boll. Soc. Geol. Italiana, 48. Roma.
- 1949. Sedimentazione delle breccie calcaree e del macigno. — Mem. Soc. Toscana Sci. Nat. Atti, ser. A, 56. Pisa.
- 1950. Dati a conferma della resedimentazione delle arenarie del macigno. — *Ibidem*, 57.
- NATLAND M. L. & KUENEN P. H. 1951. Sedimentary history of the Ventura basin, California and the action of turbidity currents. — Spec. Publ. Soc. Econ. Pal. Min., 2. Tulsa.
- NEVIN CH. 1946. Competence of moving water to transport debris. — Bull. Geol. Soc. Amer., 57. New York.
- NOWAK J. 1927. Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne). Kraków.
- PRENTICE J. E. 1956. The interpretation of flow-markings and load-casts. — Geol. Magazine, 93. Hartford.
- RADOMSKI A. 1957. Uwagi o sedimentacji fliszu podhalańskiego (Remarks on the sedimentation of the Podhale Flysch). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVI. Kraków.
- RECH-FROLLO M. 1950. Grés du Flysch — Bull. Soc. Géol. France 20. Paris.
- RICH J. L. 1950. Flow-markings, groovings and intrastratal crumplings as criteria for recognition of "slope" deposits, with illustrations from the Silurian rocks of Wales. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 34. Tulsa.
- RICHTER R. 1935. Marken und Spuren im Hunsrückenschiefer; I. Gefliess-Marken. — Senckenbergiana, 17. Frankfurt a. M.
- 1936. Marken und Spuren im Hunsrückenschiefer; II. Schichtung und Grundleben. — *Ibidem*, 18.
- 1937. Marken und Spuren aus allen Zeiten I-II. — *Ibidem*, 19.

- RÜCKLIN H. 1936. Strömungs-Marken im unterem Muschelkalk des Saarlandes. — Ibidem, 20.
- RUSSEL D. R. & TAYLOR R. T. 1936. Roundness and shape of Mississipi River sandstone. — J. Geol., 45, Chicago.
- SIGNORINI R. 1936. Determinazione del senso di sedimentazione degli strati nelle formazioni arenacee dell'Appennino Settentrionale. — Boll. Soc. Geol. Italiana, 56, Roma.
- 1949. Sull'ambiente di sedimentazione delle formazioni marnoso arenacea romagnola. — Ibidem, 62.
- SHROCK R. R. 1948. Sequences in layered rocks. New York.
- TRASK P. D. 1950. Applied sedimentation. New York.
- VAŠIČEK M. 1953a. Podminky vzniku teglu šliru a flyše a problém jejich stratigrafie (Conditions of the origin of tegel, schlier and flysch and the problem of their stratigraphy). — Sborn. Úst. Úst. Geol. ČSR, 20, Praha.
- 1953b. Frakcionovaná sedimentace a sedimentární ložiska (Graded bedding and some sedimentary mineral deposits). — Ibidem.
- VASSOEVIČ N. B. 1953. O niekotorych fliševych teksturach. — Trudy Lvov. Geol. Obšč. geol. ser., 3, Lvov.
- WIESER T. 1954. Spostrzeżenia nad sedymentacją zlepieńców fliszu karpackiego (Some observations on the sedimentation of conglomerates in the Carpathian Flysch). — Acta Geol. Pol., vol. IV/3, Warszawa.
- WATYCHA L. 1950. Konferencja w sprawie regionu podhalańskiego. — Wiad. Muzeum Ziemi, t. V, Warszawa.

A. РАДОМСКИ

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛИША ПОДГАЛЯ (ЗАПАДНЫЕ КАРПАТЫ)

(Резюме)

Слои подгальского флиша занимают тектоническую депрессию между возвышениями Татр и пенинского клиппового пояса. Они состоят почти исключительно из взаимно прослоивающихся песчаников и сланцев. Эти слои верхне-эоценового — нижне-олигоценного возраста.

ТИПЫ СЛОИСТОСТИ

В пластах мощностью выше от 30 см. выступает *фракционная* слоистость. Независимо от мощности пластов она проявляется однако же всегда в пластах содержащих хотя незначительную примесь более толстого материала. Чаще всего встречаются 4 типа фракционной слоистости: полная, прерывная, асимметрическая и многократная фракционная слоистость (Książkiewicz 1954). Крайним типом фракционной слоистости, в котором выступает только одна фракция, яв-

ляются однородные песчаники (Kuenep & Menard 1952, Książkiewicz 1954, Dziłyński & Radomski 1955). Материал хорошо сортирован. Коэффициент сортировки Траска равняется от 1,16 до 2,8 (фиг. 2).

В мелкозернистых верхних частях пластов сортировка обыкновенно лучше, чем в нижних частях с более толстым зерном. Средний диаметр зерна уменьшается по мере удаления от подошвы пласта (фиг. 3). В случае пластов с многократной фракционной слоистостью средний диаметр зерна в прослойках более толстого материала тем менее, чем данная прослойка находится ближе кровли пласта. Примесь более толстого материала обыкновенно незначительная и не превышает 10-15%. Максимальная встречаемая величина зерен не превышает 2-3 сантиметров.

В пластах с фракционной градацией появляются иногда фрагменты сланцев величиной от части сантиметра до нескольких десятков сантиметров. Они или рассеяны беспорядочно во всем пласте, или группируются вблизи кровельной или подошвенной поверхности. Эти два последние случая значительно более часты чем первый. Возможно, что размещение этих фрагментов зависит от плотности суспензионных течений и их скорости. В плотных суспензионных течениях эти фрагменты осаждаются как последние и нагромождаются на верхних поверхностях пластов. В пластах образованных из разреженных течений они собираются вблизи подошвы пласта.

Ориентировка зерен обозначается иногда в песчаниках с большим содержанием вяжущего вещества. Укладка зерен черепичная. Измерения направлений укладки зерен даже в соседних пластах представляли собой очень разные величины. Может быть, что укладка сравнительно мелкого материала образована турбуленциями в суспензионном течении.

Степень окатания зерна кварца очень слабая (фиг. 4а-е; пл. XXXVI, фиг. 1). Она не зависит от местоположения образца в пласте. Кажется, что это подтверждает предположение, что песчаники с фракционной градацией образовались в течение одного, кратковременного седиментационного акта. В случае если бы фракционирование было результатом изменений напряжений эрозии на соседнем материке, доставляющем материал, или эффектом изменений в положении дна седиментационного бассейна, следовало бы ожидать, что эти процессы были бы каким нибудь образом зарегистрированы в морфологии зерна.

В сланцах выступает иногда небольшое количество зерен кварца, обыкновенно хорошо окатанных (фиг. 4f и 5; пл. XXXVI, фиг. 2). Часть этих зерен, особенно эти, которые имеют поверхности характерные для эоловых песков, могли быть нанесены из соседнего материка.

Ламинированная слоистость. Она выступает в тонких пластах. Диаметр зерен не превышает 0,14 мм, а в среднем равняется от 0,06 до 0,09 мм. Сортировка 1,14-1,45. Ламинация вызвана многократным повторением ясных и темных тонких слоев (ламин).

Темные слои образуются вследствие нагромождения глинистой субстанции. Границы между ясными и темными ламинами неотчетливы. В ламинах градация материала не была констатирована, равно как и разница величины зерен в ясных и темных прослойках. Были наблюдаемы два типа ламинированной слоисти — градационный и разноламинный (Książkiewicz 1954).

Диагональная слоистость. Она выступает тоже в тонких пластах. Характер ламин и мощность материала похожая как и в ламинированной слоистости. Часто можно наблюдать переход этих двух типов слоистости друг в друга. Ламинны волнаты кверху. С кровельной поверхностью они образуют угол ок. 15 - 20°. К подошвенной поверхности они доходят тангенциально. Скорость течений образующих пласты с фракционной градацией не превышала 20 - 30 см/сек.

Сложная слоистость. С фракционной слоистостью соединяется очень часто ламинированная, или же более редко диагональная слоистость. В таких случаях последние два типа образуют кровельные партии пласта с фракционной градацией. Часто встречается слоистость состоящая из диагонально ламинированной слоистости. На рис. 9 представлена частота выступления отдельных типов простой и сложной слоистости.

НЕОРГАНИЧЕСКИЕ ГИЕРОГЛИФЫ

Гиероглифы *волочения* образуются вследствие волочения по дну суспензионным течением фрагментов сланцев (Dzudyński & Radomski 1955) или обломков бревен (пл. XXXVIII, фиг. 2).

Ударные гиероглифы (пл. XXXVIII, фиг. 1) образуются вследствие удара о дно твердого предмета несенного течением, который после образования борозды уносится течением далее. Похожие формы образуют большие зерна песка увлекаемые течением по дну (пл. XXXVII, фиг. 2).

Среди гиероглифов *течения* автор выделил плоский тип „нормальный” (пл. XXXIX, фиг. 1) и тип подковообразный (фиг. 10), а также *следы оплывания* (пл. XXXIX, фиг. 2).

НАПРАВЛЕНИЕ ТРАНСПОРТА МАТЕРИАЛА

На основании измеренных на всей описанной территории направлений диагональной слоистости и гиероглифов течения а также во-

лечения (фиг. 12-15, 23 и 24) автор приходит к заключению, что основным направлением течений во флишевом бассейне Подгаля было широтное направление из запада на восток.

Направление гиероглифов выступающих на поверхностях пластов с диагональной слоистостью не всегда согласно с направлением наклона ламин в этих пластах. Этот факт и региональное отклонение направления диагональной слоистости в сравнении с направлениями механических гиероглифов, кажется подтверждаают мнение (Dzubyński & Radomski 1955), что между пластами с диагональной слоистостью и выступающими на их нижних поверхностях механическими гиероглифами нет причинной связи.

ЭКЗОТИКИ ВО ФЛИШЕ ПОДГАЛЯ

Можно выделить два района выступления пластов с экзотиками: западный и восточный. В западном районе количество пластов и мощность материала в конгломератах уменьшается в направлении из запада на восток. В этом направлении уменьшается тоже количество песчаниковых пластов, а осадки становятся более глинистыми. В восточном районе расположение материала обратное. Это явление можно объяснить следующим образом. Суспензионные течения образуются на берегах бассейна и нагроможденный там материал переносят и откладывают потом второй раз в глубинной части бассейна. Что касается восточного Подгаля в выдвинутых более всего в восточном направлении партиях бассейна в прибрежных его частях находились толстозернистые осадки, а к западу величина обломчатого материала уменьшалась. Суспензионные течения, которые родились в береговых частях бассейна покрытых грубообломчатым осадком, образовали пласты с толстозернистым экзотиковым материалом. Течения, которые начинались из отрезков побережий находящихся более в западном направлении несли уже только более мелкий материал.

МАССОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Конволютная слоистость. Некоторые пласты указывают смятие строящих их тонких слоев, а подошвенные и кровельные поверхности остаются ненарушенными. Деформации могут охватывать или целый пласт, или его часть и угасают в верхних партиях пласта. Передвижение материала было незначительное и произошло почти одновременно с его седиментацией. (фиг. 17).

Седиментационные складки. (фиг. 18 и 19). Выступающие над и под этими структурами пласты, залегающие почти горизонтально, свиде-

тельствуют о том, что это седиментационные структуры. Пласты во время образования складок были в пластическом состоянии. Не наблюдается никаких прерывных деформаций.

Подморские оползни. Можно выделить три типа оползней. В первом (фиг. 20 а) — пласты захваченные оползневым движением были согнуты и свинуты, но сохранили свой индивидуализм. В другом типе оползней (фиг. 20 б) пласты потеряли свои первичные очертания. Их фрагменты находящиеся в оползне имели уже первичные неопределенные формы, которые образовались лишь только во время движения. В третьем типе оползневая эрозия дошла очень глубоко и в оползневом материале нашлись фрагменты песчаников, которые были уже диагенезированы во время образования оползня (фиг. 22).

ANDRZEJ RADOMSKI

THE SEDIMENTOLOGICAL CHARACTER OF THE PODHALE FLYSCH

(Summary)

ABSTRACT: A description is here given of various types of bedding in the Podhale flysch (Carpathian Mts.). Frequency of their occurrence is discussed. Due consideration is given to the granulometric composition of sandstones, morphology of grains and their orientation. The following types of inorganic hieroglyphs are described: drag casts, impact casts, flute casts, rill casts and grooves. From the distribution and orientation of flute casts and cross-bedding it appears that the predominant direction of supply by turbidity currents was from west to east. Beds with exotic boulders and slump structures are also discussed. A short chapter deals with organic hieroglyphs.

Podhale flysch deposits cover an area of about 460 sq. km. They fill a tectonic depression bordered from the south by the elevated Tatra massif and from the north by the Pieniny Klippen Belt.

In the southern part of the investigated area the Podhale flysch sediments pass downward into basal conglomerates which rest unconformably upon the older rocks of the Tatra series. These conglomerates are of the Middle Eocene age whereas the Podhale flysch itself is of the Upper Eocene and the Lower Oligocene age.

Within the Polish territory the contact of the Podhale flysch rocks with the Klippen Belt is everywhere a tectonic one. There is good reason to believe that during the Paleogene the Klippen Belt area, whether emerged or not, must have separated the Podhale flysch basin from the Magura basin situated to the north of the Klippen Belt.

Podhale flysch deposits consist of sandstones alternating with shales. The sandstones are usually fine-grained and contain numerous muscovite flakes. They are cemented by calcareous matrix. Calcareous matter occurs also in the shales.

In some places conglomerate layers are to be found. In the lower part of the Podhale flysch lenses and layers of ferrous dolomites also occur.

J. Gołąb (1950) divided the Podhale flysch into three members: 1- Zakopane beds characterized by a predominance of shales and dark colouration of rocks, 2- Chochołów beds with thick-bedded sandstones, and 3- Ostrysz beds. The latter contain more coarse material as compared with the lower units but are limited to an insignificant area.

In the Chochołów beds the proportions of shales to sandstones increases towards the east.

TYPES OF BEDDING IN THE PODHALE FLYSCH

Graded bedding

Graded bedding occurs most frequently in thick sandstone beds. The average thickness of these beds is approximately 40 cm. Many of them attain the thickness of one m. or even more. Non-graded and thick-bedded sandstones are rather scarce.

Wedging out of sandstones with graded bedding has not been observed although some of them were traced over a distance of several hundreds of meters. The soles of the sandstones in question display numerous flute casts, drag casts, load casts.

The following types of graded bedding have been observed in the Podhale flysch.

1- Continuous graded bedding (Książkiewicz 1954, ideal type of Kuenen 1953a) with a gradual change from the coarse sandstone to the shale. This type is rare.

2- Discontinuous graded bedding (Książkiewicz 1954) with a rapid change in the size of grains inside the sandstone bed or at its top. The latter is of widespread occurrence in the Podhale flysch.

3- Symmetrical graded bedding (Książkiewicz 1954). It appears in thin-bedded and very fine-grained sandstones. Comparatively more coarse grains tend to be accumulated in the middle part of the bed from where they gradually change to finer sediments towards the top and the bottom of the beds. Lamination may occur near the bottom and the top surfaces. It is accentuated by the presence of muscovite flakes and plant detritus.

Turbidity currents are thought to be responsible for the origin of lamination in the flysch sandstones (Kuenen 1953a, Kopstein 1954, Książkiewicz 1954, Dżułyński & Radomski 1955). In the discussed case one can suggest either the action of several successive currents or pulsation in one current which deposited the whole sandstone bed. Judging from the size of the quartz grains the turbidity currents which laid down the discussed beds must have been diluted and slow.

The intensity of flow reached its maximum during the deposition of the middle part of the sandstone bed and then diminished again.

4- Pen-symmetrical graded bedding (Książkiewicz 1954). Layers with this type of bedding display sharply defined lower surfaces. This part of the bed which rests immediately on the shale consists of fine grained sediment. It is covered by coarse material which shows typical graded bedding. The whole layer in question, which is a composite one, has been produced by, at least two successive turbidity currents.

5- Multiple graded bedding (Książkiewicz 1954, recurrent grading of Kuenen 1953). A bed of this type is composed of several graded layers. Beds, which consist of two or three such layers seem to be the most common in the Podhalé flysch. There is a gradual diminishing of maximum grain size in each layer towards the top of the composite bed in question.

6- Homogeneous sandstones. They consist essentially of grains of one size. But some of them may display indistinct and very delicate grading which can be recognized in thin sections only. Homogeneous sandstones owe their origin to turbidity currents (Kuenen & Menard 1952, Książkiewicz 1954, Dżułyński & Radomski 1955). The absence of coarser grains should be explained either by selection during long transport or by the original absence of coarse sand in the source material. The discussed sandstones are of widespread occurrence in the Podhale flysch.

In one case the writer has observed a type of bedding transitional between true graded bedding and homogeneous bedding. Some parts of this bed display graded bedding with coarse material at the bottom, whereas in others coarse sediment is absent and the appearance of the whole bed in vertical section is that of a homogeneous layer (fig. 1).

Granulometry of graded sandstones

Samples for mechanical analysis were crushed and then sieved. The results of the mechanical analysis are presented in fig. 2.

The maximum size of clastic particles in the graded beds of sandstone varies from 2-3 mm. to 2-7 cm., but only few beds contain

pebbles. In typical beds the mean diameter of grains is about 0.3 mm. at the base. The mean diameter of grains decreases towards the top of the bed, together with the decrease of the maximum size of grains (fig. 3).

The sorting coefficient ($S_o = \sqrt{q_1/q_b}$, introduced by Trask) varies from 1.16 to 2.8. Usually sorting is better at the top of the bed than at the base. The sorting coefficient and mean grain diameter of samples collected from different parts of beds is given on chart 1. The good sorting of graded sandstones in the Podhale flysch is probably due to long transport by turbidity currents.

The problem of numerous shale fragments which occur within the sandstone layers is of special interest. They do not differ from the shales which alternate with sandstones. The shale fragments frequently have irregular shapes and sharp edges, but rounded shale fragments are also found. Their dimensions range from a fraction of a centimeter to one meter (the largest observed block of shale measured $100 \times 80 \times 8$ cm.). Some of them are oblique to the bedding and in such cases the bedding cleavage in fragments of shales does not show any relation to the bedding of sandstone and shales.

The shale fragments may be distributed at random in the bed, or they tend to accumulate at the top or at the base of the beds (Dzuleński & Radomski 1955). The latter cases are most frequent. Differences in the distribution of shale fragments are probably caused by differences in density and velocity of turbidity currents. Shale fragments carried by dense and swift currents may have been laid down during the late stages of deposition. In slow and dilute currents they are dragged along the bottom and accumulate at the base of the beds (Radomski 1957).

The shale fragments owe their origin to the erosive action of turbidity currents. It is possible that those fragments which were deposited near the places they derived from tend to accumulate in the lower parts of the beds. Those enclosed in the upper parts of sandstone beds have been transported in the current over a rather long distance.

Rounding of grains in graded sandstone beds

Five classes of rounding are accepted in this paper and marked by numbers 0.1 to 0.9 (Krumbein & Sloss 1955). The obtained data are shown in diagrams (fig. 4a-e).

Rounding of grains in graded sandstones is very poor. The degree of rounding of grains of the 0.3 mm. size is 0.2 to 0.3, hence the grains are angular or subangular. It is probable that the material building the flysch sandstones stayed in the littoral zone during a short period only, and was rapidly redeposited well under the wave base.

The degree of rounding of sand grains in the particular fraction is the same over the entire profile of a graded bed. This fact seems to confirm the hypothesis of rapid sedimentation of graded beds and contradicts the supposition that grading in the flysch sediments reflects erosion cycles or diastrophic processes on lands adjacent to the flysch basin.

Some sand grains occur in shales which alternate with sandstone beds. The diameters of these grains range from 0.2 to 1 mm., and their mean diameter is 0.3-0.4 mm. About 50% of grains are rounded or subrounded. The mean value of the degree of rounding is 0.5-0.6 (chart 3 and fig. 4). Many of them show glassy surfaces. The best rounded grains (degree of rounding 0.9) have pitted surfaces, a feature characteristic of eolian sands.

Differences between the rounding of sand grains from shales and sandstones are presented in fig. 5 and on pl. XXXVI (see also text-figure 4f and chart 3).

Some shales, especially these with admixture of sand and overlying graded sandstones should also be considered as sediments laid down by turbidity currents (Crowell 1955, Dżułyński & Radomski 1957). However the bulk of the shales accumulated slowly as "pelagic" sediments. Sand grains with pitted surfaces contained in this type of shales may be carried by winds from adjacent lands.

Orientation of grains in graded sandstones

Preferred grain orientation is rare. It occurs in sandstones with abundant matrix. Preferred orientation of grains is not encountered in sandstones in which the grains are closely packed. The orientation of grains consists in imbrication of grains and in parallel arrangement and similar inclination of their longest axes. The axes are most frequently inclined at angles of 20° to 35°.

The directions of the longest axes of grains are subject to marked changes, even when measured on succeeding beds. The small number of measurements is not sufficient to allow regional conclusions. It is suggested that the fine grained material owes its orientation to the turbulence of the turbidity currents.

Laminated bedding

Laminated bedding is very common in the Podhale flysch. This type of bedding is characteristic of thin beds. The thickest laminated bed was 60 cm. thick, and the mean thickness of 220 laminated beds was 8.5 cm. The thickness of beds is variable, and sometimes the beds pinch

out. The sandstone beds are sharply delimited from the underlying shale. Hieroglyphs, both of organic and inorganic origin occur on the lower surfaces of such beds. The inorganic hieroglyphs are usually small. Fine drag marks produced by sand grains and flute casts are the most common here. Sometimes large inorganic hieroglyphs are encountered.

Laminated beds are composed of alternating light and dark laminae. The thickness of individual laminae ranges from a fraction of a millimeter to 2-4 mm. or even exceptionally 1 cm. The thin laminae are the most common.

The dark laminae contain more clay, coalified plant detritus and muscovite flakes than the light ones. Muscovite and other flat or elongate particles are arranged parallel to the lamination planes.

The laminated sandstones are very fine grained (chart 4 and fig. 6). The mean diameter of grains is 0.06-0.09 mm., and the diameters of the largest grains do not exceed 0.14 mm. The sorting coefficient varies from 1.14 to 1.45.

The mechanical analysis of laminated sandstones is based on thin section data. The cumulative curves were drawn according to the method given by N. N. Greenman (1951).

Laminated sandstones occurring at the top of some graded beds have a somewhat coarser grain. The mean diameter of grains in investigated layers was 0.14 mm. and the maximum diameter 0.4 mm. The sorting coefficient has a value of 2.4.

The clay substance which is responsible for the dark laminae, occurs as irregularly shaped aggregates. To a smaller extent the aggregates occur also in light laminae, hence the boundaries of laminae are not sharp (pl. XXXVII, fig. 1).

Grading was not observed within the individual laminae. Also the size of grains in light and dark laminae is the same.

Gradational laminated bedding (Książkiewicz 1954) was frequently observed in the Podhale flysch. However, in the most common type of bedding the thickness of individual laminae displays no pattern in the profiles of laminated beds.

Cross bedding

Cross bedding occurs very often in the Podhale flysch. As a rule beds which display cross bedding are thin. Maximum thickness observed is 20-30 cm., and the mean thickness of 200 cross-laminated beds is 3.5.

The thickness of individual beds is not constant, and sometimes cross-laminated beds are pinching out. The character of laminae in cross-

laminated beds is the same as in the horizontally laminated ones. These two types of bedding may laterally grade one into the other.

The size of grains is also similar to that in the laminated beds. The maximum diameter observed is 0.2 mm. and the medium diameter is 0.06-0.09 mm. Bottomset laminae are well developed, they are tangential to the base surface of the bed, which displays no traces of erosion.

Topset laminae are most frequently eroded, and the angle formed by the top surface of the bed amounts to 15°-20°. Thus the inclined laminae are concave upwards.

Small organic and inorganic hieroglyphs cover the base surfaces of cross-laminated beds.

Torrential cross bedding is very rare in the Podhale flysch (fig. 7).

Sometimes the bed is composed of several sets of laminae. In this case the base surfaces of individual sets rest unconformably on the underlying laminae.

In some cases the topset laminae are preserved (fig. 8). In the shown example there is a thin layer of homogeneous sandstone overlying the cross bedded part. The deposition of this layer might have prevented the erosion of the lower part of the bed.

The velocity of currents which deposited the cross laminated beds is estimated to have a 20-30 cm./sec. value.

Composite bedding

Graded and laminated bedding occur frequently in the same bed. As a rule grading is then confined to the basal part of the bed, while the top part displays gradational lamination, and passes gradually to the overlying shales. There are often sandy laminae within the shale. They disappear, however, at some distance from the sandstone bed. Contamination of shales by sand might be sometimes visible at comparatively long distance from the sandstone bed, but the lamination is already absent.

Current bedding occurs rarely in the tops of graded beds. When present, the inclined laminae are cut by the top surface of the bed. Laminated siltstones occur sometimes over beds which end current lamination. If so, the boundary between the sandstone and siltstone is not sharp.

Laminated bedding occurring in the basal part of a graded bed was observed in one case only.

Laminated bedding also frequently occur at the top of homogeneous sandstones.

Exceptionally, the top part of a homogeneous sandstone bed may display current lamination.

Current and laminated bedding frequently occur in the same bed. In this type of bedding the inclined laminae are usually overlaid by the horizontal ones.

Typical criss-cross bedding (Kreuzschichtung) was not observed in the Podhale flysch.

Laminated bedding is the most common in the Podhale flysch, as 39% of beds display this type of bedding. Cross bedding occurs in 25% of beds. The most common type of composite bedding (12%) consists of cross bedding at the base and laminated bedding at the top. The reverse case is less frequent (5%). 8% of investigated beds was homogeneous sandstones. Only 3% of beds display distinct grading (fig. 9).

INORGANIC HIEROGLYPHS

Drag marks

Drag marks have recently been described by Ph. H. Kuenen (1957b) and S. Dżułyński & A. Radomski (1955). Hieroglyphs of this type are due to fragments of hard material being dragged along the bottom by turbidity currents. In the Podhale flysch they were ascertained to be formed by fragments of shales and small pieces of wood (Dżułyński & Radomski 1955). The latter fragments were usually only a few centimetres long and occur at the end of drag marks. Their axes form the prolongation of the axes of grooves. This orientation clearly refers such structures to the action of currents (pl. XXXVIII, fig. 2).

Ph. H. Kuenen (1957b) has expressed the opinion that a considerable part of groove casts is due to submarine slides. Submarine slides may, undoubtedly, be responsible for a part of grooves. But the majority of groove casts recorded from the Podhale flysch are true drag marks. They often occur in association with flute casts under condition warranting their contemporaneity. The occurrence of groove casts has never been ascertained in direct or indirect association with slide masses, which could be made responsible for their origin.

Many of groove casts indicate the considerable strength with which hard objects were knocked against the bottom leaving behind drag marks. These hieroglyphs occur as short ridges 1-3 cm. in length, often with delicate groovings on the surface so characteristic of drag casts. One end of the ridge coalesces with the sandstone surface, while the ridge gradually rises up and has its other end sharply cut off by a vertical plane perpendicular to the surface of the bed and to the axis of the

hieroglyphs (pl. XXXVIII, fig. 1). These forms owe their origin to hard objects being knocked against the bottom, and then flung out of the furrows they have grooved (Dzułyński & Radomski 1955).

Considerable velocity of current transporting the hard material would be needed to give rise to structures of this kind. "Impact casts" is the name proposed for such structures.

The steeply raised ends of impact casts are always oriented down-current. Their formation by submarine sliding is hardly acceptable.

Some groove casts, particularly large ones, not associated with flute casts, may be interpreted after Ph. H. Kuenen. Sometimes it may be difficult to distinguish between the two above described types of groove casts.

Flute casts

In the Podhale flysch flute casts are a few to a few score centimetres long and two to six centimetres high. Some of them are curved. If so, the convex wall is steeper than the concave one. The former may be even overhanging.

We shall distinguish (after Rücklin 1938) the following types of flute casts:

Flat flute casts. Their shape is identical with that of the typical flute casts (vide infra), but the surfaces of flute casts of this type are flat. No initial well marked thickening is visible. Height 3-4 mm.

Typical flute casts have been already described by many authors. Usually they are larger on thick layers than on the soles of the thin ones. Exceptions, however, occur (pl. XXXIX, fig. 1).

Hoof-like flute casts occur only on thick layers and often simultaneously with the typical flute casts. They are 3-5 cm. high and 10-30 cm. long. Initial elevation is quite distinct. It widens fan-like. A steep depression bordered by two elevations which resemble the arms of a horse shoe occur in the central part (fig. 10).

Much rarer than the above described types of flute casts are irregular casts composed of several flute casts joined together (fig. 11). Such markings are the result of more advanced erosion.

According to Rücklin (1938) weak laminar currents form the flat flute casts, stronger currents produce the typical flute casts, and the strongest currents may produce either the hoof-like flute casts or the casts composed of several flute casts joined together.

The mode of origin of the flute casts should have been identical with that of the depressions eroded on the down-current side of hard objects lying on the bottom. In spite of the frequency of the flute casts no such objects have been found. It seems therefore that Rücklin was right in his contention that in the case of flute casts the role of hard objects has been played by the more resistant parts of the bottom.

Some true crescent casts, however, have been found (pl. XXXIX, fig. 2). These are small casts of a shape somewhat similar to that of a horse shoe. A shale fragment is noted on the concave side. The arms continue beyond the fragment, and either gradually widen, though remaining divided by a distinct furrow, or meet and form a single elevation similar to other flute casts. The shape of the casts and the position of shale fragments are identical with structures observable on bottom subjected to the action of currents.

Markings produced by sand grains

Small grooves frequently occur on the lower surfaces of the sandstone beds. They are 1-2 cm. long, and 1-2 mm. high. At one end they are thin and indistinct, at the other thicker and wider (pl. XXXVII, fig. 2). The thicker ends are always directed down current. This has been determined by comparison with the flute casts on the same bed. In some cases, grains of sand have been found in the down current end.

It seems that these markings are the result of the prodding of mud by sand grains carried down by current. Sometimes the grains stuck in the sediment after having formed the grooves, in other cases they were carried farther on.

markings on the upper surfaces of beds

Only one instance of such structures has been observed. Two sets of small parallel striae consisting of grains coarser than those on the top of the bed intersect at 30°. It seems that these markings have been formed by sand grains dragged by current over the bottom.

DIRECTION OF TRANSPORT

The directions of transport in the Podhale flysch basin have been obtained from flute casts, drag marks and cross bedding.

Flute casts. Their directions remained fairly constant during the deposition of the Podhale flysch in the whole investigated area. In most

cases (50-80%) the azimuths of the axes of flute casts are 70° - 100° , and their deeper endings are situated westward. The direction of currents, therefore, was roughly from west to east (fig. 12 and 24).

In the western part of the Podhale the predominant direction of currents was SWW-NEE, the azimuth of axes is 70° - 80° . In the eastern part of the Podhale the axe of flute casts run west-east. In the northern part of the Podhale, near its contact with the Pieniny Klippen Belt, directions of currents sometimes differ from the predominant directions. It seems that these deviation are merely local and due to submarine elevation formed by the Pieniny Klippen Belt.

Drag marks. Azimuths of axes are in most cases (60-80%) contained between $70^{\circ}/250^{\circ}$ and $100^{\circ}/280^{\circ}$ (fig. 13 and 23) and therefore similar to those of flute casts.

In the western part of Podhale the directions are roughly west-east. Two maxima of frequency for the $70/250^{\circ}$ azimuth and $100/280^{\circ}$ azimuth can be observed. In the eastern part the $100/280^{\circ}$ azimuth predominates. Curiously enough, in both above mentioned areas the directions of the drag casts are somewhat inclined southward to the direction of the flute casts.

Striation due to the dragging of sand grains. Also these markings indicate that predominant direction of transport was from west to east (fig. 14).

Cross bedding. The directions of cross bedding have been obtained in each case from two, when possible perpendicular, sections of bed. The direction of cross bedding changed much more than the direction of the above described casts. About 75% of directions are contained between azimuths 60° - 130° . The direction of currents was mainly from west to east. Directions of currents perpendicular or opposed to this predominant direction are extremely rare. The most frequent directions are contained between azimuths 110° - 130° (fig. 15 and 24). The directions of cross bedding are distinctly inclined southward of the directions of the above described casts.

The direction of casts on cross bedded beds is not always the same as that of the dip of laminae. Differences reach 20° - 30° . This as well as the regional southwards inclination of the cross bedding directions in relation to the casts, seem to agree with the suggestion of Dzułyński & Radomski (1955) that in some cases there is no genetical connection between the cross bedded layers and mechanical casts on their lower surfaces.

EXOTICS IN THE PODHALE FLYSCH

Small exotic fragments (up to 4-5 cm.) occur in lower parts of graded beds. Great exotic fragments (up to 20-30 cm.) occur in non-graded, frequently lenticular beds. No arrangement of these fragments within the bed is visible. It seems that such lenticular beds are the result of violent submarine slumps too dense to produce gradation.

In the western part of the Podhale, conglomerates occur in the Chochołów beds. The size and quantity of exotic fragments diminishes eastward till they disappear. The relation of the quantity of shales to the quantity of sandstones increases eastward. Both phenomena indicate the same direction of currents as that obtained from casts and from cross bedding.

In the eastern part of Podhale, conglomerates occur in the Zakopane beds. The size and quantity of exotic fragments diminishes westward. This could seem to disagree with the direction of currents obtained on other data. A plausible explanation, however, may be presented. Material transported by turbidity currents was originally deposited in the littoral zone. A great diversity of deposits should be here expected. In some parts of the coast (e.g. near the outlets of intensely eroding streams, below the cliffs etc) coarse material may gather, while finer grained material will prevail in other parts. Turbidity currents whose clastics derived from the area covered with coarse fragments subsequently formed conglomeratic beds. Currents originating from areas with finer grained clastics subsequently deposited graded sandstones in the central parts of the basin. In the eastern Podhale the coarsest material was gathered near the shore more to the east, while the western parts of the shore were the source of finer clastics. Such a distribution of clastics in the littoral zone originated the present distribution of exotics.

The principal land of provenance of the clastics should have been situated west or west-south-west of the Podhale flysch basin. Such a position seems to agree with Kuenen's (1957a) hypothesis that the role of longitudinal transport in elongated basins is important. The great thickness and the vast area occupied by the Podhale flysch seem to indicate that the land in question was rather large.

The distribution of clastics in eastern parts of Podhale implies the existence of subordinate lands of provenance situated north or south of the basin. Turbidity currents, in their initial phases perpendicular to the longer axis of the basin, subsequently changed their direction to longitudinal and flowed down-slope over the bottom.

The investigated part of the Podhale flysch probably represents the central parts of the basin. The outer parts have probably been destroyed by erosion.

The petrographic character of clastics in the Podhale flysch (fig. 16) does not allow to identify their land of provenance with the Tatra Mts.

CONVOLUTE BEDDING

Convolute bedding is very common in the Podhale flysch. Its occurrence is always limited to the fine-grained sandstone beds, and usually to central parts of such beds. Deformations disappear near the upper surface of the bed. Sometimes, however, the upper surface intersects the folds. In most cases, it is impossible to determine the direction of folds. It seems that the folds have been formed simultaneously or nearly simultaneously with the formation of beds (fig. 17).

SLUMPING AND CREEPS OF SEDIMENT

Sedimentary folding

Such a structure is visible in fig. 18. No faults or cracks could be found. On the other hand, thickness varies in the different parts of folds. All this implies the plasticity of the beds in question during the folding. The contacting beds are not folded.

A similar structure on a greater scale, is visible in fig. 19. The amplitude of the folds is ca 3.5 m. It seems that only one bed, ca 1 m. thick, is folded. A non-folded bed lies discordantly on the partially destroyed folds. On the lower surface of the folded bed some slightly deformed hieroglyphs are preserved. Fragments of sandstone which stick between the folds are irregular in shape though to some extent adjusted to the interstitial spaces left during the folding of the beds. These phenomena imply the plasticity of the folded beds. The persistence of hieroglyphs is probably the result of the protecting rôle played by the contacting muddy sediment.

Submarine slumps

We can distinguish three types of submarine slumps:

1. Sandstone beds have been deformed and torn up, but their individuality is still recognizable, as original surfaces of beds have been preserved (fig. 20a).

2. Original surfaces of beds have been destroyed. The present shape of sandstone is due to the slumping (fig. 20b).

3. This type of slumps is usually limited to muddy conglomerates. Besides the plastically deformed sandstones, sharp edged fragments of

sandstones occur. In one instance a fragment of sandstone bed with the adjoining shale has been found. The slump, therefore, reached down to the diagenesized beds.

In all the above described types of slumps, small sandstone balls occur (fig. 21). On the other hand, no typical mud balls have been found. It seems, therefore, that during the slumping the muddy sediments have been more mobile than the sandy ones.

In some cases sandstone balls have been found in the shales between sandstone beds not subjected to a slump. Such sandstone balls could be considered remnants of a slumping mass left behind it in the substratum over which the slump travelled. They are much more frequent than the slumps themselves, and may be traced in a single shale layer over great distances. On these data one can suppose that some slumps at least travelled over rather considerable distances.

ORGANIC LIFE

In the Podhale flysch basin organic life was rather scarce. Neither pelagic nor benthonic Foraminifera are more than sporadic in the shales. The only other fossils in the Podhale flysch are rare fish remains and organic hieroglyphs. Subphyllochorda and *Paleodictyon* (Fuchs 1895) are frequent.

FINAL REMARKS

The most important lithological and sedimentological features of Podhale flysch are as follows: Sandstones are relatively fine-grained. Lamination and cross bedding are more common than other types of bedding. Sand grains in sandstones are poorly rounded, sand grains in shales are well rounded.

The investigated sediments probably represent the central part of the basin. The material of sandstone beds has been transported in turbidity currents over long distance.

Department of Geology
of the Jagellonian University of Cracow
Kraków, January 1958

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXXVI-XXXIX

DESCRIPTION OF PLATES XXXVI-XXXIX

PL. XXXVI

Fig. 1

| | |
|-------------------------------------|------|
| Kształt ziaren piasku w piaskowcach | × 20 |
| Shape of sand grains in sandstones | × 20 |

Fig. 2

| | |
|---------------------------------|------|
| Kształt ziaren piasku w łupkach | × 20 |
| Shape of sand grains in shales | × 20 |

PL. XXXVII

Fig. 1

| | |
|-------------------------|------|
| Warstwowanie laminowane | × 24 |
| Laminated bedding | × 24 |

Fig. 2

Ślady tarcia piasku o dno
 Markings of sand grains dragged over the bottom

PL. XXXVIII

Fig. 1

Ślady wleczenia. W prawym górnym rogu widoczny hieroglif uderzeniowy
 Groove casts. Impact cast discernible in right top corner

Fig. 2

Zwęglone fragmenty drzewa w zakończeniach śladów wleczenia
 Carbonised wood fragments at terminations of groove casts

PL. XXXIX

Fig. 1

Hieroglify prądowe
 Flute casts

Fig. 2

Ślad opływania
 Flowage casts

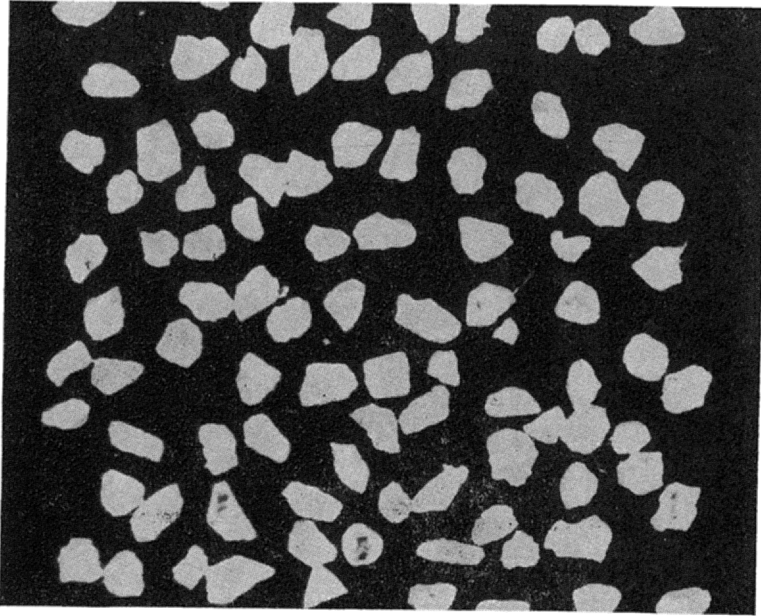


Fig. 1

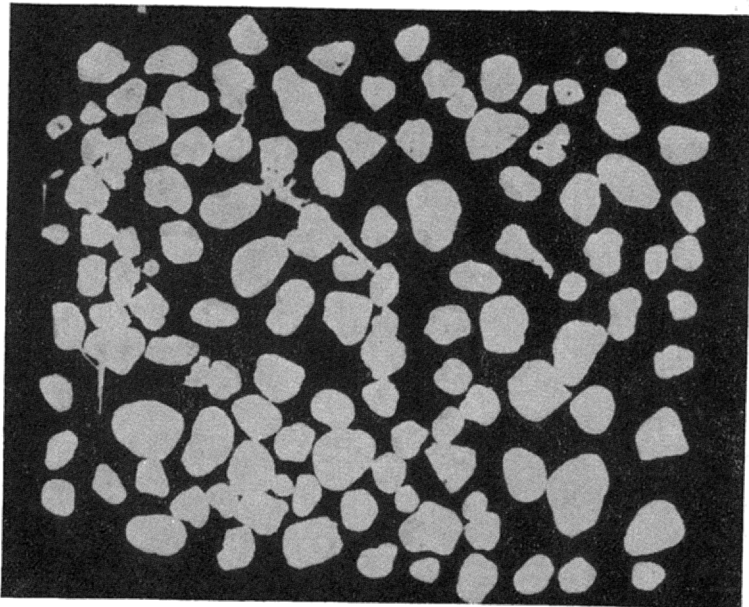


Fig. 2

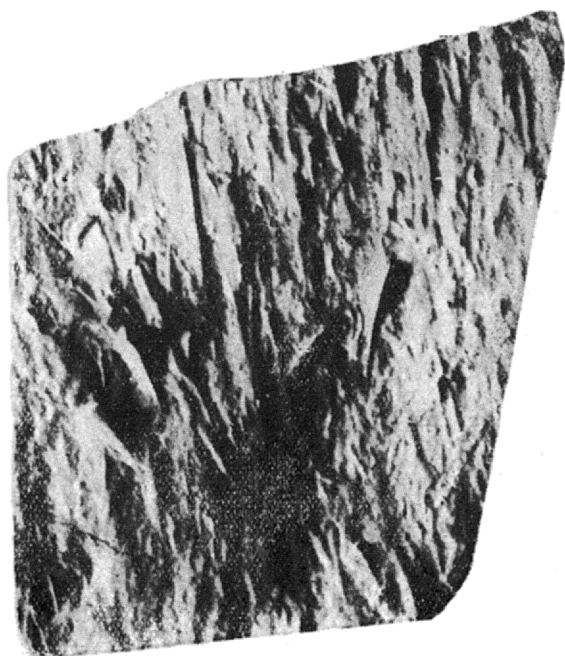


Fig. 2

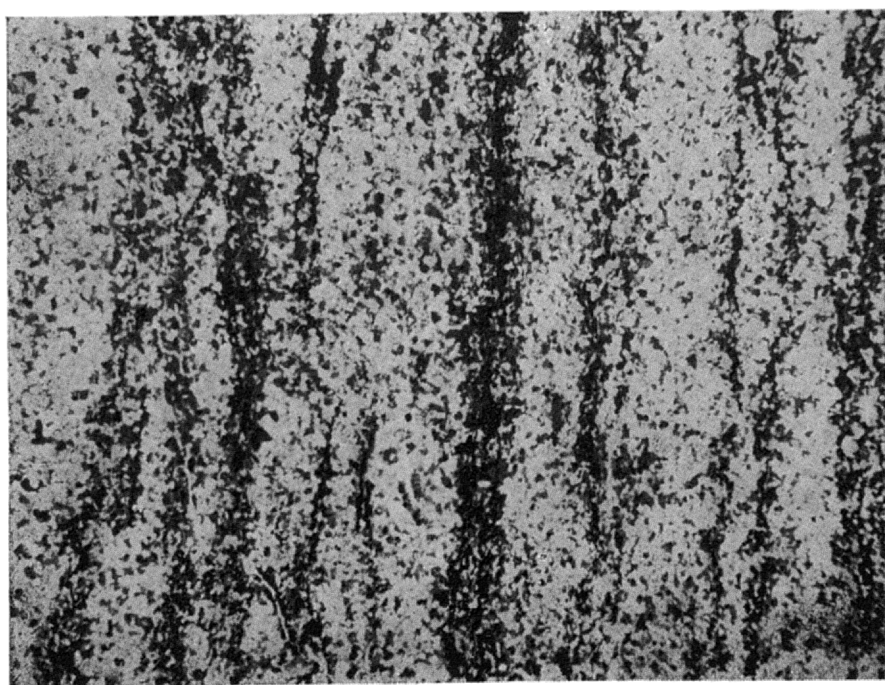


Fig. 1

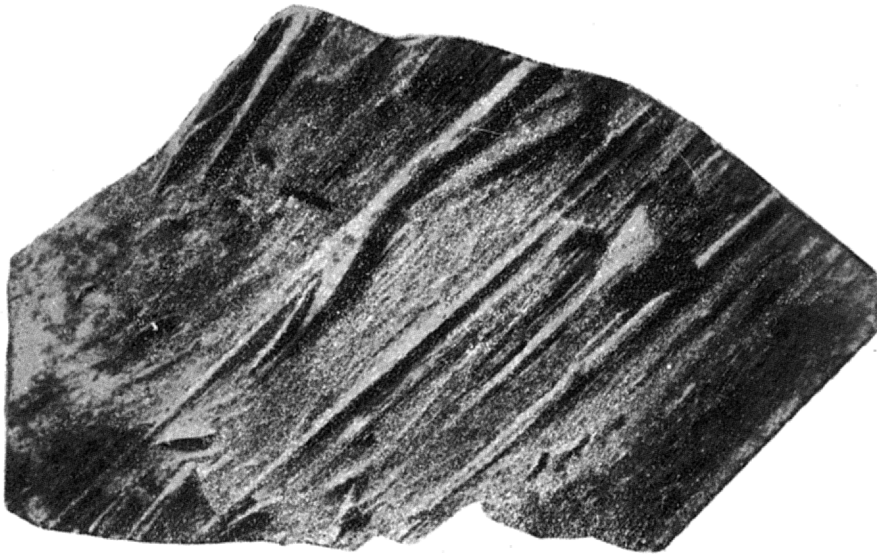


Fig. 1

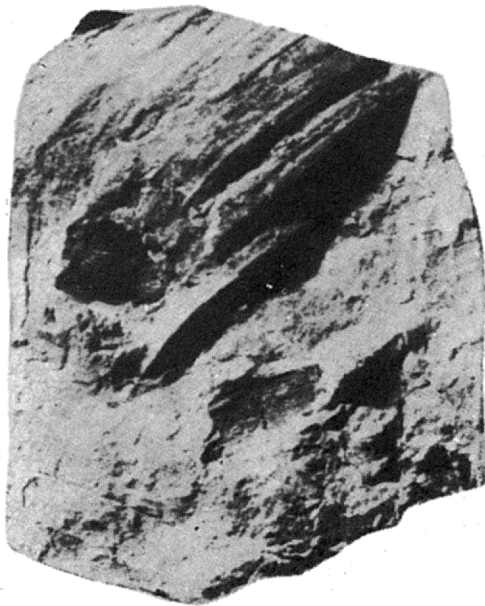


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2