

ANDRZEJ ŚLĄCZKA

SPOSTRZEŻENIA NAD SEDYMENTACJĄ WARSTW
HIEROGLIFOWYCH I PSTRYCH ŁUPKÓW W SE
CZĘŚCI JEDNOSTKI DUKIELSKIEJ
(POLSKIE KARPATY WSCHODNIE)

(11 fig.)

*Observations on the Sedimentation of Hieroglyphic Beds
and Variegated Shales from Dukla Unit
(Polish Flysch Carpathians)*

(11 Figs)

Treść. W pracy tej opisane zostały struktury występujące w osadach detrytycznych warstw hieroglifowych i w łupkach pstrych południowo-wschodniej części jednostki dukielskiej. Z odmiennymi kierunkami transportu materiału piaszczystego związane są odmienne struktury w piaskowcach. Niewielkie różnice występują także w składzie mineralnym. Charakterystyczną cechą łupków tutaj występujących, a szczególnie pstrych łupków ilastych jest obecność struktur osuwiskowych.

WSTĘP

Na omawianym obszarze eocen jest reprezentowany przez łupki pstre dolne, warstwy hieroglifowe, łupki pstre górne, łupki zielone, margle globigerynowe i niższą część warstw krosnieńskich. Niniejsza praca dotyczy jedynie warstw hieroglifowych oraz pstrych łupków górnych (dolny i środkowy eocen).

Dotychczasowe badania tych warstw ograniczały się głównie do zagadnień stratygraficznych, ogólnego rozkładu facji i kierunków transportu (Z. Opolski, 1927, A. Ślącza, 1959 a, L. Koszarski et al, 1961). Nie były prowadzone natomiast szczegółowe badania struktur występujących w tych osadach. Badania takie ostatnio wykonywane są w jednostce dukielskiej na obszarze Słowacji (T. Durkovič 1960, 1961).

Obserwacje będące tematem niniejszej pracy oparte są głównie na odsłonięciach w Lisznej dających pełny profil omawianych warstw.

CECHY LITOLOGICZNE

Warstwy hieroglifowe w południowo-wschodniej części jednostki dukielskiej charakteryzuje rytmiczna naprzemianległość cienkich piaskowców i łupków, tworzących 600 m kompleks. Grubość ławic piaskowcowych wynosi zwykle parę centymetrów, a nie przekracza kilkunastu. Często

spotyka się również wkładki piaskowców tylko paromilimetrowej grubości. Miąższość grubszych ławic piaskowcowych na niewielkich przestrzeniach jest dość stała (obserwacje były prowadzone na przestrzeni kilkudziesięciu metrów), natomiast cienkie kilkumilimetrowe piaskowce tworzą szereg drobnych soczewek.

Dolna granica piaskowców jest ostra, o nierównej powierzchni, jednak na ogół nie wykazuje śladów rozmyć. Ku górze ławice piaskowców przechodzą w mułowce grubości 1—2 cm, które ku górze przechodzą z kolei w łupki (fig. 1 i 2).

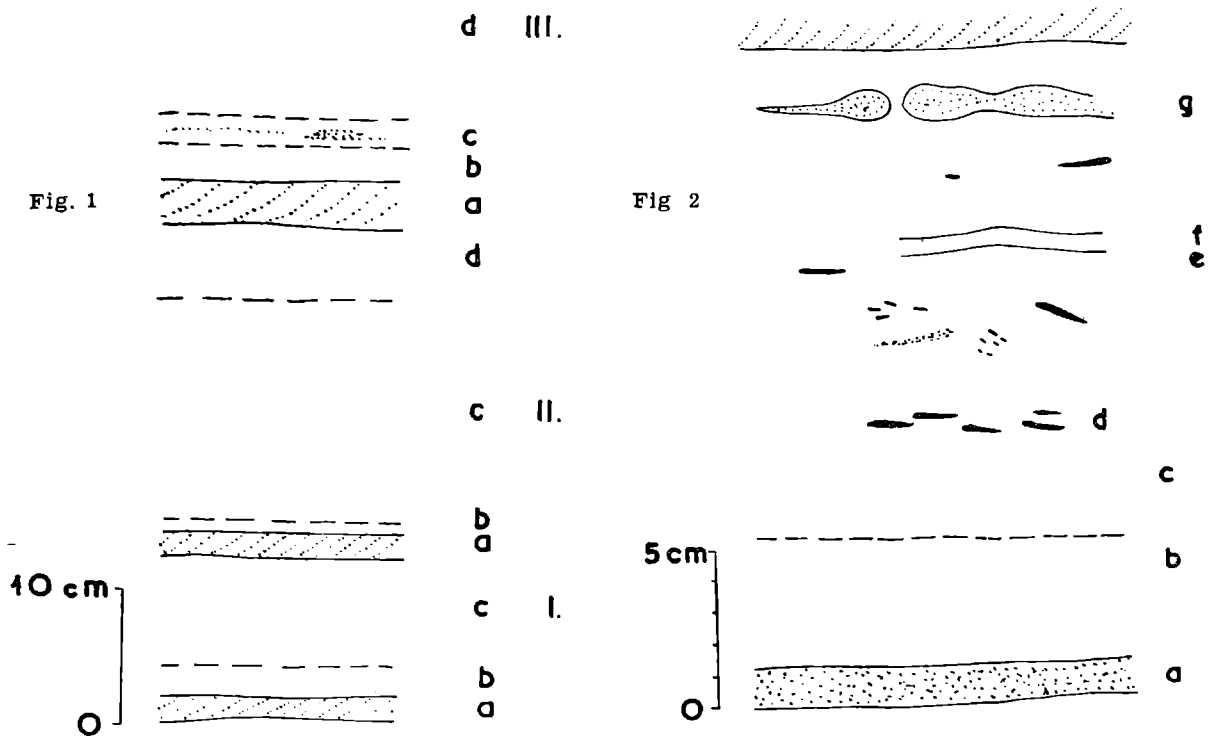


Fig. 1. Fragment odsłonięcia warstw hieroglifowych w Lisznej: I, II, III — poszczególne rytmy; a — ławice piaskowców; b — mułowce; c — niższa część łupku o barwie szarozielonej; d — wyższa, zielona część łupku

Fig. 1. Fragment of outcrop of hieroglyphic beds at Liszna: I, II, III — particular rhythms; a — sandstone beds; b — mudstones; c — lower part of grey-green shale; d — upper, green part of shale

Fig. 2. Fragment odsłonięcia warstw hieroglifowych w Lisznej: a — piaskowce; b — niższa część łupku z warstwą mułowca w dolnej części; c — wyższa część łupku; d — fukoidy; e — soczewki piaszczyste; f — ślady typu *Spirophyton?*; g — ławica w początkowym stadium osuwiska

Fig. 2. Fragment of outcrop of hieroglyphic beds at Liszna: a — sandstones; b — lower part of shale with mudstone layer in the lower part; c — upper part of shale; d — Fucoids; e — sandy lenticles; f — traces of *Spirophyton?* type; g — bed at initial stage of slumping

Piaskowce mają spoiwo wapienne, niekiedy chalcedonowe, o charakterze masy wypełniającej.

Skład tych piaskowców przedstawia się następująco:

Nr ławicy (No of bed)	IIa	8c
kwarc (quartz)	46%	34%
skalenie (Felspars)	2	6
okruszki chalcedonu (Fragments of chalcedony)	—	1

min. łyszczykowe (Micas)	2	14,5
piryt (Pyrite)	5	6,5
min. ciężkie (Heavy minerals)	śl	1
spoiwo (Cement)	44	34,5
otwornice (Foraminifers)	1	3,5

Spoivo mułowców jest ilasto-wapniste, skład ich jest następujący (próba z ławicy IIb):

kwarce 24%, skalenie 1%, minerały łyszczykowe 4%, pirit 4%, substancja ilasta 66%, otwornice 1%.

Skład niższej części łupku przedstawia się następująco (próba z ławicy IIc):

Kwarce 7%, minerały łyszczykowe 2%, substancja ilasta 91%. Ta część łupków bywa często wapnista, natomiast część górna jest zawsze ilasta.

Jak wskazuje przeciętna średnica ziarn, wraz ze zwiększeniem się ilości substancji ilastej zmniejsza się wielkość ziarn:

	piaskowiec (sandstone)	mułowiec (siltstone)	dolna cz. łupku (lower part of shale layer)
warstwa (bed) Ia, b, c	0,16 mm	0,074 mm	0,05 mm
warstwa (bed) IIa, b, c	0,11 mm	0,074 mm	0,045 mm

Łupki ilaste niezależnie od zabarwienia wykazują podobną zawartość ziarn kwarcu (rzędu kilku procent). Wielkość ziarn jest również podobna i dochodzi sporadycznie do 1,2 mm.

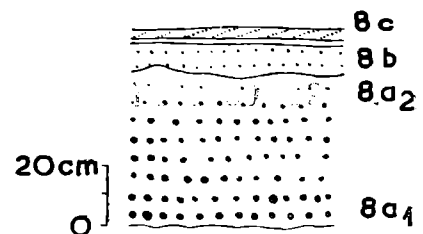
Stopień obtoczenia ziarn we wszystkich opisanych frakcjach jest na ogół słaby, z wyjątkiem ziarn większych. Szczególnie dobre obtoczenie wykazują większe ziarna (o średnicy około 1,2 mm) występujące sporadycznie w łupkach. Podobne obserwacje podaje z marglistych łupków z filiszu podhalańskiego A. Radomski (1958). W łupkach niekiedy spotyka się częściowo obtopione pyroklastyczne kwarcy.

W opisanym powyżej kompleksie występują również pojedyncze grubsze ławice piaskowcowe, na ogół kilkudziesięciocentymetrowe (piaskowce te są głównie rozwinięte w bardziej zachodniej części jednostki dukielskiej, już poza omawianym obszarem — A. Słaczka 1959 a). Ilość ich nie przekracza tutaj jednego procentu ogólnej ilości ławic piaskowcowych.

Dolna powierzchnia tych piaskowców zaznacza się dobrze, również i górna jest zwykle wyraźna i na ogół nie obserwuje się przejścia w wyżej leżący łupek.

Fig. 3. Ławica złożona. 8_{a1}—8_{a2} — piaskowiec frakcjonowany o rozmytej górnej powierzchni, 8_b — mułowiec, 8_c — piaskowiec warstwowany przekątnie

Fig. 3. Compound bed. 8_{a1}—8_{a2} — sandstone with graded bedding, wash-out on the upper surface, 8_b — siltstone, 8_c — sandstone with cross bedding



Piaskowce te charakteryzuje, szczególnie w części niższej ławicy, bardzo mała ilość spoiwa właściwego. W dolnej części ławicy spoiwo jest krzemionkowe, w górnej natomiast staje się wapniste.

Skład tych piaskowców przedstawia się następująco (próba z ławicy 8a):

	dolna część ławicy lower part of bed	górną część ławicy upper part of bed
kwarec (Quartz)	70,5%	56,0%
skalenie (Felspars)	12,5%	7,0%
okruszki chalcedonu (Fragments of chalcedony)	2,0	1,0
okruszki skał metamorficznych (Fragments of metamorphic rocks)	1,0	0,5
okruszki skał wapiennych (Fragments of calcareous rocks)	0,5	1,0
minerały łyszczkowe (Micas)	1,0	1,0
glaukonit (Glauconite)	0,5	3,0
spoiwo (Cement)	15,0	30,0
minerały ciężkie (Heavy minerals)	1,0	śl
otwornice (Foraminifers)	0,5	0,5

Piaskowiec ten jest wyraźnie frakcjonowany. Średnia wielkość ziarn w części dolnej wynosi 0,8 mm, wykazują one słaby stopień wysortowania, w części górnej wielkość ziarn wynosi 0,4 mm, ziarna te wykazują gorszy stopień obtoczenia, ale są lepiej wysortowane.

Sporadycznie spotyka się ławice złożone, dolną część stanowi piaskowiec opisany powyżej, górną natomiast mułowiec o spoiwie ilasto-wapnistym (fig. 3). Składem swoim nie różni się on od piaskowca stanowiącego jego dolną część (próba z ławicy 8b):

kwarec (Quartz)	43,5%
skalenie (Felspars)	4,0
okruszki chalcedonu (Fragments of chalcedony)	1,0
okruszki skał metamorficznych (Fragments of metamorphic rocks)	1,0
okruszki skał wapiennych (Fragments of calcareous rocks)	0,5
minerały łyszczkowe (Micas)	3,5
glaukonit (Glauconite)	3,5
piryt (Piryte)	1,5
spoiwo (Cement)	42,0
otwornice (Foraminifers)	1,5

Zasadnicza różnica oparta jest poza ilością spoiwa na wielkości ziarn (przeciętna średnica ziarn wynosi tutaj 8,25 mm).

Podrzednym składnikiem występującym jedynie w wyższej części serii są kilkucentymetrowe piaskowce monofrakcyjne, o składzie podobnym do piaskowców z ławicy IIa i 8c.

Cechą charakterystyczną wszystkich tych piaskowców jest stosunkowo liczne występowanie mikrofauny, znacznie liczniejsze niż w przeławicających je łupkach. Również charakter tej mikrofauny jest nieco odmienny, w piaskowcach i mułowcach przeważają bowiem globigeryny nie spotykane raczej w łupkach tej części warstw hieroglifowych, które charakteryzuje głównie mikrofauna aglutynująca.

Bardzo podrzednym składnikiem omawianego profilu są cienkie ławice i soczewki syderytów.

Warstwy hieroglifowe wykazują stosunkowo duże zróżnicowanie facyjne, wyrażające się ogólnie zanikiem cienkoławicowych piaskowców

ku północnemu zachodowi. Głównym składnikiem warstw hieroglifowych są tam piaskowce średnioziarniste, które tutaj występują tylko podrzędnie. Ponadto w części brzeżnej basenu dukielskiego, leżącej na NNW od omawianego obszaru, są rozwinięte piaskowce gruboziarniste i zlepieńcowe.

Seria łupków pstrych odróżnia się od warstw hieroglifowych jedynie pojawieniem się barwy czerwonej, a także nieco mniejszą zawartością ławic piaskowcowych.

BARWA OSADU

Piaskowce zarówno cienko- jak i gruboławicowe są barwy zielono-szarej, szarej lub ciemnoszarej. W jednym tylko przypadku napotkano cienki piaskowiec o naprzemianległych laminach zielonych i czerwonych. Mułowce z reguły są szare lub ciemnoszare. Barwy łupków natomiast są zmienne i zależą od miejsca położenia ich w ławicy. W części niższej łupek jest ciemniejszy, zwykle szary lub szarozielony, ku górze staje się jaśniejszy i przechodzi w zielony. Granica między oboma kolorami jest zwykle dość ostra i związana jest z różnicą w grubości ziarn i zanikiem wapnistości charakterystycznej dla niższych części ławic łupkowych. Takie następstwo barw jest stałe w całej serii. Barwy ciemne wiążą się z dość dużą ilością substancji organicznej znajdującej się w grubszych frakcjach (obserwuje się tutaj stosunkowo duże nagromadzenie pirytu).

Również i osady pstrych wykazują rytmiczność (fig. 4 i 5) nie taką stałą jednak jak warstwy hieroglifowe. Podobnie jak i poprzednio, bezpośrednio



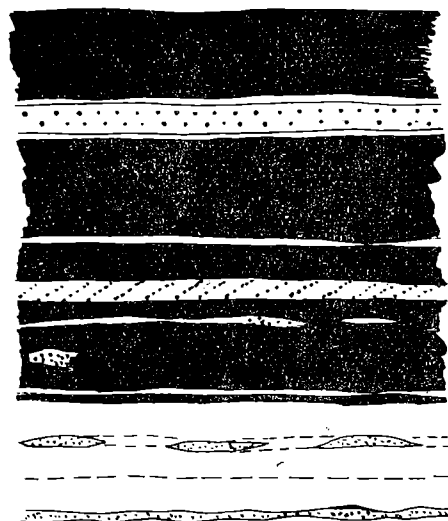
c

Fig. 4. Fragment odsłonięcia pstrych łupków w Lisznej: a — ławica piaskowcowa; b — niższa część łupku wraz z mułowcem; c — wyższa zielona część łupku; d — łupek czerwony, e — łupek czerwonozielony

Fig. 4. Fragment of outcrop of variegated shales at Liszna: a — sandy bed; b — lower part of shale with mudstone; c — upper, green part of shale; d — red shale; e — red-green shale

10cm

0



c

c

e

d

c

c

b

c

a

powyżej mułowców łupki mają zabarwienie ciemnoszare, ku górze zmienia się ono na zielone przechodząc z kolei w czerwone, w górnej części ławicy łupkowej pojawia się ponownie barwa zielona (fig. 4). Grubość części czerwonej jest zmienna, dochodzić może do dwu metrów, miejscami natomiast tworzy tylko długie wąskie soczewki (fig. 5). Nie zawsze obserwuje się opisane powyżej następstwo barw, łupki o zabarwieniu szarym oraz zielonym mogą nie występować i łupki czerwone graniczą bezpośrednio z piaskowcami. W takich przypadkach, na kontakcie z piaskowcami, obserwuje się wąską, nieregularną warstwę o zabarwieniu zielonym (fig. 6). Zmiana barwy jest niewątpliwie wtórna, na skutek redukcyjnej działalności substancji organicznych obecnych pierwotnie w piaskowcach (cienkie płytki wykonane z piaskowca wykazują często dość dużą zawartość pirytu). Oprócz łupków o wyraźnych barwach czerwonych, występują cienkie warstwy o zabarwieniu czerwonozielonym.

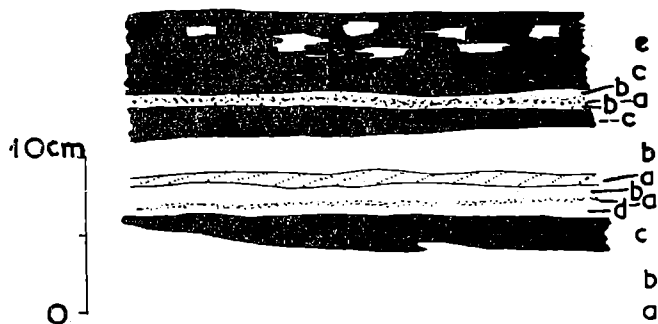


Fig. 5

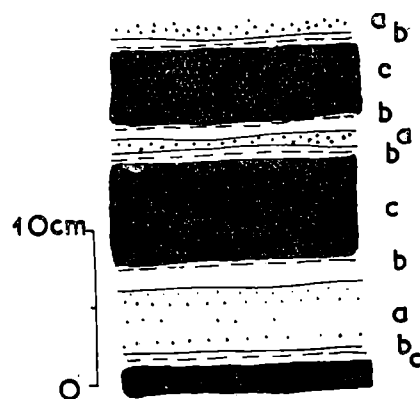


Fig. 6

Fig. 5. Fragment odsłonięcia pstrych łupków w Lisznej: a — ławice piaskowców; b — łupki szare i zielone; c — łupki czerwone; d — łupki czerwonozielone; e — łupki czerwone z soczewkami zielonych

Fig. 5. Fragment of outcrop of variegated shales at Liszna: a — sandstone beds; b — grey and green shales; c — red shales; d — red-green shales; e — red shales with green lentils

Fig. 6. Fragment odsłonięcia pstrych łupków w Lisznej: a — ławice piaskowców; b — łupki szarozielone; c — łupki czerwone

Fig. 6. Fragment of outcrop of variegated shales at Liszna: a — sandstone beds; b — grey-green shales; c — red shales

STRUKTURY SEDYMENTACYJNE

1. **W a r s t w o w a n i e.** Najczęstszym typem warstwowania jest warstwowanie przekątne na małą skalę, przechodzące niekiedy w konwolutne. Ograniczone jest tylko do piaskowców cienkoławicowych.

Występujące tu warstwowanie laminowane nie różni się od opisywanego z różnych ogniw fliszu karpackiego (M. Książkiewicz, 1948, S. Dżułyński i A. Słaczka, 1958, A. Radomski, 1958 i inni). Zwykle ławica piaskowca zaczyna się kilkoma równoległymi laminami, wykazującymi niekiedy nachylenie o bardzo niewielkim kącie. Wyżej przychodzi jeden pakiet lub co najwyżej parę warstwowanych przekątnie; wyłącznie występuje warstwowanie tangencjalne o ściętych górnych powierzchniach. Erozja poprzedzająca depozycję następnego pakietu dopro-

wadzała niekiedy do prawie całkowitego zniszczenia pakietu leżącego niżej. W najwyższej części ławicy, występować może lokalnie, warstewka o nierównej górnej powierzchni, pozbawiona wewnętrznych struktur. Warstewka ta przechodzi ku górze dość szybko w mułowiec. W mułowcu lokalnie mogą występować cienkie piaszczyste soczewki. Mułowiec staje się z kolei coraz bardziej pelityczny i przechodzi w łupek, który w niższej części wykazuje gradację. Również i w łupku spotyka się drobne soczewki piaszczyste. Cały zespół kończy się następną ławicą piaskowca. Takie następstwo występuje prawie zawsze, niekiedy jednak piaskowiec nie jest wykształcony i brakuje go zupełnie, względnie tworzy tylko soczewki. Przy braku piaskowca rytm zaczyna się od mułowca.

Podobne rytmy opisane zostały przez T. Ďurkoviča (1960) z terenu Słowacji oraz A. Radomskiego (1960).

Drugi typ piaskowca, o grubszym ziarnie, jest warstwowany frakcjonalnie, nie obserwuje się w nim laminowania przekątnego. Jak już wspomniałem (str. 94), składa się on niekiedy z dwóch części oddzielonych dość ostrą, często nierówną granicą (fig. 3). Część wyższa przechodzi ku górze zwykle w łupek piaszczysty. Grubość obu poszczególnych części jest zmienna. Ławice mułowców występują także samodzielnie i wtedy ich dolna granica jest wyraźnie erozyjna, obserwowano przypadek, gdy podłoże zostało zerodowane aż do piaskowca laminowanego przekątnie i wtedy ławica mułowcowa zdaje się być kontynuacją tego piaskowca.

W łupkach pstrych występują cienkie (do 5 cm) piaskowce monofrakcyjne. Zarówno ich dolna, jak i górna granica jest nieostra i piaskowiec przechodzi w łupek.

2. Osuwiska. Struktury osuwiskowe występują zarówno w osadach gruboklastycznych, jak i ilastych.

A. Ławice osuwiskowe piaskowcowe występują zupełnie sporadycznie. Są to osuwiska jednoławicowe (M. Książkiewicz, 1958). Na jednym z obserwowanych osuwisk cienkiej ławicy piaskowca widać zawinięcie tejże ławicy na przestrzeni około 1,5 m wraz z podścielającym ją łupkiem kilkunastocentymetrowej grubości (fig. 7 i 8). Łupek ten przed ruchem osuwiskowym ulec musiał już częściowej diagenecie, gdyż inaczej trudno by było wytłumaczyć jego zawinięcie razem z piaskowcem, łupek nie zdiagenezowany w trakcie ruchu osuwiskowego spłynąłby, nie zawijając się wraz z piaskowcem. Osuwająca się ławica spowodowała deformację swojego przedpola, polegającą głównie na dachówkowatym ułożeniu porzrywanych pakietów piaskowcowych.

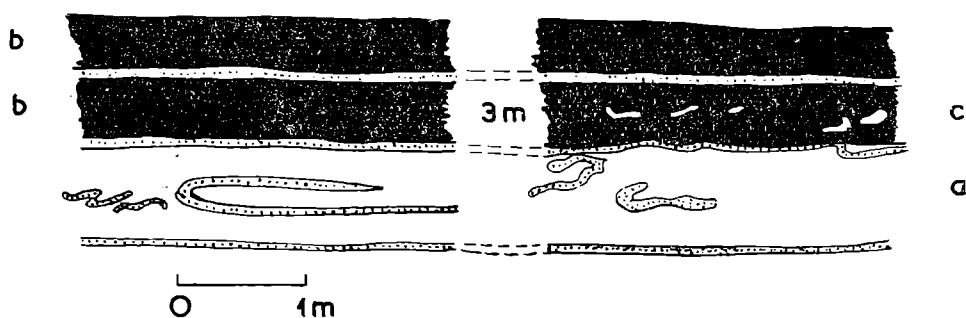


Fig. 7. Fragment odsłonięcia ławic osuwiskowych w Lisznej: a — łupki zielone; b — łupki czerwone; c — osuwisko łupków czerwonych

Fig. 7. Fragment of outcrop of beds with slump structures at Liszna: a — green shales; b — red shales; c — slump of red shales

Obserwuje się również ławice będące w zaczątkowym stadium osuwiska (M. Książkiewicz, 1958). Piaskowce te są pozbawione struktur wewnętrznych (fig. 2).

B. Znacznie częściej występują struktury osuwiskowe w osadach ilastych, i to zarówno w łupkach zielonych, jak i czerwonych.

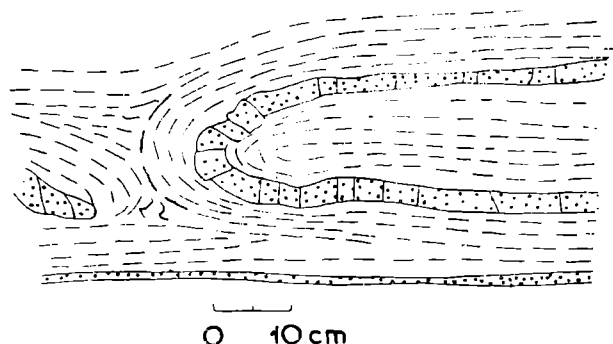


Fig. 8. Fragment odsłonięcia przedstawionego na fig. 7

Fig. 8. Fragment of outcrop presented in fig. 7

Osuwiska w łupkach zielonych obejmują w większości przypadków tylko łupki i ewentualnie mułowce między ławicami piaskowców, nie obejmując jednak tych ostatnich. Łupki te nie mają najczęściej struktury fluidalnej, ale składają się z całego szeregu nieregularnych fragmentów poprzesuwanym względem siebie i ściśle do siebie przylegających. Fragmenty te widoczne są jedynie dzięki różnicom w zabarwieniu, które pochodzą z wymieszania różnych części rytmu. Struktury takie wskazują, że ruchowi osuwiskowemu podlegały osady już częściowo zdiagenezowane.

Ruch osuwiskowy zachodzi, znacznie jednak rzadziej, w osadach zupełnie nie zdiagenezowanych. Na ruch ten wskazuje jedynie brak w ławicy łupkowej opisanego powyżej rytmu (cała ławica łupkowa ma jednolitą barwę), obecność kilkucentymetrowej długości warstewek piaskowca o charakterze osuwiskowym biegnących w poprzek łupków oraz obecność, bardzo sporadyczna, fragmentów łupków o ciemniejszym zabarwieniu. Fragmenty te miejscami zlewają się z otaczającym łupkiem (fig. 9).

Najliczniejsze i największe osuwiska występują jednak w łupkach pstrych. Grubość obsuniętych ławic dochodzić może do 2 m, długość przekracza kilkaset metrów (na takiej długości były one obserwowane).

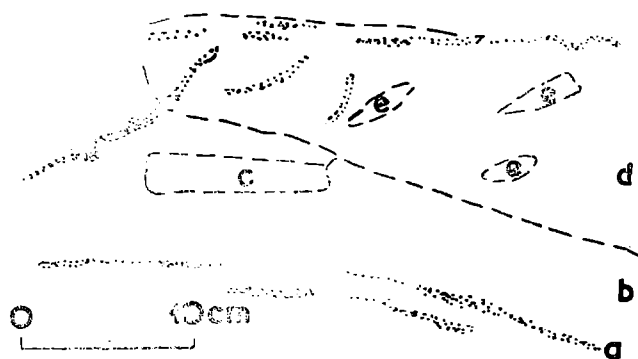


Fig. 9. Fragment odsłonięcia ławicy osuwiskowej w Lisznej: a — ławice piaskowcowe; b — łupki zielonoszare; c — łupek ciemnoszare; d — łupek czerwony; e — łupki czerwonozielone

Fig. 9. Fragment of outcrop of bed with slump structure at Liszna: a — sandstone beds; b — green-grey shales; c — dark grey shales; d — red shale; e — red-green shales

W ruch osuwiskowy wciągnięte zostały również tu i piaskowce, które uległy porozrywaniu tworząc mniej lub więcej pozawijane formy (fig. 10 i 11). Całkowita płynność struktur osuwiskowych w łupkach świadczy o tym, że osad w momencie ruchu nie był jeszcze zdiagene-

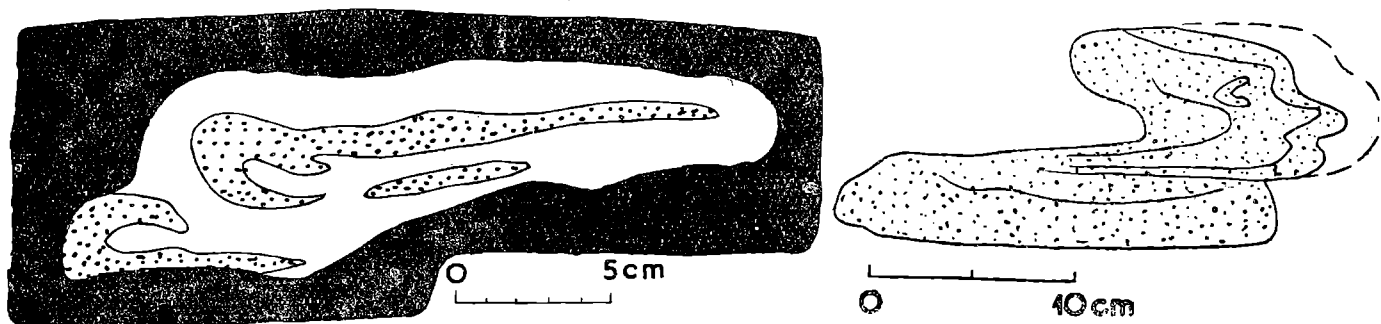


Fig. 10

Fig 11

Fig. 10 i 11. Ławice piaskowców o strukturach osuwiskowych. Pola białe — łupki zielone; pola czarne — łupki czerwone

Fig. 10, 11. Sandstone beds of slump structures. White indicates — green shales; dark — red shales

zowany. W przypadku gdy ruch osuwiskowy dotarł do części głębszych, już zdiagenezowanych, w osuwisku biorą również udział kanciaste fragmenty łupków.

Osuwisko podścielone jest najczęściej piaskowcem lekko tylko falistym. Gdy osuwisko przechodzi ku dołowi w łupki nie zaburzone, na granicy między częścią obsuniętą i nie poruszoną, widoczne są często struktury „płomieniowe” podkreślone jeszcze przez różnice w barwie (fig. 12). Struktury takie powstają w miejscu, gdzie ruch przemieszczający już zanika i powoduje tylko deformacje ciągłe bez ich rozrywania. Formami wyjściowymi mogą być lokalne nierówności podłoża. Takie lokalne przegłębienia widoczne są w dnach osuwisk.

Górna granica osuwiska jest też na ogół dość ostra, widoczne jest jednak przejście do wyżej spokojnie leżących łupków. Przejście to było spowodowane tworzeniem się zawieszin nad osuwiskiem w czasie jego ruchu, które następnie wolno się osadzały.

Gdy osuwisko przykryte jest przez ławicę piaskowca, piaskowiec ten wykazuje często falistość. Świadczy ona, że ruch osuwiskowy odbywał się jeszcze po osadzeniu się tej ławicy. Istnieje również możliwość, że w czasie osadzania się piaskowiec dopasowywał się już do istniejących nierówności. Przeciwno tej interpretacji przemawia głównie fakt, że ławice piaskowców na całej swojej długości nie wykazują zmian w grubości, która powinna być większa w zagłębieniach, oraz w strukturach wewnętrznych.

Struktury osuwiskowe podkreślone są przez udział w ruchu osuwiskowym zielonych i czerwonych łupków. Piaskowce mają wyłącznie barwy szarozielone, ponadto wokół fragmentów piaskowcowych tworzą się aureole odbarwień, spowodowane redukcyjną działalnością substancji organicznych zawartych w piaskowcu (fig. 11).

Osuwiska w omawianym profilu nie występują równomiernie, największe ich nagromadzenie obserwuje się w strefie wystąpień czerwonych łupków, ilość ich zmniejsza się ku dołowi profilu, i w dolnej części warstw hieroglifowych nie były obserwowane. Również w zielonych łupkach, występujących powyżej pstrych, osuwiska nie zostały znalezione.

Rozprzestrzenienie poziome osuwisk także nie jest równomierne, obserwowane one były przez autora jedynie w południowo-wschodniej części jednostki dukielskiej, między Komańczą a Cisną. W części zachodniej jednostki dukielskiej struktur takich, jak dotąd, nie udało się znaleźć. Rozprzestrzenienie i częstość występowania osuwisk ilastych w pozostałych jednostkach nie jest znana, brak jest odpowiednich obserwacji. Dotychczasowe dane dotyczą na ogół osuwisk w osadach wapniстых lub piaszczystych (S. B u k o w y, 1956, M. K s i ą ż k i e w i c z, 1958, A. R a d o m s k i, 1958, A. Ś l ą c z k a, 1958, L. K o s z a r s k i et al., 1961). Dalsze badania prowadzone w tym kierunku bez wątpienia rozszerzą obszar ich występowania i pozwolą wyróżnić strefy podatne na te procesy.

ŚLADY POCHODZENIA ORGANICZNEGO

Ślady te w omawianej serii występują bardzo często, aczkolwiek są one monotonne. Nie obserwuje się tutaj tak dużej różnorodności życia organicznego, jaka występowała w odległości niecałych 20 km, w okolicy Komańczy (A. Ś l ą c z k a, 1959 a). Występują one zarówno w łupkach, jak i piaskowcach. W piaskowcach, szczególnie cienkoławicowych, drobnoziarnistych, prawie wyłącznie są to drobne pręcikowate lub guzkowate bioglify występujące na ich dolnej powierzchni. Wykonane naszlify piaskowców pozwalają przypuszczać, że w większości przypadków są one predepozycyjne, gdyż w nadległym piaskowcu nie widać zaburzeń w strukturach wewnętrznych.

W mułowcach, ewentualnie łupkach, występują ślady żerowania organizmów mułożernych typu fukoidów. Szczególnie duże ich nagromadzenie obserwuje się w części przejściowej między piaskowcem a łupkiem. Zjawisko to można tłumaczyć tym, że istniało tutaj jeszcze dość duże nagromadzenie substancji organicznej, a drobniejszy materiał stwarzał bardziej korzystne warunki do egzystowania organizmów mułożernych niż w niżejleżących piaskowcach. W wyżej leżących łupkach ilastych ślady żerowania nie występują tak często, aczkolwiek obserwuje się sporadyczne nagromadzenia fukoidów, szczególnie w wyższych częściach ławic (fig. 2). Często jest ono związane z lokalnym pojawieniem się frakcji grubszej.

UWAGI O SEDYMENTACJI

Na warstwy hieroglifowe i pstre łupki składają się zarówno osady autochtoniczne, jak i allochtoniczne. Za osady autochtoniczne uważa się zielone i czerwone łupki zawierające aglutynujące otwornice. Natomiast osadami allochtonicznymi będą piaskowce, mułowce oraz być może dolna, wapnista część ławicy łupkowej.

Jak wynika z poprzednich rozważań, w omawianym profilu występują głównie dwa typy piaskowców o odmiennych strukturach: piaskowce o warstwowaniu frakcjonalnym i przekątnym. Występowanie piaskowców frakcjonowanych wytłumaczyć można działalnością prądów zawieszinowych (Ph. K u e n e n, C. I. M i g l i o r i n i, 1948). Natomiast rodzaj prądów warunkujących powstanie w morzu fliszowym osadów warstwowych przekątnie nie jest jeszcze całkowicie wyjaśniony. Szybkość tych

prądów była niewielka, z porównania bowiem wielkości ziarn z danymi przedstawionymi przez Hjulstroma (in Ph. Kuenen, 1950) i Ch. Nevin'a (1946) wynika, że szybkość prądu była rzędu 20 cm/sek. Prąd ten nie miał więc wystarczającej energii potrzebnej do erodowania łu, stąd też występuje powszechny brak rozmywania łupków podścielających piaskowce. Okresowo prąd ten musiał być jednak szybszy, o czym świadczy rozmywanie złożonych już pakietów warstwowych przekątnie. Przepuszczalnie różnice w rodzaju laminacji (przekątne, konwolutive i równoległe) zależne były od szybkości prądu (Ch. Nevin, 1946).

Prądy te działały tylko okresowo, świadczy o tym przede wszystkim brak warstwowania przekątnego lub laminowanego w górnej części piaskowców frakcjonowanych o podobnej średnicy ziarn, przy zachowanej gradacji ziarn, oraz obecność piaskowców pozbawionych struktur. Przy stałych prądach piaskowce powinny ulec przynajmniej częściowemu przesypaniu, objawiającemu się bądź przez powstanie odpowiednich struktur, bądź zaburzeniami w warstwowaniu frakcjonalnym.

Mimo okresowe występowanie, prądy te, jak wykazały pomiary, wykazywały zadziwiającą stałość kierunków w ciągu może kilku milionów lat.

Wszystkie wyżej wspomniane cechy tłumaczyć można najlepiej występowaniem w omawianym zbiorniku rozrzedzonych prądów zawieszinowych. Na występowanie takich prądów w basenie fliszowym zwracali uwagę już M. Książkiewicz (1952), R. Passéga (1954), S. Dzułyński i A. Radomski (1955) i inni. Ostatnio E. C. Buffington (1961) w wyniku przeprowadzonych eksperymentów, przypisuje właśnie prądom o niedużej gęstości główną rolę przy sedymentacji osadów piaszczystych w morzach współczesnych.

W omawianym okresie brak jest w jednostce dukielskiej osadów, które by stanowiły gruboziarnistą frakcję prądów zawieszinowych osadzających piaskowce drobnoziarniste. Piaskowce gruboziarniste, sporadycznie obecne w profilu, pochodzą z odrębnego źródła. Wyklucza to możliwość, aby materiał, z którego powstały piaskowce warstwowane przekątnie, stanowiły tu tylko drobniejszą frakcję normalnego prądu zawieszinowego, jak to jest przyjmowane dla osadów warstwowanych przekątnie w innych regionach (F. Koppstein, 1954, R. Unrug, 1960).

Teorią prądów zawieszinowych wyjaśnić można również częstą obecność łupków zawierających węglan wapnia bezpośrednio powyżej ławic mułowcowych oraz występowanie ku górze przejścia w łupki ilaste. Te ostatnie w większości stanowiłyby osad autochtoniczny, natomiast piaskowce i łupki wapieniste osad allochtoniczny, pochodzący ze stref brzeżnych, płytszych. Podobne przejścia oraz występowanie niekiedy powyżej osadów piaszczystych ilów o dużej zawartości CaCO_3 , obserwowane było w osadach ilastych u wylotów kenionów podmorskich i tłumaczone jest działalnością prądów zawieszinowych (D. B. Ericson et al., 1952).

Jak wynika z miąższości ilastych łupków przedzielających ławice piaskowcowe, częstość omawianych prądów była różna. Średnio jednak jeden taki prąd wypadał raz na około 3000 lat. Częstość normalnych prądów zawieszinowych była co najmniej stukrotnie rzadsza.

Splywanie tych rozrzedzonych prądów mogło być ułatwione nachyleniem dna zgodnym mniej więcej z kierunkiem prądu. Na nachylenie dna basenu ogólnie ku północy wskazują również struktury obserwowane w osuwiskach. Nachylenie dna nie musiało być wielkie, gdyż osuwiska

podmorskie mogą również występować już na dnie prawie płaskim; według A. Archangielskiego (1930) ruch osuwiskowy może odbywać się już przy nachyleniu dna wynoszącym około 2° . Podobne wnioski wyciąga Ph. Kuenen (1948), F. P. Shepard (1948) i inni. D. Moore (1961) na podstawie ostatnich badań prowadzonych nad podatnością osadów morskich na spływy dochodzi do wniosku, że osady głębokich mórz, szczególnie o powolnej sedymentacji, są bardzo stabilne, nawet przy stosunkowo stromych zboczach. (Ph. Kuenen, 1950, obserwował nie zaburzone osady ilaste na zboczach o nachyleniu 18°). Ponieważ jednak nic nie wskazuje na to, że pstry ły osadzały się bardzo szybko albo że istniały tutaj wyraźne nierówności dna, więc należy sądzić, że podatność osadów ilastych na występowanie osuwisk jest większa, niż to wynika z rozważań D. Moore'a. Nie jest wykluczone, że na łatwość osunąć miały wpływ warunki panujące w osadzie, zbliżone do zjawiska „underconsolidated clay” — opisane przez K. Terzaghięgo (1956) — polegającego na opóźnieniu się konsolidacji osadów na skutek zatrzymania wody głównie w wyniku szybkiej sedymentacji. Ponieważ jednak, jak już wspomniano wyżej, w omawianych osadach szybkość sedymentacji nie może być brana pod uwagę, więc być może inny czynnik wpływał na opóźnienie się konsolidacji.

SZYBKOŚĆ SEDYMENTACJI

W serii hieroglifowej, pstrych łupkach i w wyżej leżących łupkach zielonych, można z dużą dozą prawdopodobieństwa wykluczyć zmniejszenie się grubości osadów na skutek erozyjnej działalności prądów, są one bowiem prawie całkowicie pozbawione osadów typowych prądów zawieszinowych, które mogły powodować erozję dna morskiego, a ławice piaskowców cienkoławicowych, warstwowanych przekątnie z reguły nie wykazują śladów erozji podłoża. Pozwala to na obliczenie, naturalnie w przybliżeniu, szybkości sedymentacji tej części basenu fliszowego.

Grubość osadów obejmujących prawie cały eocen nie przekracza 600 m, ponieważ osadziły się one w ciągu około 15 milionów lat, wobec tego szybkość sedymentacji była rzędu 4 cm na 1000 lat. Szybkość ta odnosi się zarówno do piaskowców, jak i ilów, natomiast szybkość sedymentacji samych ilów była wolniejsza, gdyż od ogólnej miąższości osadów należy odjąć miąższość wszystkich piaskowców (10—20%), których szybkość sedymentacji była bez porównania większa. Wartość ta zbliża się do szybkości sedymentacji mórz otwartych (np. osady Morza Północnego osadzały się z szybkością 3—4 cm/1000 lat), natomiast jest znacznie niższa niż obserwowana w geosynklinach indonezyjskich (17 cm/1000 lat) czy na Molukach (ok. 100 cm/1000 lat)¹, a już całkiem nie jest porównywalna z osadami delt, według Scrutona (in J. Hamilton 1960) w delcie Mississippi szybkość osadzania wynosi 30 000 cm/1000 lat. Porównywanie szybkości sedymentacji omawianych warstw z szybkościami z osadów współczesnych jest o tyle utrudnione, że przypuszczalnie szybkość sedymentacji w osadach współczesnych jest 2—3 razy szybsza (C. Piggot and W. Urry, 1942). Ponadto trzeba jeszcze brać pod uwagę stopień diagenezy, nie zawsze wiadomy.

¹ Dane o szybkości sedymentacji według Ph. Kuenena (1950).

Niemniej jednak z powyższych rozważań wynika, że omawiany obszar był położony z dala od lądu i że były to osady otwartego morza, zasilane od czasu do czasu prądami zawieszinowymi.

KIERUNKI TRANSPORTU

Pomiary kierunków transportu materiałów dla osadów detrytycznych wykazały, że występują tutaj ogólnie dwa kierunki: z południa i z północnego wschodu. Z tymi odmiennymi kierunkami związane są odmiennie piaskowce (rozważania te nie odnoszą się do piaskowców gruboławicowych występujących w paleocenie).

Materiał detrytyczny piaskowców cienkoławicowych, przekątnie lub konwolucyjnie laminowanych, stanowiących zasadniczy składnik warstw hieroglifowych tego terenu, pochodził z obszarów południowych, leżących na południe od basenu dukielskiego. Podstawową trudnością, stojącą na przeszkodzie w takim umiejscowieniu obszaru źródłowego, jest występowanie przejścia między osadami basenu dukielskiego a magurskiego (B. Leśko, 1958). Wydaje się dlatego prawdopodobne, że obszar źródłowy leżał na południowym wschodzie, już poza zasięgiem basenu magurskiego. Zasięg tych prądów był stosunkowo niewielki i ograniczał się głównie do południowych części basenu.

Materiał detrytyczny piaskowców frakcjonowanych przynoszony był z północnego wschodu i ze wschodu. Podobne piaskowce, o tych samych kierunkach występują i na przedpolu jednostki dukielskiej, jest więc prawdopodobne, że ich skały macierzyste znajdują się obecnie gdzieś pod centralną depresją. Jest jednak również możliwe, że osady te pochodzą ze źródła leżącego na południowym wschodzie, ograniczającego basen dukielski od północnego wschodu. Odczytywane kierunki byłyby wynikiem skrećania prądów. Źródło to dostarczało przypuszczalnie materiału dla prawie całego basenu dukielskiego, głównie jednak materiał ten występuje wzdłuż północnego brzegu basenu, oraz w części centralnej.

Piaskowce te różnią się oprócz struktur częściowo składem mineralogicznym. Piaskowce przychodzące z południa zawierają na ogół więcej minerałów łyszczykowych, są częściej wapniste oraz są drobniej ziarniste. Natomiast piaskowce pochodzące z północy zawierają więcej skaleni, ponadto pojawiają się w nich okruchy skał oraz glaukonit.

Instytut Geologiczny

Karpacka Stacja Terenowa, Kraków

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Archanguelsky A. D. (1930), Slides of sediments on the Black Sea bottom and the importance of this phenomenon for geology. *Bull. Soc. Nat. Moscou* 8. Nov. Ser. 38.
- Buffington E. C. (1961), Experimental turbidity currents on the sea floor. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 45.
- Bukowy S. (1956), Observations on the sedimentation of the Babica clays (Paleocene) in the Middle Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. III*, 4.

- Ďurkovič T. (1960), Príspevok k petrografii krosnenského flyša na východnom Slovensku. *Geol. Práce Zprávy* 17, Bratislava.
- Ďurkovič T. (1961), Sedimentary petrographic investigation of sedimentary structures in various directions in east Slovakian Flysch. *Geol. Práce* 60, Bratislava.
- Dźułyński S., Radomski A. (1955), Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawiesinowych (Origin of groove casts in the light of turbidity currents hypothesis) *Acta geol. pol.* 5.
- Dźułyński S., Ślączka A. (1958), Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich (Directional structures and sedimentation of the Krosno beds). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 28.
- Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C. (1952), Turbidity currents and sediments in north Atlantic. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 36.
- Hamilton J. (1960), Ocean basin ages and amounts of original sediments. *J. Sed. Petrol.* 30.
- Kopstein F. P. H. W. (1954), Graded bedding of the Harlech Dome. *Publ. Geol. Inst. Groningen* 81.
- Koszarski L., Ślączka A., Żytka K. (1961), Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach (Stratigraphy and palaeogeography of the Dukla unit in the Bieszczady Mountains). *Kwart. geol.* 5.
- Książkiewicz M. 1948, Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych (Current bedding in the Carpathian Flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 17.
- Książkiewicz M. (1952), Uwarstwienie frakcjonalne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 22.
- Książkiewicz M. (1958), Submarine slumping in the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 28.
- Kuenen Ph. H. (1948), Slumping in the Carboniferous of the Pembrokeshire. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.* 104.
- Kuenen Ph. H. (1950), Marine Geology. J. Wiley & Sons, New York.
- Kuenen Ph. H., & Migliorini C. I. (1950), Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Jour. geol.* 58.
- Leško B. (1958), Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. *Geol. Práce Zprávy* 14, Bratislava.
- Moore D. G. (1961), Submarine slumps. *J. Sed. Petrol.* 31.
- Nevin Ch. (1946), Competence of moving water to transport debris. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 57.
- Opolski Z. (1927), Spraw. z badań geolog. na ark. Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 2.
- Passaga R. (1954), Turbidity currents and petroleum exploration. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 38.
- Piggot C. S., Urry W. D. (1942), Time relations in ocean sediments. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 53.
- Radomski A. (1958), Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (The sedimentological character of the Podhale flysch). *Acta geol. pol.* 7.
- Radomski A. (1960), Remarks on sedimentation of shales in flysch deposits. *Bull. Acad. Pol. Sc. Cl.* III. 8.
- Shepard F. P. (1948), Submarine geology. Harper and Bros. New York.
- Ślączka A. (1959 a), Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy — Wiśłoka Wlk (Stratigraphy of the Dukla folds in the Komańcza — Wiśłok Wlk. region — Carpathians). *Kwart. geol.* 3.
- Ślączka A. (1959 b), Stratygrafia serii śląskiej łuski Bystrego na S od Bali-grodu (Stratigraphy of the Bystre Scale). *Biul. Inst. Geol.* 131.

- Ślącza A. (1961), Geneza poziomu egzotycznego z Bukowca koło przełęczy Użockiej (Exotic bearing shale from Bukowiec) *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 31.
- Terzaghi K. (1956), Varieties of submarine slope failures, *Harvard Soil Mechanics Series* 52.
- Unrug R. (1960), Spostrzeżenia nad sedymentacją warstw lgockich (On the sedimentation of the Lgota beds). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 29.

SUMMARY

Abstract. The work deals with structures occurring in sandstones and shales from hieroglyphic beds, and in variegated shales of the southern part of Dukla unit. The structures in sandstones vary depending upon the direction of transport of detrital material. There also occur slight differences in their mineral composition. The presence of slump structures is a characteristic trait of shales occurring here, particularly of variegated clayey shales.

INTRODUCTION

The investigations included hieroglyphic beds representing the Lower and Middle Eocene, as well as the overlying variegated shales from the eastern part of Dukla unit, belonging to the Middle Eocene. The thickness of these beds amounts to ca. 600 m.

LITHOLOGY

Hieroglyphic beds in the area under consideration are mainly represented by interstratified thin (usually of several centimetres) sandstones and shales. Thick beds of some tens of centimetres are only occasionally to be found.

The series of variegated shales differs from hieroglyphic beds merely by a lower share of sandstones and the presence of red shales.

The thickness of thinly bedded sandstones is for the most part constant. Their lower border is sharp, though it usually shows no traces of wash-out. The cement is calcareous, sometimes chalcedonous. Sandstone beds pass towards the top into calcareous mudstones, which in turn pass into clayey shales (Fig. 1, 2). The mineral composition of these rocks and their mean grain size is given on page 94 of the Polish text. The grains, with the exception of the larger ones, are rather weakly rounded. Particularly well rounded grains (of diameter ca. 1.2 mm.) can be occasionally observed in shales.

In the examined beds there also occur single, thicker (up to 1 m.) sandstone beds. They are characterized by a low content of cement, which is either siliceous or calcareous. The composition of these sandstones is somewhat different from that of the previously described ones; it is presented on page 96 of the Polish text. There often appears in these sandstones a distinct boundary not only on the lower surface but on the upper surface too, while no passage into the overlying shales is to be observed here.

Composed beds are occasionally encountered. Their lower part being represented by the above described sandstone, the upper one by a mudstone of clayey-calcareous cement, not differing in composition from

the sandstone lying below; it shows, however, a different amount of cement and a smaller grain diameter.

All the investigated sandstones are distinguished by the occurrence of a relatively numerous foraminifera, appearing much more abundantly than in the interbedding shales. The character of this microfauna is somewhat different, the predominance of *Globigerina* being marked in sandstones, whereas in shales there mainly occurs arenaceous foraminifera.

COLOUR OF THE DEPOSIT

The sandstones, similarly as mudstones, are of green-grey, grey or dark grey colour. The shales are darker in the lower parts of beds, being usually grey or grey-green; they become lighter towards the top and pass into green (Fig. 4). The passage from one colour to the other is generally strongly marked, which is related to the change of grain coarseness and the disappearance of CaCO_3 , typical of the lower part of shale beds. Apart from green shales there occur in the variegated series red clayey shales, also usually confined to its upper part (Fig. 5). At the point of contact with sandstones red shales are mostly discoloured.

SEDIMENTAL STRUCTURES

Stratification. Hieroglyphic beds are characterized by a rhythmical sedimentation of deposits. Each rhythm begins with a thinly bedded sandstone of diagonal, sometimes convolute stratification, passing towards the top into mudstone. The mudstone, in turn, passes into clayey-calcareous and clayey shale, the latter closing the whole rhythm.

These rhythms are interrupted by sporadic intercalations of coarser grained sandstones, with graded bedding. On the whole, with the exception of composed beds, there occur in them no passages to the overlying shales.

In variegated shales there occur thin (up to 5 cm.) monofractional sandstones, passing both towards the bottom and the top into shale.

Slumps. Slump structures occur in thick clastic as well as in clayey deposits.

1. Sandstone beds with slump structures are only occasionally met with. They represent initial slumping or one-bed slumps (M. Książkiewicz, 1958). In the latter the bed together with the underlying shale is sometimes rolled up over a space of about 1.5 m. (Fig. 7, 8).

2. Slumps are more common in clayey shales. In green shales they generally take over only one shaly bed, and do not dislocate either the underlying or overlying sandstone beds. Slump movements have mostly affected deposits which were already partly diagenized. Such beds are exclusively composed of irregular shale fragments with no filling substance. Beds in which slump movement occurred in an undiagenized deposit are only exceptionally to be found. The proof that such slumping took place is the presence of fragments torn out from the substratum, and of sandy streaks running across the beds (Fig. 9).

The greatest and most numerous slumps occur in variegated clayey shales. The thickness of beds with slump structures amounts to 2 m., while their length sometimes exceeds 200 m.

Sandstones of the area under consideration have also been affected by this movement; they were disrupted and rolled up (Fig. 10, 11). The entire plasticity of slump structures in shales indicates that at the moment of movement the deposit was not yet diagenized. However, if the slumping movement reached the already diagenized substratum, pieces of shales were involved in the slump.

The passage of slump structure to the quietly overlying shales can often be observed. This is due to the formation during slumping movement of a cloud of very fine suspension, which later on was slowly depositing.

In clayey deposits slumps were ascertained merely in the south-eastern part of Dukla unit, whereas from the other parts of the Carpathians no appropriate data has been obtained as yet.

TRACES OF ORGANIC ORIGIN

Traces of organic origin are very common in hieroglyphic beds of the examined area, still, they are almost exclusively confined to very small rodlike or nodulated forms appearing on the lower surfaces of sandstones, and to traces of Fucoid type mainly occurring in mudstones. The number of Fucoids in mudstones was related to the rather high content of organic detritus in these rocks, which favoured the development of bottom dwelling organisms.

REMARKS ON SEDIMENTATION

Hieroglyphic beds are composed both of autochthonous and allochthonous deposits. Green and red clayey shales with arenaceous foraminifera may be considered as autochthonous deposits. Allochthonous deposits include sandstones, mudstones and presumably the lower calcareous part of the shaly bed.

Investigations carried out in these beds indicate that coarse-grained, graded sandstones were deposited by density currents. The development of the lower part of the rhythm (sandstones and mudstones) was caused by the occurrence in the considered basin of diluted suspension currents. The possibility of their occurrence in water basins was admitted long ago (M. Książkiewicz, 1952, R. Passega, 1954, S. Dżułyński & A. Radomski, 1955 et al.), while lately it has been experimentally proved by E. C. Buffington (1961). The lower, calcareous part of the shaly bed could also be formed as the result of the action of currents. A similar occurrence of calcareous clays above sandy beds was observed at the outlet of submarine canyons (D. B. Ericson et al., 1952), being related to the action of suspension currents.

The frequency of the considered currents was varying, as can be seen from the thickness of intercalations of clayey shales separating sandstones; however, on the average such a current befallen once in about 3000 years, whereas suspension currents of higher density occurred every several hundred thousand years.

The flow of diluted currents was facilitated by the slope of floor, being more or less in accordance with the direction of the current. The occurrence of such a slope is evidenced by certain slump structures. Presumably, the slope of floor was not very steep, since submarine

slumps sometimes occur on a floor of ca. 2° slope (A. D. Archanguelsky, 1930, Ph. Kuenen, 1948, F. P. Shepard, 1948). D. G. Moore (1961), who lately carried out investigations on the susceptibility of marine deposits to slumping, came to the conclusion that deposits of deep seas, particularly those of slow sedimentation, are very stable, even when the slopes are relatively steep. However, since there is no evidence that variegated clays were rapidly depositing or that there existed here some marked irregularities of the floor, it should be presumed that the susceptibility of clayey deposits to the occurrence of slumps is greater than could be expected from Moore's considerations.

THE RATE OF SEDIMENTATION

The almost total absence of deposits of typical density currents, which could cause the erosion of sea floor, enables to estimate (approximately of course) the rate of sedimentation in this section of the Flysch Basin. This rate was of the order of 4 cm. to 1000 years. It refers to the whole deposits, i.e. both to sandstones and clays. The rate of sedimentation merely of clays was smaller, probably not exceeding 2 cm. to 1000 years. It indicates that the area under consideration was situated far away from the continent and that these deposits represent off-shore deposits supplied from time to time by suspension currents.

DIRECTIONS OF TRANSPORT

Measurements of the directions of transport of materials for detrital deposits showed that there occur here two directions — one, upon the whole from the south, the second, from the north-east and east. In the examined period merely diagonally stratified, thinly bedded sandstones are related to the southern directions. They probably proceed from a source area situated in the south-east, already beyond the reach of Magura Basin. The directions of transport of thick-bedded sandstones proceed from the east or north-east. The sources for this material are to be found either under the Central Depression or at the northern border of Dukla unit. As can be seen from the observed slope of floor, which in the considered area was directed north, these currents were flowing uncomformably to the slope of floor. This explains the occasional occurrence of deposits brought by these currents. The deposits are mainly grouped in the northern and western part of Dukla unit.

Sandstones from different source areas differ not only in structure but partly in mineral composition too. Those coming from the south have usually a higher content of micaceous minerals, they are more often calcareous and of finer graining. On the other hand, sandstones derived from the east contain more feldspars, besides, there appear in them fragments of rocks and glauconite.