

M. Książkiewicz

Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych.

Current bedding in Carpathian Flysch.

(1 rys. w tekście — 1 Fig. in text)

Dotąd główna uwaga geologów pracujących w Karpatach fliszowych była skierowana na zagadnienia stratygraficzne i tektoniczne. W miarę, jak zagadnienia te są coraz szczegółowiej rozwiązywane, na pierwszy plan wysuwają się inne problemy geologii fliszu, którym dotąd nie poświęcono szczególnej uwagi. Odnosi się to zwłaszcza do sedymentacji fliszu.

Jedną z najbardziej uderzających i od dawna znanych cech fliszu jest naprzemianległość gruboziarnistych, pefitowo-psamitowych i drobnoziarnistych, pelitowych osadów. Przyczyny tej rytmiki sedymentacyjnej nie są jasne, a różne tłumaczenia nie są oparte na szczegółowszym materiale obserwacyjnym. Toteż wydaje się, że aby wyświetlić warunki rytmicznej sedymentacji fliszu, trzeba nagromadzić możliwie dużo materiału obserwacyjnego, dotyczącego uwarstwianiu tych osadów.

We fliszu występuje następstwo warstw, które by można nazwać „warstwowaniem frakcjonalnym“ (*graded bedding* geologów anglo-amerykańskich¹.) Polega ono na tym, że na

¹ E. B. Bailey. New light on sedimentation and tectonics. Geol. Mag. 67, 1930. Id., Sedimentation in relation to tectonics. Bull. Geol. Amer. 47, 1936. M. P. Billings, Structural Geology, N. York 1946 str. 72. W literaturze niemieckiej ten typ warstwowania określany jest jako „Saigerung Schichtung“; por. R. Brinkmann, Sedimentäre Abbildung epirogener Bewegungen sowie über das Schichtungsproblem. Nachr. von der Gesell. d. Wiss. zu Göttingen, Mat.-Phy. Kl. 1925.

warstwie łupku leży ostro od niej odgraniczona ławica piaskowca, przyczym ziarno piaskowca jest najgrubsze w dolnej części ławicy, a ku górze maleje, przechodząc we frakcje coraz to mniejsze, aż w końcu nad piaskowcem zjawia się frakcja pelityczna w postaci warstwy łupku; na niej leży ławica piaskowca znowu ostro odgraniczona od podścielającego łupku. Ławice piaskowców są zatem ostro odgraniczone od podścielającego łupku, a mniej lub więcej „zrosnięte“ z nadległą warstwą łupku. Uwarstwienie tego typu powszechnie znane geologom pracującym we fliszu¹, jest tak regularne, że równie dobrze jak hieroglify może służyć do określania, kiedy następstwo warstw jest normalne a kiedy odwrócone.²

Warstwowanie frakcjonalne tłumaczone jest jako produkt segregacji ziarn różnej wielkości, opadających w wodzie z prędkościami zależnymi od ciężaru właściwego, średnicy, a może też i kształtu ziarn. Większe, względnie cięższe ziarna opadają wcześniej od drobniejszych, zaś przy końcu opadną zawiesiny, tworzące ponad ławicą piasku — warstwę łu. Tego rodzaju rozdział frakcjonalny materiału klastycznego może nastąpić we względnie spokojnej wodzie; gdyby w czasie opadania ziarn istniały jakieś prądy, zaburzyłyby one prawidłowość opadania i frakcjonalny rozdział nie mógłby nastąpić. Toteż niektórzy autorzy, jak E. B. Bailey³ uważają, że osady o uwarstwieniu frakcjonalnym tworzyły się w takich głębokościach, w których nie zaznaczały się żadne wyraźniejsze ruchy wody morskiej. Są jednak wypowiedane opinie, że ruchliwa woda dopuszcza też ten typ warstwowania, np. Zb. Sujkowski⁴ przypuszcza, że ławice piaskowców fliszowych powstały na skutek pracy podmorskich prądów dennych.

Powstanie warstwowania frakcjonalnego, mimo jego popularności, nie jest wyjaśnione. Mechanizm tworzenia się tego warstwowania jest prosty: opadanie cząstek mineralnych z różnymi prędkościami, zależnie od ciężaru właściwego i wielkości.

¹ Zb. Sujkowski. Serie szypockie na Huculszczyźnie. Prace Państw. Inst. Geol. III, 2, 1938, str. 45.

² Na znaczenie tego zjawiska dla tektoniki zwrócił uwagę w Ameryce C. K. Leith. Zob. T. L. Tanton, Determination of age-relation in folded rocks, Geol. Mag. 67, 1930, str. 74.

³ New light on sedimentation and tectonics, Geol. Mag. 67, 1930, str. 88.

⁴ l. c. str. 46.

Aby te cząstki mogły selektywnie opadać, muszą się one znaleźć zawieszona w wodzie ponad dnem, na które opadają, gdyż tylko wtedy nastąpi rozdzielanie ich według ciężaru i wielkości ziarn. Otóż niejasnym jest, jaki czynnik geologiczny może spowodować zawieszenie cząstek nieraz o wcale dużych wymiarach w wodzie na dużych przestrzeniach ponad dnem, gdyż ławice o warstwowaniu frakcyjnym ciągną się nieraz kilometrami wszerz i wzdłuż. Prądy rzeczne przy ujściach rzek są oczywiście za słabe i nie rozprzestrzeniają się daleko w morze; prądy denne toczą żwir i piasek po dnie i też uważa się, że są za słabe, by wprawić większe ziarna w stan zawieszenia na większych przestrzeniach, zwłaszcza dalej od brzegu. Obserwacje nad sedymentacją współczesną nie dają podstaw do zrozumienia mechanizmu rozprzestrzeniania się ławic piaszczystych na większe obszary.¹ Również badanie nad zdolnością płynącej wody do transportowania materiału w stanie zawieszonym i wleczonym wskazują, że normalne prądy morskie nie są w stanie wprawić w stan zawieszenia nawet dość drobnego materiału, dlatego Ch. Nevin² uważa, że rozprzestrzenianie drobnego piasku i grubszego mułu na dnie morskim dokonywane jest przy pomocy wolnych prądów wlokących materiał po dnie („bottom creeping tractive currents“). Toteż wielu geologów ucieka się do tłumaczenia osadów frakcyjnych jako powstałych na skutek huraganów lub też wielkich fal (tsunamis) wytworzonych przez podmorskie trzęsienia ziemi. Jedna ławica piaszczysta o frakcyjnym warstwowaniu ma być rezultatem jednego huraganu lub jednego trzęsienia ziemi.

Hipotezę podmorskich trzęsień ziemi, jako przyczynę tego typu warstwowania, postawił E. B. Bailey.³ Zdaniem

¹ Np. obserwacje w zatoce S. Monica w Kaliforni, gdzie z lądu dostają się do morza wielkie ilości materiału terrygenicznego, wskazują, że już niedaleko od brzegu osady grubsze przechodzą w drobnoziarniste. Poza pasem tych osadów zjawiają się znowu gruboziarniste osady pokrywające szelf aż do jego krawędzi, ale występują w takich warunkach, że nie są uważane za współcześnie się tworzące, ale powstałe w okresie glacialnym przy niższym położeniu poziomu morza (F. P. Shepard - G. A. MacDonald, *Sediments of Santa Monica Bay, Calif. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, 22, 1938).

² Competence of moving water to transport debris. *Bull. Soc. Geol. Amer.* 57, 1946, str. 673.

³ I. c str. 89.

jego obszary geosynklinalne powinny mieć częste podmorskie trzęsienia ziemi. W geosynklinie kaledońskiej przeciętnie raz na 2000 lat tworzyła się ławica piaszczysta na skutek wstrząsu sejsmicznego.

Tutaj wypada podnieść, że we fliszu ławice piaskowców nieraz zaczynają się grubokalibrowym zlepieńcem, przechodzącym ku górze w piaskowiec. Szerokie rozprzestrzenienie takich ławic jest szczególnie zagadkowe.

Osady posiadające warstwowanie frakcjonalne, nie posiadają na ogół zdaniem Bailey'a wtrąceń o uławiceniu przekątnym. Oba typy warstwowania, zdaniem jego, występują zawsze w różnych seriach, przynajmniej o ile chodzi o znane mu serie Kanady i Wk. Brytanii.

Myśl Bailey'a rozwinął ostatnio F. J. Pettijohn¹ według którego jedną z cech sedymentacji geosynklinalnej jest warstwowanie frakcjonalne podczas gdy warstwowanie przekątne w takich osadach jest rzadkie i na małą tylko skalę rozwinięte. Zdaniem obu autorów warstwowanie frakcjonalne i przekątne są rozróżniającymi cechami dwóch facji sedymentacyjnych; pierwsze charakteryzuje osady orogeniczne, między innymi także flisz, drugie złożone na kontynentalnych platformach. Jeśli zważy się, że warstwowanie frakcjonalne jest dominujące we fliszu, to wydaje się interesującym podać wiadomość o istnieniu także warstwowania przekątnego (current bedding), zaznaczającego się wyraźnie w niektórych seriach fliszowych. Warstwowanie przekątne cechuje utwory lądowe, rzeczne i deltowe, ale również morskie osady, o ile tworzą się w strefie prądów, mogą mieć warstwowanie tego typu.

Z kredy Karpat Zachodnich znam dwie serie, w których pojawia się miejscami ten typ warstwowania: łupki cieszyńskie górne i warstwy Igockie (głównie środkowa część tego ogniwa).

Ponadto uwarstwienie przekątne zaznacza się często w warstwach belowskich, rzadziej występuje w warstwach magurskich i piaskowcach łupków menilitowych.

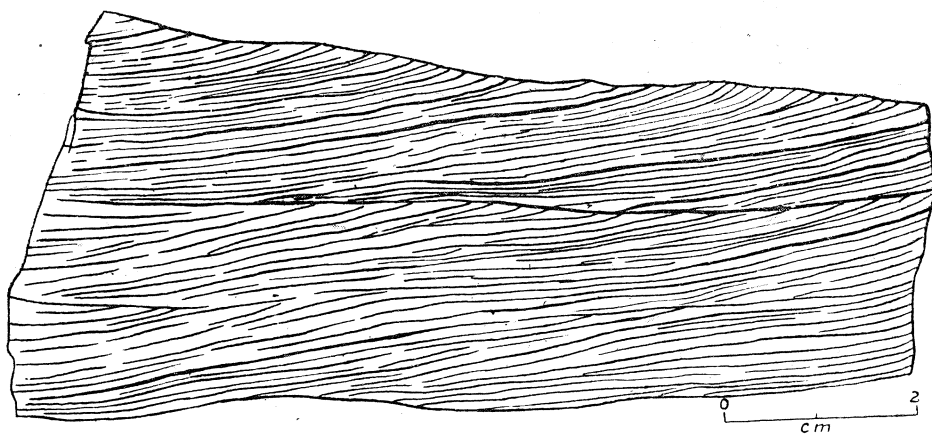
Z łupków cieszyńskich znam stosunkowo niewiele przypadków występowania uwarstwienia przekątnego. Cechuje się ono laminacją czyli drobnym warstewkowaniem ustawionym pod kątem w stosunku do powierzchni dolnej i górnej ławicy

¹F. J. Pettijohn. Archaean sedimentation. Bull. Soc. Geol. Amer. 54, 1943

piaskowcowej, przy czym kąt utworzony przez laminację z dolną płaszczyzną ławicy jest niewielki, natomiast kąt z górną płaszczyzną jest duży.

Piaskowce górnych łupków cieszyńskich są zazwyczaj skorupowe, toteż uwarstwienie przekątne jest przeważnie zaburzone. Powstanie skorupowatości tak charakterystycznej dla niektórych utworów karpaccich jest niejasne. Być może, że jest to zjawisko diagenetyczne, gdyż występuje tylko w silnie wapnistych piaskowcach (cieszyńskich, inoceramowych, krośnieńskich, podmagurskich etc.), ale czasem robi wrażenie, że mogło zostać wywołane przez podmorskie ześlizgiwanie niezupełnie stężonych warstw.¹

Znacznie częściej i wyraźniej występuje warstwowanie przekątne w serii lgockiej. Piaskowce tych warstw cechują



Rys. 1. Fig. 1.
Przekątne uwarstwienie warstw lgockich.
(Current bedding in Lgota Sandstone)

ją się wyraźną laminacją, polegającą na naprzemianległości jaśniejszych i ciemniejszych smug piaszczystych, ułożonych na

¹ Przypuszczenie, że pofałdkowanie wewnętrzne niektórych piaskowców powstało na skutek osuwisk podmorskich wypowiedziałem w pracy „Budowa brzeżnych mas magórkich między Sułkowicami a Suchą“, Roczn. Pol. Tow. Geol. 11, 1936, str. 108, przypisek 1. Skorupowatość warstw krośnieńskich przypisuje O. Gans (Submarine Orogenese in der karpatischen Flyschzone, N. Jb. f. Min. etc. Beil. Bd., Abt. B, 1942) podmorskim ześlizgom, wywołanym ruchami dna morskiego.

W warstwach lgockich istnieje w niektórych ławicach wewnętrzne pofałdkowanie, które należy odnieść prawdopodobnie do osuwisk podmorskich.

ogół równoległe do dolnej i górnej powierzchni ławic. W niektórych ławicach laminacja ta ułożona jest skośnie do obu powierzchni, tworząc w ten sposób typowe uwarstwienie przekątne.

Smugi laminacyjne przebiegając w poprzek ławicy, dochodzą tangencjalnie do dolnej powierzchni ławicy, tworząc z nią coraz to mniejsze kąty. Natomiast kąty z górną powierzchnią są znacznie większe, np. $10-20^{\circ}$. Jest to zatem normalne uwarstwienie przekątne, w przeciwieństwie do torencjalnego uwarstwienia przekątnego, cechującego się dużymi kątami zarówno z dolną, jak też z górną powierzchnią.¹ Górna powierzchnia ławic o normalnym uwarstwieniu przekątnym jest powierzchnią ścięcia abrazyjnego przez fale.

W obrębie niektórych ławic widoczne jest nakładanie się zespołów przekątnych na siebie. Smugi laminacyjne w pewnym odstępnie od dolnej powierzchni ławicy są ścięte i znów przykryte przez smugi ukośne i pod małym kątem ułożone w stosunku do powierzchni ścięcia (rys. 1). Takie ścięcia w obrębie jednej ławicy mogą powtarzać się kilka razy, aż wreszcie górna powierzchnia ławicy ścina laminację pod większym kątem. Na tej powierzchni ścięcia spoczywa warstwa łupku ostro odgraniczona od piaskowca. Łupek osadzony jest niezgodnie na ławicy piaskowca, która ponadto niema jednakowej miąższości. Powierzchnia ścięcia jest nierówna i posiada pręgi faliste, które mimo, że są równoległe do siebie, są nieregularne i nie przypominają ripplemarków.²

W niektórych przypadkach można obserwować, że uławicenie przekątne występuje w dolnej części ławicy piaszczystej, ale ku górze zanika i zastąpione jest uwarstwieniem bardziej prawidłowym lub całkiem równoległym; w takim przypadku łupek leży zgodnie na ławicy piaskowca i nawet może być półprzejście między piaskowcem a łupkiem. Przy uderzeniu młotkiem część warstwy łupku przylega do górnej powierzchni ławicy piaskowca, podczas gdy w wyżej opisanym przypadku zupełnie odpada od piaskowca.

¹ M. P. Billings, Structural Geology, Prentice-Hall, N. York. 1946, str. 72-73.

² Ripple-marki na powierzchniach piaskowców szypockich obserwował Zb. Sujkowski (l. c.)

Są też ławice, których uwarstwienie jest początkowo równoległe, potem przychodzi partia uwarstwienia przekątnego, pokrytego następnie znów przez uwarstwienie równoległe. Gdy uwarstwienie przekątne stanowi w obrębie jednej ławicy piaskowca podrzędną wkładkę, można czasem obserwować, że jest ono tangencjalne nie tylko względem dolnej, ale też górnej powierzchni. W takich przypadkach zachowana jest górna część warstwy przekątnej uwarstwionej, podczas gdy w przypadkach ilustrowanych przez rys. 1, górna część ławicy musiała zostać zmyta przez prąd.

W żadnym z obserwowanych przypadków nie występuje jakaś wyraźniejsza zmiana kierunku pochyłu uwarstwienia. Pochył laminacji przekątnej jest w danej ławicy ten sam, co dowodzi stałości kierunku prądów. Jest to cecha przekątnego warstwowania utworów morskich; przekątne warstwowanie utworów rzecznych częściej okazuje zmianę kierunku, co zwłaszcza dotyczy utworów eolicznych (uwarstwienie wicherowate).¹ Kąt pochyłu laminacji jest nieduży, co według Twenhofela² wskazuje na niewielki dowóz materiału, ale za to na silny prąd. Zgadza się to z drobnoziarnistym charakterem piaskowców lgockich zbliżających się nieraz do frakcji mułowej lub pelitowej.

Ponieważ pochylenie lamin jest zgodne z kierunkiem prądu, możnaby pokusić się o odczytanie kierunku prądów. Na to jednak potrzebne są szczegółowe badania, gdyż przekrój na naturalnej ścianie ławicy (z reguły jest to powierzchnia diaklazy) niekoniecznie pokazuje rzeczywisty pochył warstewek, ale może przecinać go pod kątem; widoczny kierunek pochyłu warstewek jest zatem kierunkiem pochyłu pozornego. Dopiero trójwymiarowa analiza pochyłu przy pomocy pomiarów pochyłu na kolejno zeszlifowanych powierzchniach (celem znalezienia maksymalnego a więc rzeczywistego kąta pochyłu) mogłaby wykazać rzeczywisty kierunek prądowania.

Obecność uwarstwienia przekątnego we fliszu dowodzi że niektóre ławice piaskowców tworzyły się pod wpływem prądów. Ponieważ nie ulega wątpliwości, że warstwy cieszyńskie czy lgockie są utworami morskimi, więc w grę wchodziły

¹ W. H. Twenhofel. Treatise on sedimentation, Baltimore, 2 wyd. 1932, str. 84.

² l. c. str. 618.

tu prądy przetaczające piasek bezpośrednio po dnie morskim, a więc prądy denne.

Warstwy lgockie i cieszyńskie tworzyły się więc niekiedy w strefie prądowania dennego, zatem dość płytko, gdyż wpływ prądów, zwłaszcza o regularniejszym charakterze nie sięga głęboko; głębokość prądowania nie jest dokładnie znana i zmienna dla różnych mórz, ale na ogół poniżej 150 m wpływ prądów jest znikomy.¹ Ponieważ warstwy lgockie i górne łupki cieszyńskie są osadem drobnoziarnistym, a większość ławic piaskowcowych nie okazuje uwarstwienia przekątnego, więc warstwy te tylko od czasu do czasu tworzyły się w strefie prądów.

Jest prawdopodobne, że tworzyły się one zasadniczo na spokojnym dnie, poniżej tzw. podstawy falowania, ale gdy na skutek sedymentacji dno zostało dobudowane do tej podstawy, w danym miejscu znalazło się w strefie falowania i mogły tworzyć się na nim osady o przekątnym uwarstwieniu.

Podobny rezultat mógł powstać nie z dobudowania osadów do podstawy falowania, ale z obniżenia się tej podstawy na skutek zwiększenia się siły i głębokości falowania spowodowanej przez zmianę warunków klimatycznych lub też zmiany w konfiguracji przybrzeżnej części dna.

W regularności uwarstwienia przekątnego znajdujemy pewne wskazówki co do charakteru prądów, odpowiedzialnych za uwarstwienie przekątne. Zasadniczo mogłyby to być prądy powierzchniowe, wywołane wiatrem i przyptywem, skierowane ku brzegowi morza albo też kompensacyjnie związane z nimi denne prądy powrotne („undertow“), skierowane w stronę morza. Prądy te są słabe na płaskich wybrzeżach, ale gdy nierówności dna powodują skoncentrowanie się tych prądów w pewne miejsca, mogą być bardzo silne.² Prądy pierwszej kategorii osiągają dno morza przy silniejszych burzach, a osady tworzone w zasięgu ich wpływów są głównie osadami brzegowymi, względnie plażowymi. Wały piaszczyste utworzone przez tego rodzaju prądy mają uwarstwienie przekątne zmienne co do kierunku i nieregularne co do uwarstwienia.³ Nieco dalej,

¹ J. Johnstone. An introduction to oceanography, Liverpool 1923, str. 69. W. H. Twenhofel, l. c. str. 58.

² L. V. Pirsson - Ch. Schuchert. A textbook of geology, 3 wyd. Part. I, Chapt. 8, rew. C. O. Dunbar 1929.

³ W. H. Twenhofel, l. c. str. 620.

w stronę morza osady na dnie poddane są pracy dennych prądów powrotnych, dzięki którym powstać może uwarstwienie skierowane w stronę morza. Regularność warstwowania przekątnego warstw lgockich w obserwowanych miejscach wskazuje, że zostało ono wytworzone przez takie właśnie prądy.

W morzu fliszowym denne prądy powrotne mogły być silne, przynajmniej miejscami, a to w związku z przypuszczalną konfiguracją wybrzeży. J. Nowak wyraził przypuszczenie,¹ że wybrzeża tego morza miały charakter riasowy. Wybrzeża riasowe usiane wysepkami z licznymi cieśninami między nimi mogą mieć silne prądy denne.

Osady fliszu, na ogół płytkowodne, tworzyły się w basenie stale zapadającym się, jak to przyjmował R. Zuber² toteż dobudowane przez sedymentację do podstawy falowania dno zostało po pewnym czasie tak obniżone, że znowu mogły się tworzyć osady bez przekątnego warstwowania. Jeśli weźmie się pod uwagę, że osady są drobnoziarniste, to wydaje się, że sedymentacja musiała być powolna, zatem dobudowywanie do podstawy falowania przy zapadającym się dnie basenu nie mogło odbywać się szybko. Jeśli od czasu do czasu w serii lgockiej pojawiają się dowody na osiągnięcie podstawy falowej, to należy wnioskować, że seria lgocka tworzyła się na ogół blisko podstawy falowania. Osiadanie basenu nie mogło zatem też odbywać się szybko, inaczej sedymentacja nie zdołałaby dobudować osadów do podstawy falowania.

Jeśli warstwy lgockie tworzyły się w niewielkiej głębokości poniżej podstawy falowania, to to może tłumaczyć jedną bardzo charakterystyczną cechę sedymentacyjną warstw lgockich, mianowicie ich wstęgowe uwarstwienie.

Ławice warstw lgockich składają się z naprzemianległych warstewek jaśniejszych i ciemniejszych. Warstewki jaśniejsze są na ogół bardziej gruboziarniste od ciemnych. Łupki przegradzające się z piaskowcami są prawie zawsze ciemne. Można więc wnosić, że sedymentacja warstw lgockich odbywała się zasadniczo w środowisku źle przewietrzanym, gdyż ciemny barwik w innych warunkach zostałby utleniony.

¹ Nafta Karpat Polskich w świetle geologii regionalnej. Prace geogr. VI, 1921, str. 305.

² Flisz i nafta, Lwów 1918, str. 305.

Obecność jaśniejszych smug piaszczystych możnaby częściowo za J. Barrellem¹, tłumaczyć w sposób następujący: zasadniczym osadem był piasek pomieszany z materią organiczną i łem. W pewnych okresach woda nad osadem była wprawiana w silniejszy ruch, przez co drobniejszy materiał został wymyty, a dzięki większej ilości tlenu we wzburzonej wodzie ciemny barwik utleniony. W okresie stagnacji wód przydennych tworzył się ciemny, nierozsortowany osad. Tłumaczenie takie byłoby możliwe, gdyby warstwy lgockie tworzyły się tuż poniżej podstawy falowania. Gdy w okresie burzowym podstawa falowania została obniżona, złożony uprzednio na dnie morza osad mógł zostać przerobiony przez falowanie.

Paśowość ławic piaskowców warstw lgockich, cechująca te warstwy w wyższym stopniu niż jakąkolwiek inną serię fliszową, naprowadza na myśl, że chodzi tu o rytmikę sedymentacyjną spowodowaną jakimiś krótkookresowymi przyczynami. Barrel tłumacząc w sposób częściowo wyżej podany wstęgowanie niektórych łupków, przypuszczał, że okresy wzburzonej wody odpowiadają okresom burzowym, zaś rozdzielające je okresy wodom spokojnym. Charakter takiego cyklu oczywiście trudno określić, może to być cykl krótszy od 1 roku albo też dłuższy. Prawidłowość naprzemianległości warstw jaśniejszych i ciemniejszych w ławicach piaskowców lgockich zdaje się wskazywać na zmiany zależne od pór roku. Gdyby przyjąć, że warstewka jaśniejsza i ciemniejsza odpowiada okresowi jednego roku, podobnie jak w warwach i niektórych osadach morskich,² to mogłoby to stanowić pewną podstawę dla obliczenia czasu osadzania się warstw lgockich.

W jednej ławicy piaskowcowej (przeciętnie 60 mm grubości) jest zwykle 100—150 warstewek, a więc przyjmując, że jedna para warstewek ciemnej i jasnej odpowiada jednemu rokowi, czas tworzenia się ławicy wynosiłby 50—75 lat. W jednym roku tworzyłby się osad piaszczysty 0,80—1,2 mm grubości; cyfra ta wydaje się w porównaniu ze znanymi prędkościami

¹ Rhythms and the measurement of geologic time. Bull. Geol. Soc. of America, 28, 1917.

² Por. L. D. Stamp, Seasonal rhythm in the Tertiary sediments of Burma. Geol. Mag. 62, 1925 lub W. W. Rubey, Lithologic studies of fine-grained Upper Cretaceous sedimentary rocks of the Black Hills region. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 165-A, 1930, str. 41.

sedymencie, np. podanymi przez Rubey'a,² za duża, ale sedymencja w morzu fliszowym była zapewne szybsza niż przy normalnej sedymencie.¹ Zdarzają się też ławice o znacznie grubszej laminacji (kilka mm). Ponieważ warstwy lgockie mierzą około 300 m, z czego mniej więcej połowa przypada na piaskowce, czas przypadający na tworzenie się tylko piaskowców tych warstw wyniósłby około 150 tysięcy lat; czas tworzenia się przegradzających piaskowce łupków musiał być oczywiście wielokrotnie dłuższy.

Zaznaczyć należy, że R. Zuber,² sądził, że w pewnych wypadkach naprzemianległość piaskowców i łupków może „mieć znaczenie pierścieni rocznych“. Wydaje się, że nie naprzemianległość ławic piaskowców i łupków, ale naprzemianległość warstwowania w poszczególnych ławicach piaskowców lub wstęgowanie w łupkach może zostać odniesione jeśli nie do okresów rocznych, to w każdym razie do jakichś krótkotrwałych zmian sezonalnych.

Wstęgowanie i przekątne uwarstwienie obserwowane w warstwach lgockich wskazują, że piaskowce tych warstw nie odpowiadają typowi warstwowania frakcjonalnego. W rzeczywistości ławice o wyraźnym warstwowaniu frakcjonalnym istnieją, ale zjawiają się podrzędnie (częstsze są np. w dolnej części tych warstw. W gruncie rzeczy ławica o warstwowaniu wstęgowanym składa się z licznych zespołów o warstwowaniu frakcjonalnym. Mimo tego podobieństwa. powstanie ławicy o „pojedynczym“ warstwowaniu frakcjonalnym musiało odbyć się w innych warunkach niż ławicy o „złożonym“ warstwowaniu frakcjonalnym. Ławica osadu o pojedynczym warstwowaniu frakcjonalnym musi być rezultatem jednego aktu geologicznego, natomiast jeśli składa się ona z wielu zespołów

¹ F. J. Pettijohn (l. c. str. 967) podaje interesujące zestawienie pomiarów wykonanych w ostatnich latach w tym względzie. Przyrost sedymencie w osadach kopalnych złożonych na platformach kontynentalnych wynosi przeciętnie 0,01—0,1 cm na rok, w osadach geosynklinalnych 1—100 cm na rok. Wartość otrzymana dla warstw lgockich jest więc w stosunku do przyrostu w seriach geosynklinalnych bardzo mała. Z charakteru warstw lgockich wynika, że ich osadzanie odbywało się napewno wolniej, niż n. p. warstw istebniańskich lub godulskich, w których należy spodziewać się znacznie grubszego przyrostu rocznego.

² l. c. str. 48.

³ Flisz i nafta, Lwów 1918, str. 306

warstwowania frakcjonalnego, musiała tworzyć się dzięki szeregowi po sobie następujących aktów geologicznych.

Obecność przekątnego warstwowania nie jest jedynym wskaźnikiem obecności prądów w morzu fliszowym. Zdaje się, że niektóre przynajmniej warstwy ze skamielinami tworzyły się pod bezpośrednim wpływem prądów. Odnosi się to przede wszystkim do zlepieńcowatych warstw zawierających skamieliny. Przykład ławicy skamielinonośnej utworzonej i przerabianej przez falę burzową opisałem poprzednio.¹ W ciągu dwóch ostatnich lat, poszukując faun w obszarze ark. Wadowice, stwierdziłem wiele nowych punktów ze skamielinami, zwłaszcza z makrootwornicami (numulitami, diskocyklonami etc.) Bardzo często występują one w materiale zlepieńcowatym, odcinającym się gruboziarnistością od sąsiednich warstw,² rzadziej występują w osadach o drobniejszym ziarnie. Istnieje zależność między wielkością okruchów i ziarn wkładek zlepieńcowatych i wielkością otwornic. W grubszym materiale otwornice dochodzą do większych wymiarów niż w drobniej uziarnionych skałach. Można przypuszczać, że zagrzebanie otwornic wraz z grubszym materiałem klastycznym odbyło się w sposób gwałtowny, przez silny prąd wody. W ten sposób rozmieszczenie makrootwornic w osadach fliszowych może być rządzone tymi samymi prawami, co rozmieszczenie osadów klastycznych, które gdy są gruboziarniste gromadzą się na dnie morza w miejscach o silniejszym ruchu wody, podczas gdy drobniejszy materiał wędruje w miejsca spokojniejszej wody.³

Jeśli ławica zlepieńcowa, jak to często bywa, ma frakcjonalne uwarstwienie, skamieliny występują głównie w dolnej, gruboziarnistej części ławicy. Ale znam też wypadki przeciwne. W Przybradzu, wśród drobnoziarnistych glaukonitowych warstw eocenu występują ławice zlepieńcowate z numulitami i disko-

¹ M. Książkiewicz. Fauna górnoneokomska z Lanckorony. Spraw. Kom. Fiz. 72, 1937, str. 225.

² Por. Göttinger G. i H. Becker. Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflyphes. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, 82, 1932, str. 392.

Według tych autorów otwornice w piaskowcu greifensteinskim Lasu Wiedeńskiego występują w gruboziarnistych osadach.

³ P. D. Trask. Sedimentation in the Channel Islands region, California. Econ Geol. 26, 1931, str. 32—33.

cyklinami. Jedna z ławic zlepieńcowatych o drobniejszym ziarnie, niemal zupełnie pozbawiona otwornic, posiada na swej górnej powierzchni smugowo ułożone pasy, złożone z większych ziarn kwarcu i licznych otwornic, tworzących ciekawą powłoczkę na powierzchni ławicy. Wyobrazić sobie można, że na powierzchnię gruboziarnistego, piasku silniejszy prąd wody rzucił i smugowo porozwlekał grubszy materiał z otwornicami, porwanymi z innych miejsc.

Summary.

The Carpathian Flysch formation is composed of alternating sandstones and shales with subordinate beds of conglomerates and marls. This formation shows graded bedding in most beds. A bed of sandstone commences with coarse, often conglomeratic material, which passes upwards into fine grades. Besides this „simple“ graded bedding a „composite“ graded bedding may be distinguished in some parts of the Flysch series; it is characterized by alternating bands of graded bedding inside one bed of sandstone.

Graded bedding according to E. B. Bailey¹ has been formed on the bottom on which no appreciable currents were operative. According to this writer, graded bedding characterizes geosynclinal sedimentation. Usually graded bedding occurs in deposits in which current bedding is absent.

Therefore it is interesting to note that some of Flysch beds possess also well marked current bedding, although most of Flysch beds exhibits only graded bedding.

There are two series, both of the Lower Cretaceous age in which current bedding appears: the Cieszyn (Teschen) shales (Valanginian) and the Lgota beds (Aptian-Lowest Albian). Current bedding is very frequent in the Eocene Beloveza beds, in sandstones of the Menilite series, it also occurs in Magura sandstones.

The Upper Cieszyn shales consist of dark thin-bedded, well laminated and often corrugated calcareous sandstones alternating with black shales. The Lgota beds are composed

¹ New light on sedimentation and tectonics. Geol. Mag., 67, 1930, p. 88. Id. Sedimentation in relation to tectonics. Bull. Geol. Soc. Amer. 47, 1936.

of banded, often siliceous sandstones and black shales. In both cases sandstones are fine-grained.

Some of sandstone beds of these two series show current bedding. Lamination bands, slightly curved, run obliquely through the bed and approach the lower surface of the bed tangentially, at a very small angle, while the upper surface truncates lamination bands at a larger angle. This type of current bedding may be termed „normal“ as opposite to the „torrential“ current bedding.¹ The upper surface is evidently due to submarine erosion and the contact with overlying shale is sharp and discontinuous, while the upper surface of graded sandstone usually exhibits a transition contact toward the covering shale.

In some beds several sets of current bedding may be observed. Lamination bands at a distance from the lower surface are truncated and another set of laminae is surimposed. This may be repeated in one bed several times (fig. 1, comp. Polish text).

In a few instances current bedding is marked only in the lower portion of a sandstone bed; it disappears upward and bedding becomes more or less regular. There are also cases in which normal bedding is marked in the lowest and uppermost portions of the bed, while the intervening part shows current bedding.

In all examined instances the direction of inclination of foreset laminae is fairly constant in one bed what points to a constant direction of currents. The foreset angle is always small what according to W. H. Twenhofel² indicates strong currents and small supply of material. At present no sufficient observations are available for more precise determination of current direction.

The presence of current bedding in some beds of the Cretaceous series indicates that these series must have occasionally been deposited under the direct action of currents. As these series are of marine origin, one must assume that bottom currents have been responsible for this type of bedding. Very likely one should ascribe this current bedding to un-

¹ M. P. Billings. Structural Geology N. York 1946.

² Treatise on sedimentation. 2nd ed, 1932, p. 618.

dertow regularly working on the sea bottom. Conditions under which sandbars are deposited cannot be accepted because the sediments of this kind show great irregularities in cross-bedding.¹ It is most probable that beds with current bedding have been deposited at a distance from the shore. Principally the Cieszyn and Lgota beds must have been laid down on a bottom without currents as they mostly possess graded bedding, but if sedimentation had built up the bottom to the base level, sediments with current bedding could have been formed. Flysch sediments have been deposited in a basin slowly but continuously subsiding,² therefore the bottom was after a certain time sufficiently lowered and again graded bedding could prevail. Anyway one may assume that the Cieszyn and Lgota beds have been deposited on a bottom lying below but on the whole in the proximity of the wave base.

This may serve to explain banded bedding of the Lgota beds. Sandstones of these beds are characterized by a very well marked lamination. They are composed of light and dark bands, usually very thin. Generally light bands are less fine-grained than dark laminae. Shales alternating with sandstone beds are always dark what points to bad aeration of bottom waters. The banded bedding of sandstones can be interpreted, partially after J. Barrell³, that the sandy sediment was stirred up from time to time by occasional storms and finer particles could be washed out and subsequently deposited again with a certain lag. This interpretation can be adopted if the Lgota beds may be considered as being formed near the wave base.

The rhythmical lamination of the Lgota beds may thus be referred to some seasonal changes. If this rhythm is due to annual changes, each pair of light and dark bands may correspond to one year. One pair of laminae in the Lgota beds is in average 0,80—1,2, sometimes several mm thick; this value is greater than values usually quoted, but obviously is due to abnormal rate of Flysch sedimentation which in any case seems to have been greater than the rate of deposition in other areas.

¹ W. H. Twenhofel, l. c. p. 620.

² R. Zuber. Flysch and Petroleum. Lwów 1918, p. 306 (in Polish)

³ Rhythms and the measurement of geologic time. Bull. Soc. Geol. Amer. 28, 1917.

Recently F. J. Pettijohn¹ has given an estimation of deposition rates in different areas. Compared with his data the rate of sedimentation of the Lgota beds occupies an intermediate position between the geosynclinal and „platform“ facies. The fine-grained character of the Lgota beds indicates that their sedimentation was slower than of other Carpathian Flysch beds. Especially rapid rate of sedimentation should be expected in the Middle and Upper Cretaceous beds (Godula and Istebna beds).

The presence of currents in the Flysch sea is also pointed out in another way. It seems that most of the fossil-bearing layers in the Flysch series owe its origin to violent currents which have burried shells together with coarse material. It may generally be obserwed that fossils occur in conglomeratic layers and are very rare in fine-grained sediments. If in a series large foraminifera occur (Nummulites, Discocyclina), conglomeratic layers contain as a rule larger and abundant foraminifera, on the contrary fine-grained layers contain smaller and less abundant foraminifera. It appears that the distribution of large foraminifera is governed to some extent by the same principle as of clastic particles, which if coarser, accumulate on the bottom of greater agitation of water, while the finer material is deposited in parts of stiller water.²

¹ F. J. Pettijohn. Archaean sedimentation. Bull. Soc. Geol. Amer. 54, 1943, p. 967.

² P. D. Trask. Sedimentation in the Channel Islands region, Calif. Econ. Geol. 26, 1931, p. 32—33.