ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
Tom (Volume) XXVI — 1956 Zeszyt (Fascicule) 3 Kraków, 1957

ST. DŻUŁYŃSKI i A. RADOMSKI

# ZAGADNIENIE ŻYŁ KLASTYCZNYCH W OSADACH FLISZOWYCH NA TLE SEDYMENTACJI FLISZU KARPACKIEGO

(Tabl. XIX — XXV i 7 fig.)

*Clastic dikes in the Carpathian Flysch*

(Pl. XIX — XXV and 7 fig.)

Streszczenie. Autorowie zajmują się genezą żył klastycznych we fliszu karpackim oraz ich stosunkiem do zjawisk sedymentacyjnych. Żyły te są post-depozycyjnymi intruzjami piasków wywołanymi przez bodźce mechaniczne w czasie trwającej sedymentacji fliszowej. Omówione są w tej pracy warunki, w jakich dochodziło do intruzji piaskowych, oraz związek żył klastycznych z typami strukturalnymi ławic piaskowcowych. Autorowie poruszają również problem diagenezy niektórych osadów fliszowych w nawiązaniu do zmian kompakcyjnych widocznych na żyłach klastycznych.

## I. UWAGI WSTĘPNE

Żyły klastyczne w karpackich osadach fliszowych nie należą do rzadkości. Istnieją nawet takie serie warstw, w których żyły klastyczne pojawiają się masowo. Można je wówczas napotkać niemal w każdej większej odkrywce.

W naszej literaturze geologicznej nie ma, o ile nam wiadomo, żadnych wzmianek na temat występowania żył klastycznych w osadach fliszowych. Były one pomijane albo nawet nie dostrzegane przez geologów kartujących, których uwaga skupiała się na bardziej istotnych problemach z zakresu stratygrafii lub tektoniki fliszu. Innym powodem, dla którego zagadnienie żył klastycznych nie znalazło swojego odzwierciedlenia w pracach publikowanych z terenu Karpat fliszowych, jest również niedostateczna ilość dużych odsłonięć. W małych, a zwłaszcza w zanieczyszczonych rumowiskiem i zwietrzeliną odkrywkach żyły klastyczne mogą pozostawać niedostrzeżone lub uchodzić za zwyczajne zdeformowane ławice piaskowcowe.

Do aktualizacji zagadnienia żył klastycznych we fliszu niezbędne było podjęcie szeroko zakrojonych badań sedymentologicznych w Karpatach i nowe ujęcie procesu sedymentacyjnego utworów fliszowych. Badania takie wraz z równoczesnym zasadniczym zwrotem w dotychczasowych poglądach zaczęły się dopiero przed kilku laty. (M. Książkie-

wicz 1948, 1952). Wyniki osiągnięte na tym polu pozwalają na rozpatrywanie problemu żył klastycznych na tle procesów sedymentacyjnych w geosynklinie karpackiej, w nawiązaniu do typów strukturalnych ławic piaskowcowych itp.

W geologii dynamicznej problem żył klastycznych nie jest żadną nowością. Od czasu pojawienia się klasycznych dzisiaj rozpraw J. S. Dillera (1890) i J. F. Newsoma (1903) na ten temat urosła duża literatura obejmująca wiele interesujących pozycji, do których będziemy w ciągu tej pracy nawiązywali. Ogólnie rzecz traktując zagadnienie mechanizmu tworzenia się żył klastycznych jest już rozwiązane i szczegółowych komentarzy nie wymaga. Dlatego w tej pracy będziemy starali się położyć główny nacisk na tło sedymentologiczne procesu tworzenia się intruzji klastycznych we fliszu i konsekwencje, jakie te zjawiska pociągnęły za sobą w strukturach niektórych piaskowców fliszowych. Zagadnienia te, o ile nam wiadomo, nie były jeszcze szczegółowo rozpatrywane.

W literaturze geologicznej pod nazwą żył lub dajk klastycznych rozumiane są utwory o różnej genezie. Często są to zjawiska niewiele mające ze sobą wspólnego. Większość autorów tymi nazwami określa także zwyczajne szczeliny wypełnione od góry młodszym od uszczelinionej skały materiałem [1]. Środowisko, w jakim tworzyły się takie dajki i żyły, tudzież sposób, w jaki został przyniesiony materiał wypełniający, mogą być najróżniejsze. (Porównaj konkretne przykłady opisywane przez L. L. Andersona (1944), J. Birmana (1952) i innych).

Może słuszniej byłoby nazywać żyłami lub dajkami klastycznymi tylko te utwory, których tworzywo zostało wprowadzone w dany ośrodek pod ciśnieniem[2] (niekoniecznie w istniejące już szczeliny). Takie ograniczenie pojęcia dajki lub żyły klastycznej pozwoliłoby uniknąć wielu nieporozumień, które zresztą już niejednokrotnie na tym tle wynikały.

W literaturze anglosaskiej dla intruzji klastycznych utrwaliła się nazwa *clastic dikes*[3]. Istotnie większość opisywanych przypadków wykazuje analogię z dajkami. W osadach fliszowych charakter tych utworów nie pokrywa się geometrycznie z tym, co w zjawiskach magmowych zwykło się określać mianem dajki. Dlatego w tej pracy posługujemy się nazwą żyła klastyczna, co bardziej odpowiada przestrzennej formie zjawiska.

Iniekcyjne żyły klastyczne były, jak wspominaliśmy, już wielokrotnie opisane w literaturze geologicznej (R. Hay (1892), J. F. Newsome (1903), J. C. Haff (1944), O. P. Jenkins (1925 i 1930), P. Pruvost (1949), R. R. Shrock (1948), M. S. Walton i R. B. O'Sulivan (1953), N. B. Wassojewicz (1953), W. W. Lachowicz (1953), C. Beets (1956), R. G. Gareckij (1956) i inni). Tylko niewielka część z opisywanych przypadków wykazuje dalej idące analogie z naszymi z uwagi na specyficzne środowisko fliszowe. Z tego punktu widzenia szczególnie interesujące są prace C. B. Browna (1938) i R. A. Baldry'ego (1938).

---

[1] Żyły „neptuniczne" A. Pavloffa (1896) czy w szerszym ujęciu R. G. Gareckiego 1956.

[2] W takim zwężonym ujęciu nazwy dajk klastycznych używają nieliczni autorowie jak np. J. A. Fragestrom (1955).

[3] Do mniej używanych synonimów dajk klastycznych należą takie określenia jak *intruclasts* O. P. Jenkins (1930) lub *peiroglify* N. P. Wassojewicz (1953).

Autorowie podają opisy i zdjęcia żył klastycznych występujących w trzeciorzędowych osadach fliszowych Ameryki Południowej, które są nadzwyczaj podobne do karpackich. C. B. Brown, a zwłaszcza R. A. Baldry podają interpretację genezy tych utworów odmienną od tej, jaką przyjęliśmy w stosunku do naszych przypadków. Zjawisko iniekcji piaskowców w formie zbliżonej do intruzji magmowych przypisuje Baldry „...to the flow of a crystalline solid under great shearing stress when the solid is sufficiently near its melting point. The calcite cement in the sandstone provides the mobile phase." (l. c. p. 352).

Zamieściliśmy tych parę słów na temat żył klastycznych z fliszu peruwiańsko-ekwadorskiego nie tylko z uwagi na zbieżność środowiska i analogię w wykształceniu, ale również ze względu na wypowiedź E. B. Baileya w publikowanej dyskusji na temat prac obydwu wymienionych wyżej autorów. Bailey zinterpretował żyły klastyczne będące między innymi przedmiotem rozpraw Baldryego i Browna jako dowody intruzji kurzawki *(evidence of quick-sand* — Brown l. c. str. 370), co się pokrywa z poglądem przyjętym przez nas w tej pracy dla żył z fliszu karpackiego.

Żyły klastyczne w utworach fliszowych Karpat są głównie piaskowcowe. Z tego powodu obok przymiotnika klastyczny będziemy używali równolegle określenia piaskowcowy. W kilku jedynie przypadkach mieliśmy do czynienia z żyłami klastycznymi o charakterze zlepieńcowym.

Praca niniejsza została wykonana w Zakładzie Geologii UJ oraz w Pracowni Geologiczno-Stratygraficznej PAN w ramach badań sedymentologicznych prowadzonych przez obie te instytucje. Jest naszym miłym obowiązkiem podziękować w tym miejscu prof. drowi. M. Książkiewiczowi oraz prof. drowi H. Świdzińskiemu za cenne uwagi i dyskusję w czasie pisania tej pracy.

## II OPISY ODSŁONIĘĆ Z ŻYŁAMI KLASTYCZNYMI

Zamieszczamy niżej szczegółowe opisy wybranych odsłonięć z żyłami klastycznymi, które dają możliwie pełny obraz mechanizmu iniekcji i środowiska, w którym ona występuje. Poza wymienionymi niżej odsłonięciami stwierdziliśmy obecność żył klastycznych w innych miejscowościach na terenie polskich Karpat i w różnych ogniwach stratygraficznych (np. Polany Surowiczne, Mur koło Poronina) Szczególnie licznie pojawiają się żyły klastyczne w dolnych łupkach menilitowych w Rudawce Rymanowskiej oraz w niższych poziomach fliszu podhalańskiego, skąd zresztą zebraliśmy najobfitszy materiał obserwacyjny.

### Odkrywki z żyłami klastycznymi w potoku Łapszańskim na Spiszu.

Odsłonięcie z żyłami znajduje się w prawym brzegu Łapszanki (Łapszański potok) między Łapszami Niżnimi a ujściem Kacwińskiego potoku[1].

[1] Nie mylić z Kacwińską rzeką, która przepływa przez miejscowość Kacwin i łączy się niżej omawianych odkrywek z Łapszanką.

Piaskowce i łupki z tego odsłonięcia (70° — 80° S 40°) zalicza się do domniemanych odpowiedników stratygraficznych tak zw. warstw zakopiańskich. Ściana odkrywki przedstawionej na tabl. XXV, fig. 1 przebiega wzdłuż powierzchni 90 — 100°, prostopadłej do biegu większości żył klastycznych.

Kompleks piaskowców i łupków z żyłami klastycznymi rozpościera się między dwiema grubymi ławicami piaskowców o wyraźnej strukturze osuwiskowo-spływowej. Nad dolną z tych ławic (na tabl. XXV, fig. 1 nie jest ona wrysowana) spoczywa 1-metrowej miąższości seria łupków z cienkimi wkładkami piaskowców, nad którymi leży ławica gruboziarnistego piaskowca *A* o nieco ilastym, lecz burzącym z HCl spoiwie. Przeciętny wymiar ziarn waha się w granicach 1 — 2 mm, a wielkość niektórych dochodzi do 0,6 cm, a nawet i więcej. Oprócz ziarn kwarcowych występują w ławicy *A* drobne okruchy i miał łupkowy, zwęglony detrytus roślinny i obtoczone grudki pirytu. Struktura tej ławicy jest przeważnie jednorodna, miejscami tylko, i to na nieznacznych odcinkach zaznacza się niewyraźne uwarstwienie frakcjonalne lub odwrócone warstwowanie symetryczne[1].

Ławica *B* i *C* (tabl. XXV, fig. 1) mają drobnoziarnistą teksturę i przekątne lub laminowane faliste uwarstwienie. Obydwie ławice w przeciwieństwie do ławicy *A* nie wytwarzają żadnych żył klastycznych, są natomiast lokalnie porozrywane osuwiskiem i posiadają znamienne kompakcyjne nabrzmienia podobne do tych, które w tektonice określa się mianem *boudinage* w stadium początkowym.

Ławica *D* ma pokrój podobny do ławicy *A*. Jest ona jednokowoż nieco cieńsza od tej ostatniej i teksturę ma trochę grubszą. Ławica *D* jest również porozrywana usuwiskiem i w jednym miejscu (poza rysunkiem) odchodzi od niej ku dołowi drobna żyła klastyczna.

Opis żył klastycznych, które odchodzą od ławicy *A*, rozpoczniemy od żyły oznaczonej na tabl. XXV, fig. 1 cyfrą I.

Żyła I przebiega prostopadle do ścian odkrywki. Jej miąższość w dole wynosi 9 cm, a w ostatnich silnie skręconych partiach 2 cm. Żyła przebija ławicę *B* nie wchodząc jednak w nadległe łupki.

Żyła II biegnie skośnie do ścian odsłonięcia i na tabl. XXV fig. 1 nie widzimy jej prostopadłego przekroju. Bieg powierzchni ścian żyły jest skomplikowany i wielokrotnie pozałamywany. Miąższość żyły w dolnych partiach wynosi około 11 cm, wyżej zaś wydatnie maleje. Żyła II przebija ławicę *B* i wciska się w wyżej leżące łupki na odległość około 20 cm ponad strop *B*.

Żyła III przebiega równolegle do ścian odsłonięcia. Z tego powodu na rysunku widzimy ją w postaci jak gdyby nabrzmienia w obrębie macierzystej ławicy *A*.

Żyła klastyczna oznaczona cyfrą IV należy do ciekawszych form intruzji piaskowych w omawianej odkrywce. W miejscu, w którym odchodzi ona od ławicy macierzystej *A*, zaznacza się w tej ostatniej dwudzielność podkreślona smugą łupku (tabl. XXV, fig. 1). Poniżej tej smugi piaskowiec jest gruboziarnisty i żwirowy, bezpośrednio powyżej natomiast bardziej drobnoziarnisty. W stropie ławicy *A* pojawia się jednak ponownie

[1] Terminologia przyjęta wg M. Książkiewicza (1954).

gruboziarnisty i żwirowy materiał. Ten właśnie materiał tworzy odgałęziającą się w tym miejscu od *A* silnie poskręcaną żyłę IV (tabl. XXII, fig. 2). Grube ziarno, a nawet otoczaki kwarcowe znajdują się u samego końca żyły.

Żyła IV przebija ławicę *B* i dochodzi do ławicy *C*. Ta ostatnia podobnie jak wyżej położona ławica *D* jest ponad żyłą rozerwana. Na uwagę zasługuje uniesienie rozerwanych końców ławic *B* i *C* oraz widoczne objawy iniekcji materiału ilastego (por. str. 249).

Żyła V zasługuje na szczególną uwagę. Składa się ona z kilku elementów, które dla orientacji oznaczyliśmy na tabl. XXV, fig. 1 cyframi $V_1$, $V_2$, $V_3$... itd. Najniższa część omawianej żyły oddziela się od macierzystej ławicy *A*, biegnie na pewnym odcinku równolegle do *B*, po czym urywa się zupełnie. Dopiero kilkanaście cm dalej pojawia się w obrębie ławicy *B* nabrzmienie $V_2$ piaskowcowe złożone z materiału gruboziarnistego, które naszym zdaniem jest kontynuacją i dalszym ciągiem przerwanej żyły klastycznej $V_1$. Materiał, z którego zbudowane jest nabrzmienie $V_2$, jest, jak wspominaliśmy, gruboziarnisty, nie może zatem pochodzić z ławicy *B* ani z ławicy *C*. Poza tym ostra granica, która oddziela $V_2$ od reszty ławicy *B*, wymownie wskazuje, że jest to ciało obce w obrębie tej ławicy.

Brak połączenia w odsłonięciu pomiędzy $V_1$ a $V_2$ można by różnie tłumaczyć; 1) Połączenie takie istniało, ale z powodu erozji brzegu uległo w tym miejscu zniszczeniu. Być może, że istnieje ono nadal w głębi tej serii skalnej. Znane są bowiem fakty przerw w intruzjach żyłowych i opływania przez intrudujący piasek większych lub mniejszych pakietów łupkowych lub piaskowcowych (por. str. 239). 2) Nie jest wykluczone, że brak połączenia mógł być spowodowany wyciśnięciem płynnego jeszcze materiału klastycznego w schyłkowym stadium intruzji. Zwężenia i zaniki w obrębie żył klastycznych są bowiem dość pospolite.

W dalszym swoim przebiegu żyła V rozpościera się na przestrzeni wielu dziesiątków metrów niemal zupełnie poziomo. Dla poszczególnych wydzielonych odcinków tej części żyły klastycznej odsłonięcie nie byłoby łatwe do interpretacji. Żyła ta przypomina swoim wyglądem zwyczajną pozbawioną hieroglifów i wyraźnych struktur prądowych ławicę piaskowcową. Na jej ścianach z uwagi na poziome ułożenie brak jest charakterystycznych dla żył kompakcyjnych zgarbień i bruzd (por. str. 243), po których piaskowce żyłowe łatwo można rozpoznać nawet w luźnych fragmentach.

Poziomo leżące żyły moglibyśmy nazwać fałszywymi ławicami lub sillami piaskowcowymi. W konkretnie omawianym przypadku następujące powody skłaniają do przypuszczenia, że ów poziomo leżący piaskowiec jest fałszywą ławicą, nie utworzoną w normalnym procesie sedymentacyjnym.

1) Istnieje niewątpliwe ciągłe przejście między $V_2$ a poziomo leżącą partią.

2) Materiał fałszywej ławicy nie odpowiada teksturą ani ławicy *B*, ani *C*. Jest on natomiast analogiczny do tworzywa ławicy *A* i żył $V_1$ oraz $V_2$. Istnieje wprawdzie podobieństwo do tekstury *D*, ale przeciwko powiązaniu $V_3$ i następnych odcinków z tą ławicą przemawia to, że na znacznej przestrzeni pozioma żyła biegnie równolegle i stale niżej ławicy *D*. Bliższa analiza zaburzonej osuwiskowo struktury warstw w tej części

odsłonięcia nie upoważnia do przyjęcia skomplikowanych odgięć i zafałdowań, które by mogły wywołać powtórzenie się promu ławicy D.

3) W niektórych miejscach fałszywa ławica przeistacza się w żyłę tnącą skośnie łupki i posiadającą na swojej powierzchni znamienne dla żył zmarszczenia kompakcyjne (str. 243) (tabl. XXV, fig. 1 — $V_5$).

4) Zarówno na stropie, jak na spągu nie obserwujemy żadnych hieroglifów. Wewnątrz fałszywej ławicy nie ma też żadnej struktury sedymentacyjnej, która by wskazywała na zwyczajny proces osadzania się. Ziarno jest rozmieszczone bezładnie lub też równolegle do ścian. Tekstura zmienia się chaotycznie.

Na zakończenie opisu żył klastycznych z odsłonięcia w Łapszance należy dodać, że ich tekstura jest podobna do tekstury ławicy macierzystej tych żył. Wszystkie żyły wykazują na ścianach charakterystyczne zmarszczenia, które są ważną cechą rozpoznawczą dla piaskowców żyłowych (str. 243).

### Żyły klastyczne odsłonięte w Kacwińskiej rzece

Z wielu mniejszych żył, jakie obserwować można w łupkach odsłoniętych na dnie i w brzegach Kacwińskiej rzeki, na uwagę zasługuje żyła klastyczna przedstawiona na tabl. XIX, fig. 1. Jest to jedna z trzech żył, które oglądać można w zerwie na prawym brzegu Kacwińskiej rzeki około 800 m na południe od mostu przy drodze z Niedzicy do Łapsz. Żyła klastyczna, której fragment widzimy na tabl. XIX, fig. 1, przebiega wzdłuż esowato wygiętej powierzchni cieniejąc po obu końcach aż do zupełnego wyklinowania się. W odkrywce nie łączy się ona z żadną ławicą piaskowcową.

### Żyły klastyczne w dolnych łupkach menilitowych w Rudawce Rymanowskiej

Liczne i duże żyły klastyczne pojawiają się w dolnych łupkach menilitowych odsłoniętych w obrębie fałdu Iwonicza w Rudawce Rymanowskiej. Należą one do najpiękniejszych intruzji piaskowych, jakie obserwowaliśmy we fliszu karpackim [1]. Te żyły klastyczne, których opisy są zamieszczone niżej występują w dwu odkrywkach nad Wisłokiem. Jedna z tych odkrywek znajduje się wyżej ujścia potoku Płonik, niżej natomiast obszernego zakola, nad którym wznosi się znana geologom stroma, kilkudziesięciometrowa ściana zbudowana z łupków menilitowych. Drugie odsłonięcie znajduje się kilkaset metrów wyżej od owego zakola w Hamrach. Odkrywka leży w prawym brzegu Wisłoka obok starego zniszczonego mostu.

Należy w tym miejscu podkreślić, że żyły klastyczne w dolnych łupkach menilitowych tej okolicy występują masowo. Przykładem, który doskonale ilustruje ilościową stronę tego zjawiska, może być profil odsłonięty w potoku Płonik. Dolina tego potoku biegnie na pewnym odcinku wzdłuż biegu warstw dolno-menilitowych. Liczne żyły klastyczne, często

[1] Niektóre z żył piaskowcowych w omawianym rejonie znane były prof. St. Wdowiarzowi. Autorowie pragną w tym miejscu wyrazić podziękowanie prof. St. Wdowiarzowi za cenne uwagi o budowie tektonicznej obszaru, w którym występują żyły klastyczne.

ponad metrowej grubości tworzą w dnie tej doliny charakteryczne progi, na których powstają wodospady. Niestety odsłonięcia, aczkolwiek dobre, są zbyt małe na to, by można obserwować stosunek tych żył do innych zjawisk sedymentacyjnych. Również zaledwie w kilku miejscach widoczne są ławice macierzyste żył.

### Odkrywki wyżej ujścia Płonika

Ławice łupków i piaskowców w tym odsłonięciu zapadają ku południowi pod kątem 40°. Piaskowce są przeważnie drobnoziarniste o strukturach: jednorodnej, laminowanej i osuwiskowej. Są one przegradzane pakietami czarnych łupków. Miąższość ławic piaskowcowych jest zmienna i wynosi najczęściej 30 — 40 cm: W górnej części odkrywki pojawiają się grube (ponad 1 m) ławice o słabo zarysowanych strukturach spływowych.

Jedną z żył piaskowcowych, które znajdują się w omawianym przez nas odsłonięciu, przedstawia fig. 1 oraz tabl. XX, fig. 1. Wychodzi ona z ławicy drobnoziarnistego piaskowca *A* o jednorodnej strukturze i gładkiej, pozbawionej jakichkolwiek hieroglifów spągowej i stropowej powierzchni. Żyła przebija wyżej leżące łupki i warstwę laminowanego piaskowca *B* z hieroglifami wleczeniowymi i prądowymi na spągu (kierunek hieroglifów ok. 80°), a następnie wchodzi w utwór osuwiskowy *C* i *D*. Dolna część tego utworu rozwinięta jest w postaci litego drobnoziarnistego piaskowca o gładkiej, lecz nierównej powierzchni spągowej (częste podwinięcia), Tę dolną część żyła klastyczna przebija wzdłuż wyraźnej ostrej granicy. Górna część *D* omawianej ławicy osuwiskowej ma częściowo charakter mułowca, w którym tkwią płaty porozrywanych ławic piaskowcowych i toczeńce. Między dolną częścią *C* a górną *D* nie ma ostrej granicy i najprawdopodobniej obydwie powstały w jednym ruchu osuwiskowym. W utworze osuwiskowym *C* i *D* znajdują się charakterystyczne kry ławic piaskowcowych, które uległy zniszczeniu. Kry owe grubieją i są zafałdowane przy lewych końcach, co wskazuje na to, że kierunek mas osuwiskowych w planie rysunku (i odsłonięcia) odbywał się od prawej ku lewej. Ściana odsłonięcia jest jednak skośna do kierunku rzeczywistego ruchu i stąd owe kry są bardziej wyciągnięte, niżby to miało miejsce, gdyby powierzchnia profilu biegła prostopadle do kierunku ruchu. Na podstawie ogólnego na tym odcinku i regionalnie zgodnego we wszystkich ławicach kierunku hieroglifów wleczeniowych (kierunek ok. 80°) można wnosić, że rzeczywisty ruch mas osuwiskowych odbywał się z zachodu ku wschodowi.

W górnej partii *D* omawianego przez nas osuwiska żyła klastyczna zatraca swoją indywidualność. Niektóre jej partie są rozerwane i przypominają toczeńce, inne nie mają ostrej granicy i przechodzą stopniowo w mułowiec osuwiska. Na uwagę zasługuje to, że materiał wychodzący z żyły i mieszający się z osadem osuwiskowym jest w płaszczyźnie odkrywki najwyraźniej odchylony ku lewej stronie (ku południowi). Odchodzący z żyły materiał zaznacza się przy tym wyraźnie w górnej części ławicy osuwiskowej przez wzbogacenie jej w ziarna kwarcowe. Dzięki temu to charakterystyczne odchylenie materiału ku lewej stronie jest doskonale widoczne.

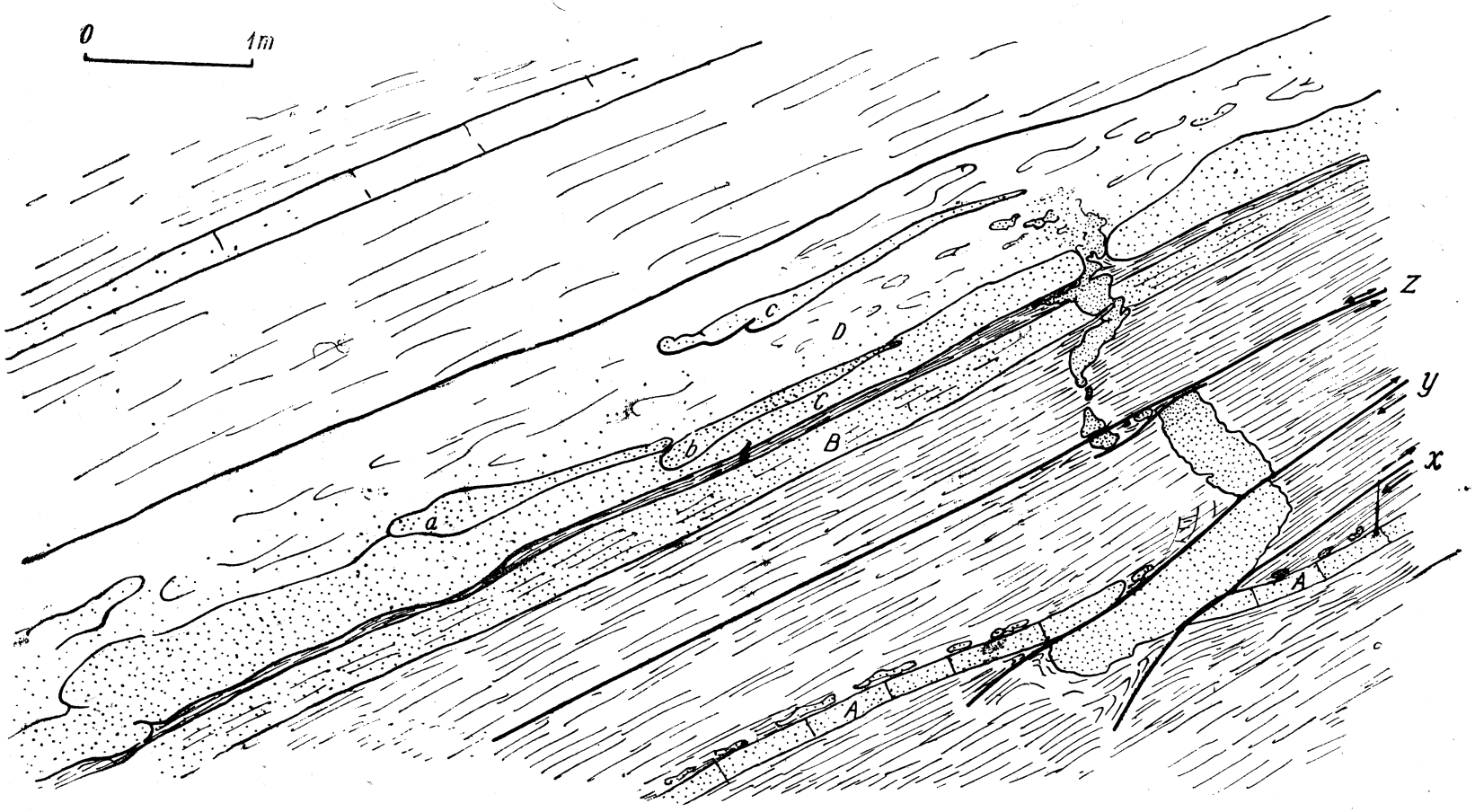



Fig. 1. Intruzja piaskowcowa łącząca się z osuwiskiem podmorskim. Rudawka Rymanowska, warstwy menilitowe dolne

Fig. 1. Clastic dike from the Lower Menilite beds. Rudawka Rymanowska. The intruding sand mixes with the slump deposits. Detailed explanation in the text

Żyła klastyczna jest dość silnie spękana i przemieszczona trzema uskokami *X*, *Y*, *Z* (fig. 1). Obecny jej kontakt z ławicą macierzystą *A* jest już tektoniczny.

Tworzywo żyły jest obecnie drobnoziarnistym piaskowcem o spoiwie wapiennym z dużą domieszką substancji ilastej. W szlifie mikroskopowym widoczna jest wyraźna struktura fluidalna z równoległą do ścian żyły orientacją wydłużonych ziarn kwarcowych i porwanych fragmentów łupku.

Bezpośrednio nad ławicą macierzystą *A* zalega utwór osuwiskowy z toczeńcami zniszczonych ławic, który jest przebity przez omawianą przez nas żyłę piaskowcową. Do znaczenia geologicznego tego i podobnych mu faktów powrócimy jeszcze w dalszej części tej pracy (por. str. 249).

Interpretacja omawianego odsłonięcia nie jest trudna. Intruzja piaskowca powstała w momencie, gdy dolna część osuwiska już znieruchomiała, a w górnej części ruch odbywał się jeszcze w dalszym ciągu. W związku z tym wyciskany piasek rozpraszał się i mieszał w ruchomej masie osadów *D*. Ponieważ osuwisko ma charakter powierzchniowy, wyznacza nam ono zatem położenie dna morskiego w czasie intruzji piaskowej, a tym samym głębokość jej źródła (to znaczy minimalną odległość ławicy macierzystej od dna w momencie intruzji (por. str. 247).

Żyła klastyczna, której kształt i przebieg przedstawia fig. 2, znajduje się w ścianie odsłonięcia na wysokości kilku metrów od podnóża ściany[1]. Przypuszczalnie jej ławicą macierzystą jest ławica drobnoziarnistego jednorodnego piaskowca *A*. Nie udało się jednakowoż odnaleźć bezpośredniego połączenia żyły z tym piaskowcem.

Omawiana żyła z fig. 2 zasługuje na uwagę z powodu doskonale na niej widocznych poziomych uskoków, które doprowadziły do rozerwania jej na oddzielne fragmenty. Każdy z takich fragmentów kończy się typowymi zlustrowaniami tektonicznymi. Odkłucia te zarejestrowane w piaskowcu żyłowym nie są łatwe do uchwycenia w łupkach, zwłaszcza gdy chodzi o ich kierunek. Dlatego też żyły klastyczne mogą być czułymi wskaźnikami poziomych zaburzeń tektonicznych i ich charakteru[2].

Kilkanaście metrów dalej ku południowi w tej samej odkrywce, z której opisaliśmy poprzednie żyły, występuje grupa intruzji piaskowych przedstawiona na fig. 3 i tabl. XXI, fig. 2. Szczególną uwagę zwraca na siebie duże nabrzmienie piaskowcowe *d* miąższości przekraczającej 1 m. Zaczyna się ono piaskowcem *c*, który, jak się wydaje, stopniowo przechodzi w ławicę $c_1$. W pobliżu nabrzmienia *d* piaskowiec ten biegnie skośnie do uwarstwienia i złupkowacenia, w dalszej od niego odległości biegnie zgodnie z uwarstwieniem, po czym urywa się raptownie. W jego przedłużeniu tkwią w łupkach oddzielne fragmenty piaskowca *a* i *b*. Mają one charakterystycznie wydłużone kształty, grubieją w kierunku „ławicy" $c_1$, wyklinowują się natomiast stopniowo w kierun-

[1] Żyła jest dostępna z pomocą liny.

[2] Uskoki widoczne w porozrywanej żyle nasuwają porównanie z talią kart do gry ułożoną na stole. Gdy stół gwałtownie poruszymy lub wstrząśniemy uderzeniem, karty w równo złożonej talii porozsuwają się w sposób podobny do tego, jaki obserwujemy w łupkach na fig. 2. Być może, że analogia z kartami sięga w tym przypadku głębiej, że owe poziome odkłucia są właśnie świadectwem gwałtownych ruchów lub wstrząsów w podłożu lub w głębszych partiach fliszu.

ku przeciwnym. Nie są to bezwątpienia żadne toczeńce ani fragmenty ławicy rozerwanej w normalnym osuwisku podmorskim, jakich tak wiele obserwujemy we fliszu. W zgrubiałych zakończeniach nie widać plastycznych deformacji towarzyszących niemal z reguły przesuwającym się w masie osadu osuwiskowego płatom rozerwanych ławic (por. fig. 1 — *a*, *b*, *c*). Są to jak gdyby „krople" wyciskanej ku prawej stronie upłynnionej lub plastycznej masy piaszczystej znajdującej się pod przykryciem

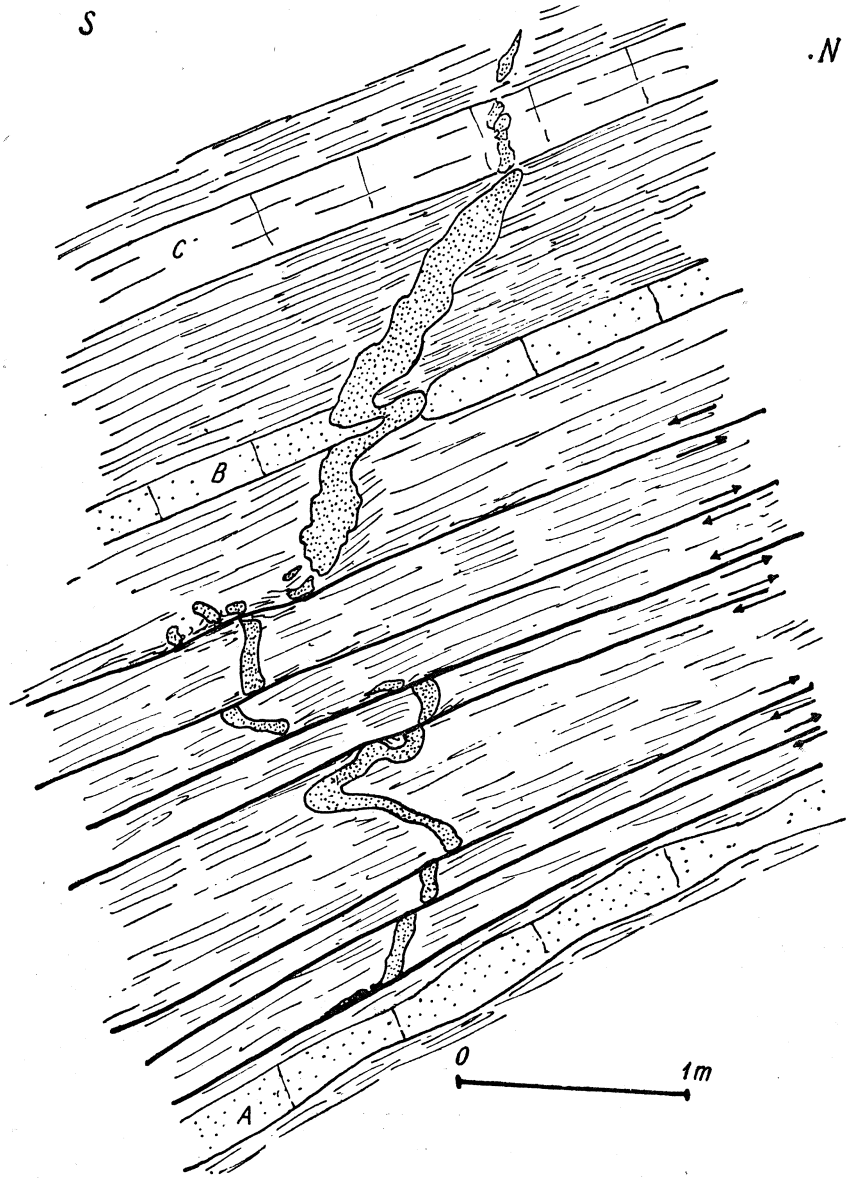



Fig. 2. Żyła klastyczna przecięta poziomymi uskokami. Rudawka Rymanowska, warstwy dolno-menilitowe
Fig. 2. A faulted dike from the Lower Menilite beds in Rudawka Rymanowska

i ciśnieniem osadu wyżej leżącego. Wydaje się, że można bez poważniejszych obaw utożsamić materiał owych luźnych fragmentów z materiałem „ławicy" $c_1$ i jej żyłowego zakończenia *d*. W miejscu, w którym znajdują się obecnie owe luźne fragmenty *a* i *b* oraz „ławica" *c*, istniała rzetelna

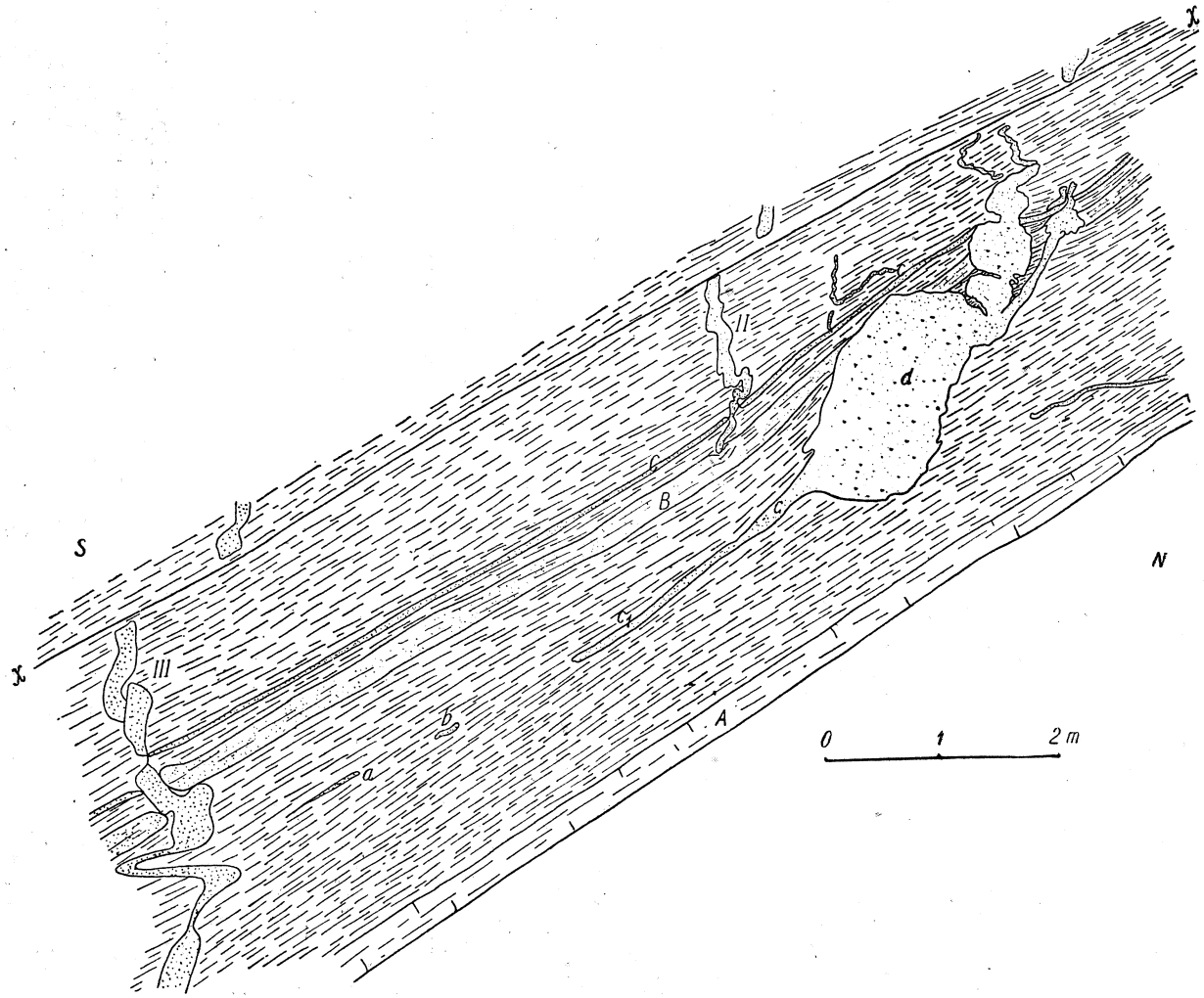



Fig. 3. Intruzja piaskowcowa z wyciśnięciem ławicy piaskowcowej. Rudawka Rymanowska, warstwy dolno-menilitowe

Fig. 3. A group of dikes in the Lower Menilite beds in Rudawka Rymanowska. Explanation in the text

ławica piaskowcowa. Jej pierwotny przebieg wyznacza nam powierzchnia wytyczona przez *a*, *b* i *c*. Ławica ta została wyciśnięta już po złożeniu nad nią nowych osadów. Ruch wyciskanego materiału odbywał się od lewej ku prawej stronie w planie fig. 3 (z południa na północ w odsłonięciu). Większa część materiału wyciśniętej ławicy piaskowcowej znajduje się obecnie w żyle *d*. Po prawej stronie nabrzmiałej intruzji *d* nie ma śladów ławicy piaskowcowej. W łupkach znajdują się jedynie drobne żyły klastyczne, których związek z omawianą przez nas żyłą *d* jest niepewny.

Żyła *d* przebija ławicę laminowanego piaskowca *B* oraz ławicę piaskowcową *C* i wciska się w wyżej leżące łupki. Jej górna partia jest rozcięta powierzchnią poziomej dyslokacji *X* i przesunięta w prawo. Kontynuuje się ona ku górze, jednak dalszy jej przebieg jest trudny do uchwycenia z uwagi na przykrycie zwietrzeliną w trudno dostępnym terenie.

Po lewej stronie nabrzmiałej intruzji *d* występuje żyła II, która przebija ławicę *C* i wciska się w laminowany piaskowiec *B*. Piaskowiec ten nie jest ławicą macierzystą żyły II. Wskazuje na to ugięcie lamin w pobliżu kontaktu z żyłą i ostra granica między materiałem żyły a resztą ławicy *B*. Intruzja piaskowa w tym miejscu szła najwidoczniej z góry. Nie oznacza to jednak, że żyła II jest zwyczajnym wypełnieniem szczeliny na dnie morza. Być może, że istnieje jakiś związek między tą intruzją ku dołowi a wyciskaniem materiału z *c* ku *d* (por. str. 234).

Na lewym skraju fig 3 widzimy jeszcze fragmenty dużej żyły klastycznej III przeciętej kilkoma drobnymi uskokami (pionowymi i poziomymi). Żyła ta ma dużą, kilkunastometrową rozpiętość pionową. Ławica macierzysta tej żyły nie jest znana. Znajduje się ona niżej poziomu rzeki.

Dla uzupełnienia obrazu środowiska opisanych żył należy nadmienić, że około 10 m ponad *d* występuje dwumetrowej miąższości kompleks piaskowca o strukturze osuwiskowej. Być może, że osuwisko to było impulsem dla intruzji żyłowych w tej części odsłonięcia (por. str. 249).

## Żyły piaskowcowe w Hamrach

Piękna odkrywka z licznymi żyłami klastycznymi znajduje się w prawym brzegu Wisłoka w Hamrach (istniejący dawniej przysiółek Rudawki Rymanowskiej) (fig. 4, tabl. XX, fig. 2, tabl. XXI, fig. 1, tabl. XXII, fig. 1, tabl. XXIII, fig. 1, tabl. XXV, fig. 2).

Fig. 4 i tabl. XIX, fig 2 przedstawia najbardziej ku zachodowi wysuniętą część odsłonięcia z żyłami piaskowcowymi. Żyła oznaczona cyfrą I odchodzi od ławicy drobnoziarnistego piaskowca *B* o jednorodnej strukturze i gładkich powierzchniach spągu i stropu. Pomimo znacznej ilości wyciśniętego materiału piaszczystego ławica *B* nie wykazuje w sąsiedztwie żyły żadnej istotnej zmiany miąższości. Sama żyła przebija pakiet łupków, a wyżej ławicę piaskowca o strukturze laminowanej falistej *C* i piaskowca *D* o strukturze laminowanej równoległej. Po pierwszych grubych skrętach (ok. 40 cm) żyła wyraźnie cienieje i jej przekrój w miejscu, w którym przebija ona pierwszą ławicę *C*, wynosi już tylko 5 do 8 cm. Wyżej ławicy *D* żyła przebija łupki, rozgałęzia się i jedno z odgałęzień łączy się z ławicą *E*. Połączenie z ławicą *E* jest cią-

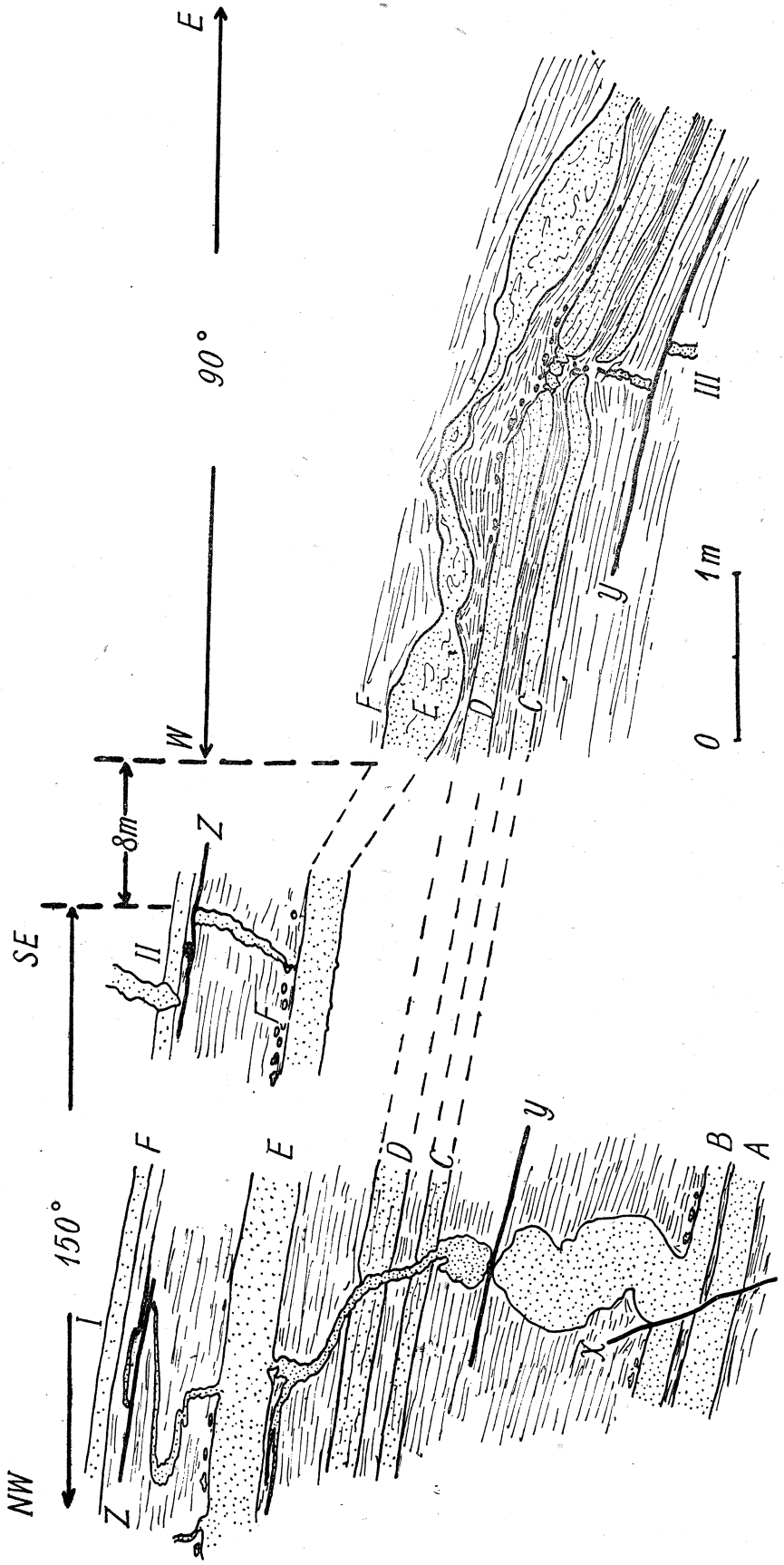



Fig. 4. Profil zachodniej części odsłonięcia w Hamrach koło Rudawki Rymanowskiej, warstwy dolno-menilitowe
Fig. 4. A part of the outcrop of the Lower Menilite beds in Hamry near Rudawka Rymanowska. Explanation in the text

głe. Nie obserwujemy tu żadnej pierwotnej powierzchni oddzielności ani różnic w teksturze skały. Ławica *E* jest piaskowcem drobnoziarnistym o strukturze jednorodnej. W sąsiedztwie miejsca złączenia się żyły z ławicą powierzchnia spągowa ławicy *E* jest gładka i pozbawiona hieroglifów. Jednak nieco dalej obserwowaliśmy hieroglify wleczeniowe o kierunku około 90°. Hieroglify są zdeformowane zaczynającym się w tym miejscu osuwiskiem *F*, które spowodowało zaburzenia i rozerwania w obrębie ławic *C*, *D* i *E*.

Powyżej miejsca połączenia się żyły I z ławicą *E* odchodzi z niej niewielka żyła, która po paru małych skrętach biegnie niemal poziomo. Jest ona rozcięta uskokiem i widoczna tuż nad nią drobna pozioma żyła jest jej dalszym ciągiem.

Ławice *B* i *E* są, jak widzimy, sprzężone ze sobą za pośrednictwem żyły I, której materiał intrudował od dołu z ławicy *B*, przebił ławice laminowane *C* i *D* i następnie zlał się z tworzywem ławicy *E*.

Żyła klastyczna II (fig. 4) odchodzi przypuszczalnie z ławicy *E*, chociaż połączenia z nią nie obserwujemy. W górnej partii jest ona również rozcięta uskokiem *Z*.

Żyła III i jej otoczenie jest interesującym problemem sedymentologicznym. Ławica *E*, która dotychczas nie wykazywała poważniejszych deformacji, jest w tym miejscu silnie zaburzona osuwiskiem. Ławica *D* jest rozciągnięta i w miejscu, w którym tendencja do rozciągania była największa, utworzyły się drobne grawitacyjne uskoczki tworzące miniaturowy rów tektoniczny. Zaburzenia te dotknęły ławicę *D* w czasie, gdy nie była ona jeszcze zdiagenezowana. Wzdłuż tych drobnych dyslokacji nie obserwujemy żadnych zlustrowań tektonicznych. Niżej leżąca ławica *C* jest natomiast rozerwana. Pomiędzy rozerwane i odsunięte od siebie brzegi ławicy *C* wciska się intruzja piaskowa. Źródłem tej intruzji była zapewne ławica leżąca głębiej i niewidoczna obecnie w odsłonięciu. Nad miejscem rozerwania w łupkach występują luźne fragmenty piaskowca, o których trudno powiedzieć, czy należą one do żyły klastycznej, czy są kawałkami ławicy *C*.

Deformacje ławicy *E* oraz niżej leżących ławic *D* i *C* zostały spowodowane tarciem mas osuwiskowych *F*. Objawy tensji widoczne w tych dwu ostatnich ławicach stworzyły predyspozycję do powstania w tym miejscu intruzji piaskowej.

Tabl. XXV, fig. 2 przedstawia profil dalszej części tego samego odsłonięcia w Hamrach. Warstwy tutaj odsłonięte leżą stratygraficznie nieco wyżej od opisywanych poprzednio. Profil rozpoczyna się od ławicy osuwiskowej *A*, która jest dla nas poziomem odniesienia dla wyżej leżących ławic piaskowców i łupków. Następna z kolei ławica *B* jest piaskowcem jednorodnym o teksturze drobnoziarnistej. Z ławicy tej odchodzą żyły III *b*, IV $b_1$ i $b_2$. Żyła IV $b_2$ sprzęga ławicę *B* i *C*, tzn. łączy się z obydwoma w sposób ciągły.

Z ławicy *C* odchodzi szereg intruzji piaskowych. W prawej części profilu na E od żyły V (tabl. XXI, fig 1) ławica jest drobnoziarnistym piaskowcem o grubolaminowanej strukturze. W spągu tej ławicy, lecz w oddaleniu kilku metrów od żyły V występują drobne hieroglify nieorganicznego pochodzenia. W pobliżu miejsca, skąd odchodzi żyła klastyczna V, miąższość ławicy *C* dwukrotnie maleje (z 18 do 8 cm). Jej

struktura staje się odtąd nie uporządkowana (jednorodna), a ze spągu znikają wszelkie hieroglify. W środkowej części profilu ławica *C* jest sprzężona z ławicami *D* i *B* za pośrednictwem żył IV $a_1$ i $b_2$ oraz III *a*.

W lewym krańcu odkrywki ławica *C* przechodzi całkowicie w powyginaną i dość grubą żyłę (tabl. XXII, fig. 1), która łączy się z ławicą *D*. Na W od wspomnianej powyżej żyły I ławica *C* zanika. W łupkach na jej przedłużeniu zaznacza się jedynie spiaszczona smuga bez wyraźnych zarysów ławicy. Materiał ławicy *C* został w tym miejscu najwidoczniej całkowicie wyciśnięty ku górze.

Sprzężona z *C* ławica *D* wykazuje na całej przestrzeni odsłonięcia nieregularności w stropie oraz odchodzą od niej liczne żyły klastyczne. Ławica ta posiada strukturę jednorodną, teksturę drobnoziarnistą i nie ma na spągu żadnych hieroglifów.

W miejscu, w którym łączy się z nią żyła I *c*, od stropu ławicy odchodzi poziome odgałęzienie żyłowe, które „oblewa" ze wszystkich stron pakiet łupków z cienką ławiczką węgla.

W tej części profilu, która na rysunku oznaczona jest cyfrą III, ławica *D* jest rozerwana. Zachodni koniec rozerwanej ławicy kończy się żyłami *a* i $a_1$. Pierwsza z nich łączy się z ławicą *C*, druga natomiast przedstawia się pod postacią poziomej i odgiętej żyły, której oś biegnie równolegle do ściany odkrywki. Prawy (wschodni) brzeg rozerwanej żyły jest natomiast tylko zwężony. W przestrzeni wytworzonej przez rozerwanie ławicy *D* znajdują się fragmenty piaskowca żyłowego *b*. Z uwagi na trudności techniczne nie udało się nam w tym miejscu dotrzeć do nie zwietrzałej skały, przeto stosunek intruzji żyłowej III *b* do żyły III $a_1$ jest niejasny.

Na prawo od dyslokacji w rejonie oznaczonym cyfrą IV odchodzi od ławicy *D* mała żyła, która przebija wyżej leżącą warstwę laminowanego piaskowca *E* oraz mułowiec osuwiskowy *F*. Bezpośrednio nad stropem ławicy macierzystej żyła jest bardzo cienka (2 cm), wyżej grubieje i rozdziela się obejmując fragment nadległego mułowca (tabl. XXIII, fig. 1). Fragment ten nie został poruszony z miejsca przez intrudujący piasek, jak o tym świadczą zachowane w pierwotnym położeniu rysy strukturalne.

Interpretacja sedymentologiczna górnej partii wspomnianej już żyły V nastręcza pewne trudności. Wiąże się to ze zmianami, jakie zachodzą w wykształceniu ławic *D*, *E* i *F* w tej części profilu (tabl. XXV, fig. 2).

Osuwiskowa ławica *F*, która w zachodniej części profilu jest wykształcona pod postacią mułowca z drobnymi i rzadkimi toczeńcami ilastych piaskowców, przechodzi stopniowo, lecz dość szybko w lity drobnoziarnisty piaskowiec o strukturze jednorodnej. Miąższość tej ławicy wydatnie wzrasta kosztem zerodowanej ławicy *D*, której materiał być może zmieszał się z mułem dając początek ławicy piaskowcowej *F*.

W ławicy *D* zaznacza się natomiast dwudzielność podkreślona z początku jedynie cienką smugą łupku. Górna część tej ławicy $D_1$ przeistacza się rychło w utwór osuwiskowy, który, w miarę jak przesuwamy się ku wschodowi, w odsłonięciu zajmuje coraz niższe położenie względem ławicy *F*.

Dolna część $D_2$ utrzymuje charakter litego piaskowca i łączy się ściśle z żyłą klastyczną V. Poza wspomnianą żyłą w kierunku zachodnim nie widać w łupkach żadnego utworu, który by mógł odpowiadać $D_2$. Nie udało się nam niestety w terenie rozstrzygnąć problemu, czy omawiana dolna partia $D_2$ ma charakter ławicy powstałej na drodze zwyczajnych procesów sedymentacyjnych, czy też jest kontynuacją żyły V.

W prawym skraju naszego profilu przedstawionego na tabl. XXV, fig. 2 jest jeszcze jedna dość duża żyła klastyczna (tabl. XX, fig. 2), której dolna część jest w odkrywce niewidoczna. Przebija ona warstwę *B* i *C*, wyżej leżące łupki z osuwiskiem i łączy się z ławicą *F*. W stropie tej ławicy nad miejscem połączenia się żyły VI z piaskowcem *F* odchodzi jeszcze ku górze niewielka intruzja piaskowa zakończona krótkim nabrzmieniem.

## Inne typy żył klastycznych z warstw krośnieńskich

Rozpatrywane dotąd żyły klastyczne odchodziły od ławic piaskowcowych o wyraźnej powierzchni stropowej. Intruzja piaskowa może jednak być wytwarzana przez ławice, które w stropie stopniowo i niewyraźnie przechodzą w spiaszczony łupek (mułowiec). Ławice tego typu często o strukturach osuwiskowo-spływowych są charakterystyczne dla warstw dolno-krośnieńskich i przejściowych. Żyły klastyczne odchodzą-

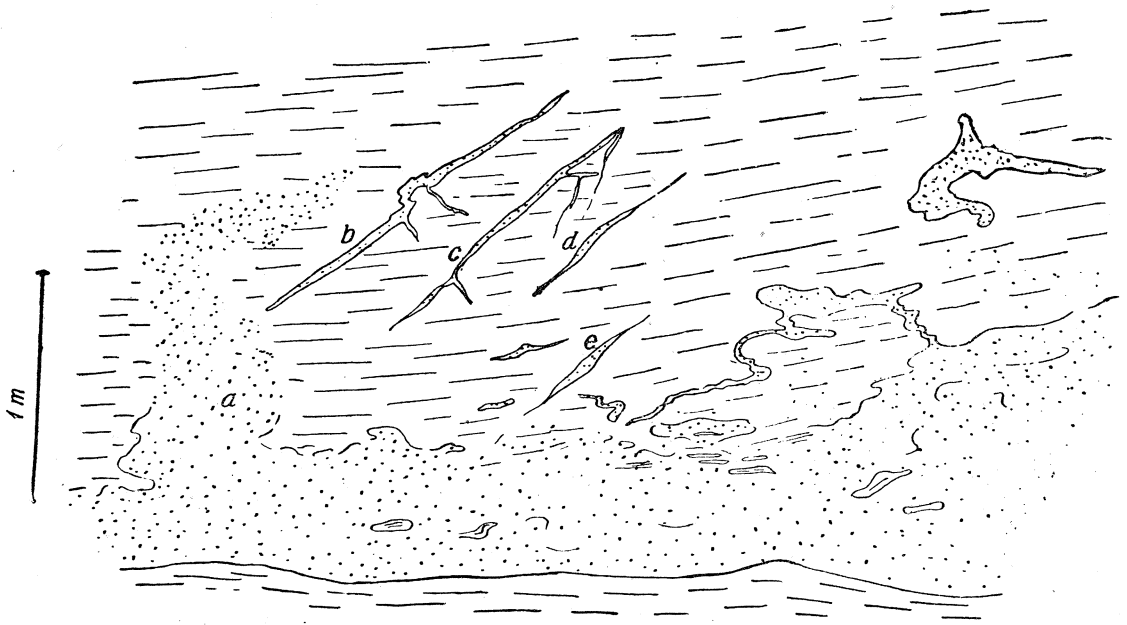



Fig. 5. Drobne żyły klastyczne w stropie ławicy osuwiskowej. Besko, warstwy przejściowe

Fig. 5. Small dikes raising from the top part of a slump deposit. Lower Krosno beds, eocen, Besko

ce od takich ławic ku górze nie mają w swojej dolnej (początkowej) części ostro zarysowanych granic. Materiał piaszczysty takich żył sprawia wrażenie, jak gdyby „rozpływał się" w masie mułowca tworzącego partie stropowe ławic, o których mowa. Żyły klastyczne o takich niewy-

raźnie zaznaczonych granicach w dolnej partii można oglądać w odkrywkach warstw dolno-krośnieńskich nad Wisłokiem w Wernejówce.

W stropowych mułowcach niektórych ławic piaskowcowych występują niekiedy nieregularne intruzje o niewyraźnych granicach, co do których nasuwa się podejrzenie, że utworzyły się jeszcze w ruchomym osadzie. Być może, że mamy tu do czynienia z wyciąganiem luźnego piaszczystego materiału przez ruch wirowy w spływającej ilasto-piaszczystej masie (fig. 5 *a*).

Obok takich nieregularnych intruzji piaskowych występują niekiedy w mułowcach drobne uszeregowane równolegle do siebie żyłki piaskowcowe (fig. 5 *b, c, d, e*). Nachylenie tych drobnych intruzji jest skierowane przeciwnie do kierunku ruchu osadów ustalonego na podstawie badań sedymentologicznych. Na przykładzie przedstawionym na fig. 5 widzimy, że te prostolinijne żyłki nachylone są ku zachodowi. Powstały one przypuszczalnie w miejscu tworzących się szczelin rozwarcia (pod działaniem pary sił) w osadzie o skłonności do obsuwania się w kierunku wschodnim.

Nieznaczne rozmiary omawianych intruzji, ich niejednokrotnie zaburzone przez ruch osuwiskowy kształty świadczyłyby o powstawaniu pod niewielkim nadkładem świeżego osadu.

W spągu ławic osuwiskowych obserwuje się również drobne wyciśnięcia o charakterze żył piaskowcowych. Ich rozmiary są przeważnie niewielkie. Często są tu utwory mające kształt nieregularnych garbów przypominających hieroglify — ślady pełzania. Niekiedy na spągu piaskowców wytwarza się sieć takich wałków i wówczas przypominają one swoim wyglądem ślady wysychania (tabl. XXIII, fig. 2).

Genezę tych utworów wyjaśnia fig. 6. Przedstawia ona fragment odkrywki w Tylawie w warstwach dolno-krośnieńskich na prawym brzegu

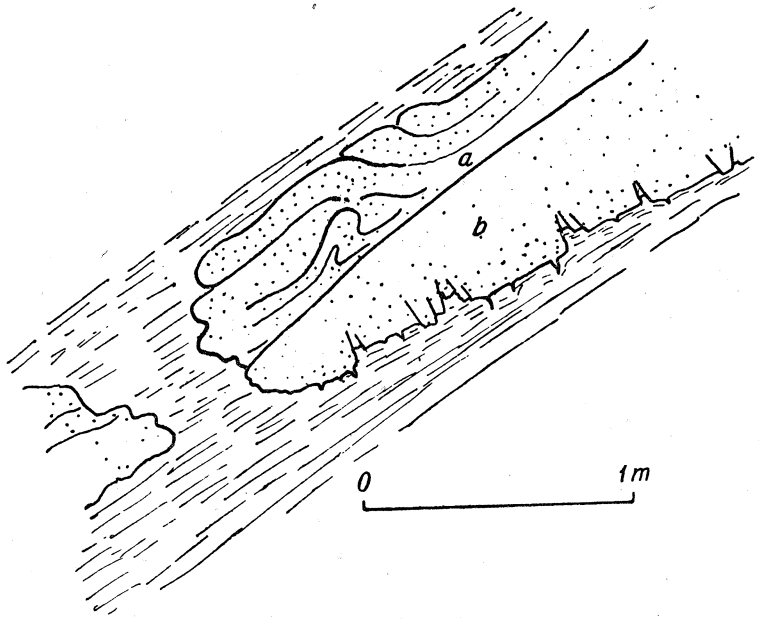



Fig. 6. Spękania w iłach w spągu ławicy osuwiskowej wypełnione materiałem piaszczystym. Tylawa, warstwy dolno-krośnieńskie

Fig. 6. The sandstone fillings of the small tension cracks on the bottom part of a slump deposit. Lower Krosno beds, Tylawa

Jasiołki. Ruch osuwiskowy w warstwie *a* spowodował rozciąganie w podścielającym osadzie *b*. W rezultacie tego rozciągania wytworzyły się w spągu liczne uskoki grawitacyjne i miniaturowe rowy. Ponieważ rozciąganie objęło również podścielający piaskowiec osad ilasty, powstawały w tym ostatnim szczeliny, w które wciskał się piasek.

Istotna różnica między takimi utworami a typowymi żyłami polega nie na wielkości czy na kierunku intruzji (w tym przypadku ma ona miejsce ku dołowi), ale na różnicy w konsystencji intrudującego materiału. Piasek, który wciskał się w szczeliny dając na spągu drobne żyły przypominające ślady wysychania, nie był upłynniony, ponieważ zachowały się na spągu hieroglify.

## III BUDOWA LITOLOGICZNA PIASKOWCÓW ŻYŁOWYCH

Materiał, z którego zbudowane są opisywane żyły klastyczne, przedstawia się obecnie jako twardy zbity piaskowiec o spoiwie wapiennym. W płytkach cienkich nie różni się on od piaskowców ławic macierzystych intruzji.

Ziarna piaskowców żyłowych z dolnych łupków menilitowych w Rudawce Rymanowskiej są przeważnie drobne i ostrokrawędziste. Rozmiary ich wahają się w granicach od 0,04 do 0,14 mm. Niewielki odsetek ziarn posiada rozmiary nie mieszczące się w podanych granicach. Przeciętne średnice wynoszą około 0,09 mm.

Ilość spoiwa we wszystkich szlifach z tych piaskowców jest znaczna. Spoiwo to jest wapienne i może zajmować nawet 60% widocznej w płytce cienkiej powierzchni.

Odmiennie przedstawia się tekstura piaskowców żyłowych odsłoniętych w potoku Łapszańskim (str. 227). Przeciętna średnica ziarn wynosi 0,28 mm. Wiele z nich ma rozmiary większe, dochodzące do 4 i 6 mm, a nawet i 1 cm. Duże ziarna są zwykle obtoczone. Spoiwo, również wapienne, jest jednak mniej rozwinięte niż u piaskowców żyłowych z Rudawki i ziarna są lepiej upakowane.

Głównym składnikiem żył klastycznych we fliszu jest oczywiście kwarzec. Poza tym występują w nich te wszystkie minerały, które są akcesorycznymi składnikami piaskowców fliszowych.

Pospolitym składnikiem wszystkich piaskowców żyłowych są fragmenty łupków porwane przypuszczalnie podczas intruzji. Niekiedy mają one wyraźnie zindywidualizowane kształty, co by wskazywało na dość znaczny stopień diagenezy osadu ilastego w czasie intruzji dużych żył klastycznych. Niezależnie od tych porwaków łupkowych w piaskowcach żyłowych, podobnie jak w większości zwyczajnych piaskowców fliszowych, są spore ilości rozproszonej substancji ilastej.

Często w żyłach klastycznych pojawia się struktura fluidalna. Jest ona podkreślona równoległym do ścian żyły ułożeniem wydłużonych ziarn kwarcu, blaszek miki lub kawałków na wpół zdiagenezowanych iłów. Struktura fluidalna nie jest jednakowoż regułą w piaskowcach żyłowych i często lub bodaj częściej obserwujemy struktury bezładne.

## IV ZMIANY DIAGENETYCZNE W PIASKOWCACH ŻYŁOWYCH

W odkształceniach widocznych na żyłach klastycznych utrwaliła się rozpoznawalna kolejność procesów diagenezy zachodzących w osadzie ilastym. Żyły klastyczne dzięki swojemu przeważnie prostopadłemu lub skośnemu względem uwarstwienia przebiegowi należą do tych nielicznych struktur we fliszu, które zarejestrowały zmiany kompakcyjne zachodzące pod wpływem ciężaru gromadzącego się osadu [1].

Mniej lub bardziej prostolinijne pierwotnie intruzje piaskowe zostały pod wpływem kompakcji zmięte i wielokrotnie sfałdowane. Fałdowaniu temu towarzyszyły zmiany w miąższości podobne do tych, jakie obserwujemy w fałdach tektonicznych. Materiał jest wyciśnięty ze skrzydeł fałdów i gromadzi się w siodłach (por. żyła I) (tabl. XXV, fig. 2).

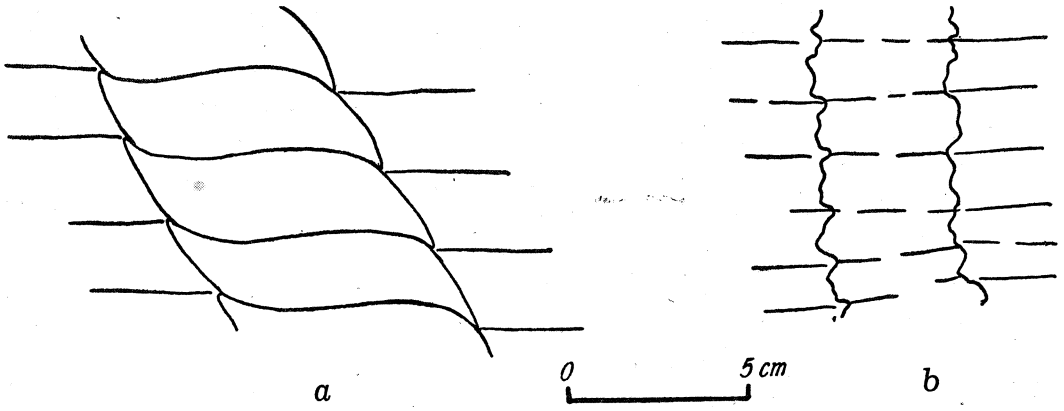



Fig. 7. Kompakcyjne spękania żył klastycznych. Kacwińska rzeka, flisz podhalański; a — żyła biegnąca skośnie do warstwowania, b — żyła pionowa

Fig. 7. Bedding cleavage surfaces crossing through the dikes. Podhale Flysch

Na przegubach sfałdowań nie widzimy żadnych spękań lub szczelin. Widoczne zaburzenia, o których mowa, powstały w czasie, gdy materiał żyły był nie zdiagenezowany i zachował zdolność do deformacji plastycznych. Pod tym względem widzimy analogię z niektórymi fałdami sedymentacyjnymi.

Stopień sfałdowań jest różny nawet u żył wychodzących z jednej ławicy macierzystej. Zależy to od kierunku intruzji piaskowej. Największym zmianom podległy te żyły, które intrudowały prostopadle do uwarstwienia. Słabiej zaznaczają się deformacje kompakcyjne w żyłach przebiegających skośnie do uwarstwienia, a niewidoczne są zupełnie w żyłach poziomych.

Osie fałdów leżą zwyczajnie w płaszczyznach oddzielności łupkowej.

Na powierzchniach żył klastycznych we fliszu występują z reguły charakterystyczne zmarszczenia (tabl. XXIV, fig. 1, 2; fig. 7). Są

[1] Głównym motorem przemian diagenetycznych w osadzie ilastym był przede wszystkim ciężar gromadzących się osadów. Żyły klastyczne zajmowały w stosunku do tej siły takie położenie, jakie później zajęły zwyczajne ławice piaskowcowe względem nacisków górotwórczych. Stąd bierze się podobieństwo deformacji kompakcyjnych w żyłach piaskowcowych do wielu zaburzeń tektonicznych obserwowanych w ławicach.

one również równoległe do złupkowacenia. Wyglądem przypominają niekiedy pręgi faliste lub miniaturowe skiby tektoniczne. Zmarszczenia pojawiają się we wszystkich żyłach, które przebiegają skośnie do uwarstwienia.

Geneza tych struktur powierzchniowych jest wywołana tendencją do poszerzania się żył pod wpływem nacisku. W charakterze tych zmarszczeń zaznaczają się pewne różnice uwarunkowane ułożeniem żyły względem uwarstwienia. Jeżeli intruzja przebiegała pionowo do uwarstwienia, w jej przekroju poprzecznym zaznaczają się powierzchnie nieciągłości wywołane rozpływaniem się materiału żyły na boki wzdłuż płaszczyzn prostopadłych do kierunku działania siły (fig. 7). Formą zewnętrzną tych zaburzeń wewnętrznych są mniej lub bardziej symetryczne zmarszczki i nabrzmienia na powierzchni żył [1].

Na powierzchniach żył klastycznych przebiegających skośnie do uwarstwienia zmarszczenia są asymetryczne. Przypominają one swoim wyglądem miniaturowe skiby tektoniczne (fig. 7). Na wygładzonych lub nadwietrzałych przekrojach prostopadłych żył widzimy, że brzegi tych skib przypadają na linie intersekcyjne esowato wygiętych powierzchni nieciągłości wewnątrz piaskowca żyłowego. Powierzchnie te wytworzyły się pod ścinającym działaniem pary sił powstałych z pionowego nacisku na pochyloną skośnie żyłę (fig. 7). W szlifach mikroskopowych owe powierzchnie nieciągliwości uwydatniają się ciemniejszą barwą spoiwa i reorientacją diagenetyczną wydłużonych ziarn i blaszek miki w kierunku równoległym do tych powierzchni. Ciemniejsza barwa spoiwa wiąże się przypuszczalnie z późniejszą penetracją substancji bitumicznych, reorientacja natomiast z poślizgami wzdłuż omawianych powierzchni. Poślizgi te nastąpiły w osadzie, który utracił już swoją płynność, ale nie postradał jeszcze intergranularnej plastyczności.

Esowato wygięte powierzchnie nieciągłości swoimi krańcami zbiegają się z wyraźnymi powierzchniami oddzielności w otaczających łupkach. To samo dotyczy powierzchni nieciągłości, które opisywaliśmy przedtem i które biegły prostopadle do ścian pionowych odcinków intruzji. Możemy je zatem uważać za rezultat tych samych procesów, które doprowadziły do wytworzenia się oddzielności łupkowej.

Deformacje o których piszemy, są przypuszczalnie nieco późniejsze od zafałdowań żył klastycznych, chociaż oba procesy w pewnym momencie musiały się zacząć zazębiać. Występują one u wszystkich żył piaskowcowych skośnych do uwarstwienia bez względu na stopień sfałdowania.

Jeżelibyśmy przyjęli, że pionowe intruzje miały mniej więcej prostolinijny przebieg, to rozprostowując skręty obecnie silnie sfałdowanych żył powinniśmy otrzymać minimalną wielkość kompakcyjnego zgniecenia osadu ilastego. Poczynione w tym kierunku próby dały dość zgodne wyniki dla różnych żył klastycznych. Minimalna wielkość zmiany miąż-

[1] Deformacje te są analogiczne do wywoływanych w drodze doświadczalnej w obciążanych próbkach spiaszczonych iłów (W. Paulcke 1912 i inni).

szości osadu ilastego bez uwzględnienia poprawek wynikłych ze zmian struktury wewnętrznej żył oraz drobniejszych odkształceń wynosi przeciętnie od 1,6 do 2.

H. D. Hedberg (1936) wyróżnił w procesie diagenezy i grawitacyjnej kompakcji osadu ilastego 4 stadia: 1 stadium reorientacji mechanicznej (*mechanical rearrangement stage*), 2 stadium odwodnienia (*dewatering stage*), 3 stadium mechanicznej deformacji (*mechanical deformation stage*), 4 stadium rekrystalizacji (*recrystallization stage*).

Większość intruzji piaskowych we fliszu powstała najprawdopodobniej w dwu pierwszych stadiach. Według H. D. Hedberga porowatość osadu ilastego pod ciężarem 3000 m własnego nadkładu zmniejsza się do 10%. Możemy z pewnym przybliżeniem przyjąć, że wartość ta odpowiada kompakcji grawitacyjnej łupków menilitowych pod ciężarem serii krośnieńskiej [1].

Przyjmując dwukrotną redukcję miąższości osadu ilastego wyliczoną na podstawie deformacji żył klastycznych dochodzimy do wniosku, że porowatość jego w czasie intruzji piaskowych nie była mniejsza od 55%. Zgodnie z poglądem H. D. Hedberga trzecie stadium diagenezy, to znaczy stadium mechanicznej deformacji zaczyna się wówczas, gdy porowatość osadów ilastych spadnie do 30—35%. Intruzje piaskowe we fliszu powinny zatem powstawać głównie w dwu pierwszych stadiach. Wniosek ten pokrywa się z pewnymi obserwacjami, o których będzie mowa w następnym rozdziale (str. 248). Deformacje w piaskowcach żyłowych przypadają natomiast na II i III stadium diagenezy iłów [2].

## V. WARUNKI I MECHANIZM POWSTAWANIA INTRUZJI PIASKOWYCH W OSADACH FLISZOWYCH

Już przy powierzchownej obserwacji żył klastycznych we fliszu nasuwa się oczywisty wniosek, że materiał intrudowany musiał być nieskonsolidowanym, upłynnionym piaskiem. Potwierdzają to przypuszczenie zmiany kompakcyjno-grawitacyjne na samych żyłach, obecność struktur fluidalnych itp. Intruzje piaskowe zaczęły się zatem w niezdiagenezowanym jeszcze osadzie.

Mechanizm tworzenia się intruzywnych żył klastycznych jest znany w ogólnych zarysach [3]. Polega ona na wyciskaniu upłynnionnych piasków kurzawki przynajmniej w szerszym słowa tego znaczeniu. Nie jesteśmy w stanie udzielić odpowiedzi na pytanie, czy intrudujący piasek miał

---

[1] Łupki fliszowe są dodatkowo sprasowane przez procesy tektoniczne. Ich obecna porowatość jest z tego powodu mniejsza od tej, która wynika z kompakcji grawitacyjnej pod wpływem ciężaru nadkładu.

[2] Nie poruszamy w tym miejscu zagadnienia deformacji tektonicznych w żyłach klastycznych, o których będzie jeszcze mowa w dalszej części tej pracy (str. 252).

[3] Zestawienie literatury na ten temat podają R. R. Shrock, (1948) oraz R. G. Garecki (1956).

konsystencję tiksotropijną[1], chciaż wydaje się, że przynajmniej w pewnej części przypadków tak było istotnie. Przyjmuje się wprawdzie, że własności tiksotropijne związane są z drobnoziarnistym materiałem (muły), ale, jak wiadomo, nawet gruboziarniste piaski mogą nabyć konsystencji tiksotropijnej, jeśli mają w sobie domieszkę tiksotropijnej substancji ilastej (Freundlich i Juliusburger (1935)[2]. Nic zatem nie stoi na przeszkodzie, aby przynajmniej część intrudujących piasków fliszowych traktować jako substancje tiksotropijne, co by ułatwiło wyjaśnienie całego szeregu zjawisk obserwowanych w odsłonięciach z żyłami klastycznymi (por. str. 236). Dotyczy to szczególnie poruszonej w dalszej części kwestii bodźców mechanicznych (str. 249).

Na to, by mogła utworzyć się intruzja piaskowa w złożonym osadzie fliszowym, musiały być spełnione określone warunki. Najważniejsze z nich to:

1) Odpowiednie ciśnienie wywierane na materiał intrudujący.

2) Obecność wody w tym materiale, która powodowała jego upłynnienie.

3) Określona struktura ławic piaskowych wytwarzających żyły.

4) Bodźce mechaniczne wywołujące intruzję.

5) Środowisko intrudowane o odmiennych właściwościach mechanicznych od właściwości masy intrudującej.

Przejdziemy obecnie szczegółowo owe warunki starając się równocześnie na ich tle przedstawić obraz intruzji piaskowej i genezy żył klastycznych w karpackich osadach flisowych.

*Ad 1).* Minimalną wartość ciśnienia hydrostatycznego w upłynniającym się piasku danej ławicy można wyliczyć przez wyznaczenie obciążenia, jakie na daną ławicę wywierał nadkład w momencie intruzji. Do tego celu potrzebna jest znajomość położenia dna morskiego w czasie tej intruzji, co w wielu przypadkach nie jest trudne.

Jeżeli materiał żyły piaskowcowej łączy się z osuwiskiem i rozprasza się w nim w taki sposób, jak to widzimy na przykładzie żyły z Rudawki Rymanowskiej przedstawionej na fig. 1, równoczesność intruzji i osuwiska nie budzi wątpliwości. Ławica osuwiska wyznacza nam w takim przypadku niedwuznacznie położenie dna morskiego w stosunku do ławicy

---

[1] Pod pojęciem tiksotropii rozumie się odwracalną i izotermiczną zmianę konsystencji pod wpływem bodźców mechanicznych. Ilustracją tych właściwości jest znane i cytowane wielokrotnie w literaturze doświadczenie z mieszaniną mułu i wody umieszczoną w probówce. Przy odpowiednim stosunku fazy stałej do wody mieszanina taka przy wolnym odwracaniu probówki nie wylewa się z niej i zachowuje się jak ciało stałe. Pod wpływem jednak nawet lekkiego wstrząsu nabiera właściwości cieczy i natychmiast wylewa się z probówki po przechyleniu. Zagadnieniem tiksotropii w geologii zajmowało się wielu autorów (por. E. Ackermann 1948 i Boswell 1949).

W związku z pojęciem kurzawka należy dodać, że nie jest ono jednoznacznie określone w literaturze. Z. Wiłun (1947) proponuje wyróżnienie kurzawek pylastych i piaszczystych. Ackermann (1948) proponuje zwężenie terminu *Quicksand* do utworów wyłącznie tiksotropijnych, natomiast pozostałe ruchliwe i skłonne do płynięcia piaski określa mianem *Triebsand*. W literaturze polskiej pojęcie kurzawka również nie ma sprecyzowanego znaczenia, Z. Wiłun (1948) wyróżnia kurzawki pylaste i piaszczyste nie podając jednak stosunku tych terminów do zjawisk tiksotropii.

[2] Cyt. wg R. C. Mielenz i M. E. King (1955).

macierzystej żyły [1]. Miąższość warstw między osuwiskiem a ławicą macierzystą żył daje nam minimalną odległość źródła intruzji od dna, która w tym konkretnym przypadku po uwzględnieniu kompakcji wynosiła co najmniej 5 m. Znając przeciętny ciężar właściwy serii skalnej w nadkładzie ławicy wytwarzającej żyłę uzyskujemy minimalną wielkość ciśnienia na tę ławicę. W konkretnym przypadku z fig. 1 ciśnienie to wynosiło 0,6 atm [2]. Aby uzyskać przybliżoną wartość rzeczywistą ciśnienia, należy jeszcze uwzględnić ciężar wody zawartej pierwotnie w tym osadzie i ciężar masy osuwiskowej C. Po uwzględnieniu maksymalnych wartości dla obu tych czynników otrzymujemy wielkość rzędu 1 atm [3]. Żyłę klastyczną z fig. 1 możemy uważać za przeciętną dla intruzji w dolnych łupkach menilitowych, to samo zatem dotyczy przybliżonej wartości ciśnienia.

Jeżeli żyły klastyczne kończą się ślepo (por. fig. 2), rozpiętość pionowa żyły wyznacza minimalną odległość źródła intruzji od dna morskiego. Musimy jednak pamiętać, że dno w takich przypadkach leżało powyżej ślepych zakończeń. Przybliżone, ale hipotetyczne położenie dna moglibyśmy ustalić przyjmując, że najbliższa ślepych zakończeń duża ławica osuwiskowa w danej odkrywce (o ile takowa istnieje) była związana z intruzją np. wspólnym bodźcem mechanicznym (por. str. 249). Odległość źródła intruzji od takiej ławicy wyznaczałaby nam hipotetyczne i minimalne położenie dna morskiego w stosunku do ławicy wytwarzającej żyłę.

Najdłuższe znane nam żyły klastyczne mają kilkunastometrową rozpiętość pionową. Zatem odległości ławic wytwarzających żyły od dna morskiego w basenie fliszowym były rzędu kilkudziesięciu metrów [4].

Wielkości ciśnień były zatem z pewnością różne, ale w większości przypadków wahały się w granicach od ułamka 1 atm do kilku atm. Nieznaczne stosunkowo ciśnienie przy niejednokrotnie intensywnych prze-

---

[1] Należy jednakowoż pamiętać, że dno morskie w momencie przechodzenia osuwiska nie było żadną statyczną powierzchnią. Granica między masą wód a dnem była chwilowo zatarta. Moglibyśmy jedynie umownie przyjąć, że za dno będziemy uważali wtedy np. osad nie objęty ruchem, co w przypadku płytkich i powierzchownych osuwisk jest uzasadnione. Nie odnosi się to do tych ruchów, które objęły pakiet osadów znacznej miąższości i kiedy istnieją podstawy do przypuszczenia, że dane formacje osuwiskowe miały miejsce pod przykryciem znacznej masy osadu. W przypadkach rozpatrywanych w związku z omawianymi żyłami klastycznymi te okoliczności nie odgrywają roli. Osuwisko przedstawione na fig 1 miało bezwątpienia powierzchowny charakter.

[2] Mowa tu o różnicy w ciśnieniu między dnem a ławicą wytwarzającą żyłę. Ciężar słupa wody na przebieg intruzji nie ma wpływu.

[3] Istnieje okoliczność, której pominąć nie można, a która mogłaby wpłynąć na wzrost ciśnienia hydrostatycznego wody w ławicy macierzystej żył. Wzrost mógłby nastąpić gdyby w ławicy piasku wytworzyły się warunki artezyjskie lub zbliżone do artezyjskich. Nie wydaje się jednak, by w płytko zagrzebanych ławicach ten czynnik odgrywał poważniejszą rolę.

[4] W literaturze geologicznej opisywane są przypadki olbrzymich żył piaskowcowych, których rozpiętość pionowa mierzona była w setkach, a nawet w tysiącach metrów (Haff J. C. (1944), Kugler (1938) i inni). W tych przypadkach motorem intruzji bywał zwykle gaz lub wody artezyjskie.

jawach intruzywności świadczyć muszą o dużym upłynnieniu materiału [1].

W odsłonięciach z żyłami klastycznymi obserwujemy, jak wzrastała intruzywność ławicy w miarę przykrywania jej nowymi osadami. Zdarza się bardzo często, że bezpośrednio nad ławicą wytwarzającą żyłę klastyczną znajduje się utwór osuwiskowy przebity przez intruzję, a zatem starszy od niej (por. ławica *A* fig. 1 i fig. 4). Strop ławic macierzystych dla wspomnianych żył jest jednakowoż gładki i nic nie wskazuje na to, aby materiał tych ławic brał jakikolwiek udział w ruchu odbywającym się bezpośrednio powyżej lub był w nim zaangażowany pod postacią intruzji. Najwidoczniej materiał ławic nie był jeszcze w tym czasie skłonny do łatwych upłynnień. Wypływa stąd wniosek, że intruzywność piasków jest ich cechą wtórną nabytą dopiero pod odpowiednim nadkładem. Wiąże się to bez wątpienia ze wzrostem ciśnienia nadkładu, chociaż wielkość takiego ciśnienia nie musiała być duża, oraz być może z wzbogaceniem w wodę (por. warunek 2).

*Ad 2.* Niski współczynnik sztywności piasków intruzywnych wprowadza nas w zagadnienie obecności wody w piasku, która, jak wiadomo, wywołuje w nim skłonność do płynięcia. Większość tej wody pochodzi z przychwycenia w momencie osadzenia się danej ławicy. Jak wiadomo, im szybciej osadza się materiał piaszczysty, tym większa w nim ilość przychwyconej wody (P. H. Kuenen 1953). Zależy to zresztą też od sposobu sedymentacji (por. niżej str. 249). Stąd wypływa zależność intruzywności od struktury ławic, o czym będzie mowa poniżej.

Część wody w ławicach piaskowych wytwarzających żyły może pochodzić z wyciskania jej z łupków. Gromadzi się ona wówczas, jak wiadomo, w ławicach piaskowych. W nawiązaniu do intruzji klastycznych na takie źródło wody wskazał ostatnio Beets (1956).

*Ad 3.* Problem związku żył klastycznych ze strukturą ławic macierzystych nie był, o ile nam wiadomo, poruszany w literaturze geologicznej. Żyły klastyczne we fliszu są w widoczny sposób związane z pewnymi określonymi typami strukturalnymi piaskowców. Nie obserwowaliśmy nigdy np. żył klastycznych odchodzących od ławic o uwarstwieniu przekątnym, laminowanym, falistym, z piaskowców o wyraźnej strukturze frakcjonalnej lub drobno laminowanej. Najczęściej natomiast wytwarzają żyły klastyczne ławice jednorodne, ławice o słabo zarysowej gradacji ziarna lub wyjątkowo niewyraźnie laminowane. Były obserwowane przypadki, w których żyły klastyczne odchodziły od ławic o strukturze osuwiskowej. Innymi słowy ławice macierzyste mają przeważnie struktury nieuporządkowane i odwrotnie w piaskowcach o strukturach uporządkowanych nie obserwowaliśmy z reguły zjawisk intruzywności.

Zagadnienie związku między strukturą piaskowca a żyłami klastycznymi jest problemem złożonym. Musimy bowiem uwzględnić, że każda większa intruzja piaskowa pociąga za sobą poważne zaburzenia i zmiany w pierwotnej strukturze ławicy piaskowej.

---

[1] Nie dotyczy to wyciśnięć, o których była mowa na str. 241 i które nie miały charakteru płynnej intruzji.

Aby odpowiedzieć na poruszone zagadnienie, musimy przedstawić sobie zjawiska intruzji na szerszym tle. W licznych odsłonięciach (tabl. XXV, fig. 1, 2) widzimy, że często w najbliższym sąsiedztwie ławic jednorodnych intrudujących materiał piaskowy znajdują się ławice o podobnej lub tej samej strukturze, często też jednakiej miąższości, które żył klastycznych nie wytwarzają. Wszystkie one mają struktury bądź przekątne (tabl. XXV, fig. 1), bądź laminowane. Żyły przecinają te ławice wzdłuż ostrych granic i nie łączą się z nimi bezpośrednio. Co ważniejsze, wciskając się w nie, często powodują charakterystyczne zaburzenia lamin (fig. 3). Jest oczywiste, że ławice te nie mogły mieć ani konsystencji tiksotropijnej, ani poważniejszych skłonności do upłynnienia, w przeciwnym bowiem razie granice między nimi a żyłami nie byłyby ostre.

Wydaje się, że obecność struktur uporządkowanych mimo wszystko jest czynnikiem nie sprzyjającym upłynnieniu i intruzjom klastycznym. Być może, przyczyna tego leży w tym, że ławice o strukturach uporządkowanych są lepiej „upakowane", mniej porowate i mniej mają wody przychwyconej w momencie osadzania. Być może również, że obecność określonych struktur wpływa na „usztywnienie" ławicy dając jej pewnego rodzaju szkielet konstrukcyjny, aczkolwiek z uwagi na trudność w interpretacji mechanicznych odkształceń i upłynnień w tym typie ławic kwestia ta pozostaje otwarta.

Przypuszczalnie także różnice w składzie mineralogicznym ławic mogą mieć istotny wpływ na zdolność wytwarzania żył. Problem ten wykracza jednak poza ramy niniejszej pracy.

*Ad 4.* Intruzje piaskowe pojawiają się z reguły tam, gdzie w osadach fliszowych notujemy intensywnie rozwinięte zjawiska osuwiskowe. Szereg odsłonięć pozwala, jak wspominaliśmy, na ustalenie równoczesności tych zjawisk (fig. 1). To współwystępowanie nie może być zatem przypadkowe.

Współwystępowanie osuwisk i żył klastycznych wiąże się z interesującym zagadnieniem bodźców mechanicznych przy intruzjach piaskowych [1].

W literaturze geologicznej od dawna przyjmuje się, że intruzje piaskowcowe są związane z wstrząsami sejsmicznymi. Dla wielu autorów rola wstrząsu sejsmicznego ogranicza się jednak wyłącznie do wytworzenia szczeliny, którą następnie wypełnia znajdujący się pod ciśnieniem upłynniony piasek. Kwestia szczelin czy wytwarzania się w niezdiagenezowanym osadzie tendencji do powstawania szczelin (pęknięć), które ulegają natychmiast wypełnieniu przez upłynniony piasek, nie podlega w naszych przypadkach dyskusji. Wydaje się jednak, że zagadnienie roli samego wstrząsu ma tutaj szersze znaczenie.

Osuwisko wywołuje w podłożu oprócz objawów kompakcji również objawy rozciągania. Pod wpływem osuwiska dochodzi do rozrywania ławic, a tym samym do lokalnego zmniejszenia obciążeń w głębiej leżących warstwach. Takie lokalne zmniejszenie obciążenia w danej partii osadu

[1] Jest rzeczą powszechnie wiadomą, że wstrząsy sejsmiczne wywołują na lądzie zarówno osuwiska na większą czy mniejszą skalę, jak również wszelkiego rodzaju wypływy kurzawek itp.

będzie natychmiast torować drogę intruzji, która, jak wspominaliśmy, jest skierowana zawsze ku mniejszemu ciśnieniu. Wymownym przykładem takiego zjawiska jest intruzja piaskowcowa IV na tabl. XXV, fig. 1.

Jeżeli przyjmiemy, że intrudujący materiał piaskowy miał tiksotropijną konsystencję, rola bodźca mechanicznego w procesie intruzji piaskowej jest poważniejsza, niżby to wynikało z dotychczasowych rozważań. Wstrząsy sejsmiczne lub wstrząsy spowodowane przejściem osuwiska powodowałyby w takich przypadkach upłynnienie niektórych ławic piaskowcowych, a tym samym ułatwiałyby proces intruzji.

*Ad 5.* Przejdźmy obecnie do ostatniego z wymienionych warunków, a mianowicie do obecności środowiska intrudowanego o własnościach mechanicznych odmiennych od własności materiału intrudującego. Jeżeli w danej serii fliszowej zarysowuje się decydująca przewaga piaskowców i łupki zajmują ograniczone przestrzenie w pionowych przekrojach, żył klastycznych jest niewiele. Z tych powodów w piaskowcach magurskich, ciężkowickich czy wreszcie w warstwach chochołowskich żyły należą raczej do rzadkości. Mało żył piaskowcowych widzimy również ze zrozumiałych powodów w tych ogniwach stratygraficznych, w których zaznacza się zdecydowana przewaga łupków, a piaskowce nie odgrywają poważniejszej roli. Optymalne warunki dla tworzenia się żył istnieją wówczas, jeśli ławice piaskowcowe o określonych poprzednio strukturach są przegradzane kilkumetrowymi pakietami łupkowymi.

Omówiliśmy szczegółowo warunki, w jakich dochodziło do intruzji piaskowcowych, oraz szereg zjawisk im towarzyszących. Intruzja następowała w miejscu predysponowanym bądź przez lokalne zmniejszenie obciążenia, przez zarysowujące się pęknięcia, tendencję do rozciągania lub ogólnie przez taki układ sił mechanicznych w danym miejscu, który ułatwiał intruzję piaskowcową.

Materiał piaszczysty pod wieloma względami zachowywał się tak jak intrudująca magma. Odgrywał on w tym procesie zarówno czynną jak i bierną rolę. Wyciskany w jednym rejonie pod wpływem czynników zewnętrznych oddziaływał w innych rejonach jako aktywny czynnik deformujący i zaburzający istniejący porządek przestrzenny. Znane są deformacje uwarstwienia w ławicach, przez które przebijała się intruzja piaskowa, znane są również przykłady odgięć ławic ku górze pod wpływem intruzji (fig. 4), których nie da się wyjaśnić późniejszą grawitacyjną kompakcją.

Jeżeli intruzja natrafiła po drodze na ławicę upłynnioną o konsystencji podobnej, następowało zlanie się intruzywnego piasku z ławicą. Piaskowiec żyłowy łączy się w takich przypadkach w sposób ciągły z ławicą bez widocznych granic (fig. 4). W ten sposób wytworzyły się ławice sprzężone ze sobą za pośrednictwem żył klastycznych.

Intruzja, która wylewając się na powierzchnię dna natrafia na będące w ruchu osuwisko, może zachowywać się dwojako. Albo rozprasza się w osuwisku i żyła zatraca swoją indywidualność, albo też intruzja dochodzi do spągowych partii osuwiska i rozlewa się w postaci pokładowej żyły klastycznej (fałszywej ławicy), która niejako podściela osuwisko. Ten ostatni przypadek występuje przypuszczalnie wówczas, gdy

w spągowej partii osuwiska następują zluźnienia i poślizgi całych większych pakietów i ławic. Wzdłuż wytworzonych w ten sposób powierzchni odkłuć wciska się intrudujący materiał klastyczny.

Zatrzymamy się jeszcze nad zagadnieniem, jak długo w ławicach piaskowych we fliszu utrzymuje się zdolność do tworzenia się żył klastycznych. Kres zwyczajnej intruzywności piaszczystej wyznacza bezwątpienia pełna cementacja piaskowca. Istnieją jednak dane po temu, aby przyjąć, że taka cementacja nastąpiła w wielu piaskach fliszowych bardzo późno. Być może miało to dopiero miejsce podczas orogenezy, która doprowadziła do ogrzania się warstw fliszowych i wytrącenia się węglanu wapnia. Można w tym miejscu przypomnieć niezbyt rozpowszechniony wśród geologów pogląd Tornquista (1908), według którego osady geosynklinalne zachowały swoją pierwotną plastyczność do momentu orogenezy. Dowodem, który wskazuje nam na nadzwyczaj późną cementację wielu piaskowców fliszowych, jest uderzające ubóstwo otoczaków tych piaskowców w warstwach fliszowych przy równoczesnym masowym występowaniu okruchów łupkowych. Przykładem mogą być np. warstwy krośnieńskie. Tworzywo tych warstw pochodziło z erozji wynurzających się w obrębie geosynkliny wałów przykrytych lub zbudowanych ze starszych osadów fliszowych. W dolnych warstwach krośnieńskich masowo występują okruchy łupków menilitowych, nie ma w nich natomiast otoczaków piaskowców menilitowych, kliwskich itp.

Pomimo to, że materiał ławic piaskowych we fliszu pozostawał przez długi okres czasu nie scementowany, skłonność do intruzywności musiała w nim maleć. Być może, że wiąże się to z połowiczną cementacją, tzn. że w piaskach ziarna z łatwością ulegały przesunięciu [1], nie mogły zatem tworzyć otoczaków, ale równocześnie piaski te utraciły luźną konsystencję.

Istnieją wśród osadów fliszowych żyły klastyczne o dość prostolinijnym biegu. Przypominają one swoim wyglądem dajki klastyczne w ścisłym słowa tego znaczeniu i wykazują mniejszy stopień zaburzeń diagenetycznych od najczęściej spotykanych żył. Przypuszczalnie powstały one później niż nieregularne i silnie poskręcane żyły. Proste dajki piaskowcowe są jednak o wiele rzadsze od żył i są od nich mniejsze. Wskazywałoby to na wspomniane już zamieranie intruzywności piaskowej ławic po osiągnięciu optymalnego nadkładu.

Problem zamierania intruzywności możemy na razie traktować jako oparty na niekompletnej statystyce, ponieważ obserwacje są jeszcze niewystarczające. Odpowiednio silny bodziec mechaniczny może teoretycznie pobudzić nawet piaski przykryte dużym nadkładem i negatywny wynik dotychczasowych obserwacji nie pozwala wykluczyć możliwości odnalezienia wielkich kilkusetmetrowych intruzji piaskowych we fliszu, jakie, jak wiemy, znane są z innych rejonów (por. str. 247) [2].

---

[1] To znaczy umożliwiające łatwe intergranularne deformacje, co nie jest równoznaczne z właściwym znaczeniem pojęcia plastyczności. M. Smoluchowski (1908) określa ten stan jako quasi-plastyczny, E. Ryer (1888) ujmuje go mianem Pastosität.

[2] Kres intruzywności w takim ujęciu kładzie zupełna cementacja i pojawienie się spoiwa wapiennego w piaskowcach. Piaskowce są wówczas mniej plastyczne niż łupki i stąd w zjawiskach tektonicznych widzimy powszechnie odwrotne procesy, a mianowicie intruzje łupków w szczeliny w piaskowcach.

## VI. ZMIANY STRUKTURALNE W ŁAWICACH WYTWARZAJĄCYCH ŻYŁY KLASTYCZNE

Intruzje piaskowe musiały pociągnąć za sobą zaburzenie pierwotnej struktury i zjawiska wgłębnej redepozycji. W ławicach, które mimo intruzji nie wykazują poważniejszych zmian miąższości, musimy przyjąć szybką regenerację ubytku, a zatem dopływ materiału nawet z oddalonych rejonów danej ławicy. Zaburzenia i zmiany strukturalne objęły przy intruzjach nie tylko struktury wewnętrzne, ale i hieroglify na powierzchniach ławic.

Ławice wytwarzające żyły mają, jak wspominaliśmy, strukturę najczęściej nieuporządkowaną. Fluidalnej struktury jak dotąd nie udało się nam stwierdzić; być może, winna temu jest zbyt mała ilość szlifów. Struktury te są oczywiście wtórne.

Niekiedy intruzje powodują prócz zmian strukturalnych poważne redukcje miąższości (np. ławica *C* z tabl. XXV, fig. 2) przy zachowaniu dotychczasowych kształtów. W krańcowych przypadkach prowadzi to do zupełnego wyciśnięcia ławic lub pozostawienia luźnych fragmentów na miejscu ciągłych poprzednio ławic piaskowych.

## VII. ZNACZENIE ŻYŁ KLASTYCZNYCH DLA NIEKTÓRYCH PROBLEMÓW GEOLOGICZNYCH W KARPATACH FLISZOWYCH

Podane przez nas przykłady żył klastycznych z okolic Rudawki Rymanowskiej wykazują znamienne zaburzenia związane z poziomymi przesunięciami w obrębie łupków (np. por. fig. 2). Tego rodzaju poziome odkłucia w łupkach mogą z łatwością uchodzić uwagi. Żyły klastyczne są w tym przypadku tym wskaźnikiem, który ułatwia ich rozpoznanie w terenie.

Z uwagi na litologiczną analogię żył z normalnymi piaskowcami może w słabo odkrytym terenie dojść do błędnej oceny lokalnej tektoniki, jeśli żyła piaskowcowa zostanie omyłkowo wzięta za zwyczajną ławicę. Dotyczy to szczególnie otworów wierniczych.

Jenkins (1925) przypisuje między innymi pewną rolę żyłom w procesie migracji bituminów. Z uwagi na stosunkowo nieznaczną rozpiętość pionową karpackich żył (do tej pory znanych) rola ta jest prawdopodobnie ograniczona.

Kraków 29 XI 1956

*Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna Polskiej Akademii Nauk w Krakowie.*

*Zakład Geologii Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie*

## WYKAZ LITERATURY

## REFERENCES


1. Ackermann E. (1948), Thixotropie und Fliesseigenschaften feinkörniger Böden. *Geolog. Rundschau* 36.
2. Anderson I. L. (1944), Clastic dikes of the Chira and Verdun formations, NW Peru. *Jour. of Geology* 52.
3. Andree K. (1911), Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehung zur Sedimentbildung und Sedimentpetrografie. *Geol. Rundschau* 11.
4. Baldry R. A. (1938), Slip-planes and Breccia Zones in the Tertiary Rocks of Peru. *Quarterly Jour. Geol. Soc.* London 94.
5. Beets C. (1954), Sand dykes in the Miocen of ASL oilfield, Western Sinai, Egypt. *Geologie en Mijnbouw* 16.
6. Birman J. H. (1952), Pleistocen clastic dikes in weathered granitgneiss, Rhode Island. *Am. Jour. Sci.* 250.
7. Boswell P. G. H. (1949), Thixotropic and allied phenomena in geological deposits. Proc. Liverpool Geol. Soc., v. XX.
8. Brown Ch. B. (1938), On the theory of gravitational sliding applied to the tertiary of Ancon, Equador. *Quarterly Jour. Geol. Soc.* London 94.
9. Carp H. (1956), Über Schwimmsand und Fliess. *N. Jb. f. Geol. u. Paleontologie,* Monatshefte 3.
10. Diller J. S. (1889), Sandstone dikes, *Bull. Geol. Soc. of Am.,* v. 1.
11. Dżułyński 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.
12. Dżułyński St., Radomski A., A. Ślączka (1956), Utwory wirowe w łupkach fliszowych Karpat (Sandstone whirl-balls in the silts of the Carpathian Flysch). *Rocznik Pol. Tow. Geol.* 26.
13. Fairbridge Rh. W. (1946), Submarine Slumping and location of oil bodies. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.* 30.
14. Fragestrom J. A. (1955), Unusual dessication cracks in the Benwood Limestone of eastern Ohio. *Bull. Geol. Soc. of America* 66.
15. Gareckij R. G. (1956), Kłasticzeskije dajki. *Izw. Ak. Nauk. SSSR,* ser. geolog. 3.
16. Haff J. C. (1944), Petrology of two clastic dikes from the Placerville district, Colorado. *Am. Jour. Sci* 242.
17. Hay R. (1892), Sandstones dikes in NW Nebraska. *Bull. Geol. Soc. of America* 3.
18. Hedberg H. D. (1936), Gravitational compaction of clays and shales. *Am. Jour. Sci.* 31.
19. Jenkins O. P. (1925), Clastic dikes of eastern Washington and their geologic significance. *Am. Jour. Sci.* 10.
20. Jenkins O. P. (1930), Sandstone dikes as conduits for oil migration trough shales. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.* 14.
21. Kendall P. F., Wroot H. E. (1924), Geology of Yorkshire. London.
22. Koszeczkin B. I. (1955), K woprosu o genezisie litificirowanych otłożenij dna sewiernowo Kaspia. *Dokł. Ak. Nauk SSSR* 6.
23. Książkiewicz M. (1948), Przekątne uwarstwienie niektórych skał fliszowych (Current bedding in the Carpathian Flysch) *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 17.
24. Książkiewicz M. (1952), Uwarstwienie frakcjonalne i laminowane we fliszu karpackim. (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch) *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 22.
25. Kuenen Ph. H. (1938), Observations and experiments on Ptygmatic Folds. *Bull. Com. Geol. de Finlande.*
26. Kuenen Ph. H. (1953), Graded bedding, with observations on lover paleozoic rocks of Britain. *Verh. Kon. Nederlandse Ak. Wettensch. afd. Nat.* 20.
27. Lahee F. H. (1941), Field Geology. New York.
28. Lawler T.B. (1923), On the occurence of sandstone dikes an chalcedony veins in the White River Oligocene. *Am. Jour. Sci.* 5.
29. Lachowicz W. W. (1953), O gieniezisie piasecznych dajk tufogiennoj tołszczi tunguskoj serii. *Dokł. Ak. Nauk SSSR* 90.

30. Lukniš M. (1951), Sosunowé územie na lávom brehu Vahu medzi Hlohovcom a Sintavou. *Zémepisny Sbornik Ak. Vied a Umeni ČSR* 3.
31. Mielenz R. C. and King M. E. (1955), Physical-chemical properties and engineering performance of clays. *Dep. of Nat. Resources Div. of Mines Bull.* 169 San Francisco.
32. Pavlow A. P. (1896), On dikes of oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district Altair in Russia. *Geol. Mag.*, VIII.
33. Paulcke W. (1912), Das Experiment in der Geologie.
34. Pruvost P. (1943), Filons clastiques. *Bull. Soc. Geol. France* 13.
35. Reyer E. (1888), Theoretische Geologie, Stuttgart.
36. Schrock R. R. (1948), Sequence in layered rocks. New York.
37. Slobodkin D. S. (1955), Swojstwa pływunow i wybor sposoba prochodki stwołow szacht. Moskwa.
38. Walton M. S. & O'Sulivan R. B. (1950), The intrusive mechanics of clastic dike. *Am. Jour. Sci.* 248.
39. Wassojewicz N. B. (1953), O niekotorych flyszewych teksturach. *Trudy Lwowskowo Geol. Obszcz.* 3.
40. Wiłun Z. (1947), Gruntoznawstwo drogowe, Warszawa.

## SUMMARY

**Abstract.** This paper deals with the clastic dikes occurring in the Eocene strata of the Carpathian Flysch. The dikes are explained by intrusions of quicksand into the overlying sediments. These intrusions followed the submarine slumps and turbidity currents. Some outcrops showing the dikes and associated phenomena are discussed in detail.

Clastic dikes occur in various strata of the Carpathian Flysch, but attain their greatest development in the Eocene beds of the Podhale Flysch and in the Lower Menilite beds in the Middle Carpathians.

The evidence presented below, regarding these dikes is based upon the outcrops which show the source beds of clastic intrusions. The description of the outcrops will be followed by the discussion of the origin of these dikes.

## CLASTIC DIKES OF THE PODHALE FLYSCH EXPOSED IN THE VICINITY OF ŁAPSZE WYŻNIE

An outcrop with small clastic dikes is shown in Pl. XXV, fig. 1. The source bed *A* of these dikes is a coarse-grained sandstone containing numerous small pebbles ranging up to 1 cm. in diameter. The dark cement of the layer *A* consists mostly of calcite, clayey substance and some secondary pyrite. The pebbles and quartz grains show generally a random orientation. The bed in question ranges in thickness from 3 cm to 35 cm.

The layers *B* and *C* are fine-grained sandstone with current and current-ripple bedding and slight compactional „boudinage". In the western part of the outcrop these layers are disrupted and pulled apart.

The layer *D* is similar in its composition and structure to the bed *A*. It also is the source bed of some small clastic dikes (injected downwards) exposed outside the area shown by Pl. XXV fig. 1. The layer in question displays slump structure and pull-aparts.

The thick-bedded, fine-grained sandstone *E* exposed in the upper part of the outcrop shows convolute bedding. It overlies an intraformational breccia involved in a submarine slump.

Numerous clastic dikes (I, II, III e.t.c.) raising from the source bed *A* narrow upwards. They are all sheet-like and intensively folded. The folding of the dikes is probably due to the compaction of sediments.

The walls of dikes discordant with the bedding display numerous wrinkles and small displacements along the cleavage planes.

The surface of the outcrop crosses the dikes I, IV and V perpendicularly to their walls. The remaining dikes are cut obliquely by this surface and therefore the outlines shown by Pl. XXV fig. 1 do not represent their transverse sections.

The most interesting dikes are those indicated by numbers IV and V. The first intrudes into shales directly below the pull-apart structure displayed by the sandstone layers *C* and *D*. The edges of the disrupted layers are somewhat bent upward which appears to be due to the pressure of the mud squeezed out by the intruding sand.

Dike *V* after having crossed the sandstone bed *B* runs parallel to the bedding plane. Pl. XXV, (fig. 1 — $V_3$). This clastic sill lies just below the slide and may be followed over the whole length of the exposed rocks for a distance of many meters. Were it not for the continuous connection with $V_2$ it would not be easily distinguished from normal sandstone layer.

The dikes of the kind discussed are associated with the submarine slump. Dike V was probably injected along the slip plane of this slump.

## CLASTIC DIKES OF THE LOWER MENILITE BEDS IN THE VICINITY OF RUDAWKA RYMANOWSKA SOUTH-EAST OF KROSNO

The whole area occupied by the Lower Menilite beds in the vicinity of Rudawka Rymanowska is everywhere traversed by numerous small and large dikes. The dike system to be briefly discussed below, is comprised in two large outcrops located in the cliffs along the Wisłok river.

The dikes exposed in the first of the mentioned outcrops are shown in fig. 1, 2 and 3 and in photographs (Pl. XX, fig. 1, pl. XXI, fig. 2).

One of the most interesting dikes is that of fig. 1 (see also phot. Pl. XX, fig. 1). It rises from a fine-grained sandstone *A* devoid of grading and lamination. The lower and upper surfaces of this sandstone layer are smoothened and sharply refined. There are no hieroglyphs on the bottom of this bed. The layer in question is moreover remarkably constant in thickness and other lithological properties over the whole length of the outcrop.

The clastic dikes shown by fig. 1 cuts the shales of more than 2 m thickness and crosses the fine-laminated sandstone bed *B* which shows current marks and groove casts on its bottom.

The dike penetrates then into the submarine slump *C* and *D*. The lower part of this slump *C* consists of well cemented fine-grained sand-

stone with an uneven and rather contorted bottom. Outlines of large and small fragments of disrupted sand layers are clearly visible. (*a* and *b* on the fig. 1).

The upper part of this slump consists mostly of friable silt with imbedded sandstone-balls and isolated sheets of sand layers torn loose (*c* on the fig. 1).

The most outstanding feature of the clastic dike in question is that the intruding sand is mingled with the silt in such a way that the simultaneousness of the intrusion of quicksand and of the slide movement cannot be doubted.

The dike cuts the lower part of the slide along the well defined surfaces but it has no more marginal surfaces when entering the silt. The continuation of the dike is however distinctly marked by an unusual increase of sand in the silt layer. This sand forms a peculiar fan-like cluster deviated southwards, i.e. in the direction of the slide movement. In this direction sand-grains grow more and more dispersed in the silt but at the opposite terminals of the fan-like sand cluster the change from the sandy mass into the enclosing silt is more abrupt.

There is evidence of faulting within the dike itself along the fault planes shown in fig. 1 (lines *X*, *Y* and *Z*).

Another faulted dike from the same outcrop is shown in fig. 2. The dike is displaced by numerous small faults along the bedding planes. It is possible that the sandstone layer *A* exposed just beneath the dike was its source bed. It must be noted however that no connection has been found between this layer and the dike.

Particular attention should be drawn to the group of clastic dikes shown in the Pl. XXI, fig. 2 and text fig. 3. The main dike is a lenticular body with multiple irregular branches raising in the upper part of it. There is a direct and continuous connection between this lenticular dike and the layer *c* which may be considered to be a sandstone bed at least in its southern end $c_1$. The segment *c* is slightly oblique to bedding planes in shales and shows the affinity to the dikes.

Near the south end of $c_1$ there are small isolated bodies of sandstone which lie on the same level with the bed $c_1$. In cross-section they show peculiar shapes. The bodies in question are somehat drop-like pointing with their rounded and thickened terminals towards the dike. These structure are neither slump-balls nor fragments of a sand layer disrupted by submarine slide. The evidence seems to indicate that they were formed in response to squeezing out of previously existing sand layer. The bodies of the kind discussed should be considered as residues of the obliterated layer which lost most of its material on account of the dike.

At the south end of the exposed Lower Menilite beds in the vicinity of Rudawka Rymanowska there is another group of clastis dikes. Some of them will be discussed below. The dike system to be briefly described is comprised in one large outcrop along the right bank of the Wisłok river.

Dike I represented on fig. 4 is the most western of the group exposed. It rises from a homogenous fine-grained sandstone *B*.

It is of interest to note that the dike discussed joins the above lying bed *E* in such a way that there is no boundary between the material of the dike and that of the bed. There is also no difference in composition and grain-size between the layer *A*, the dike and the bed *E*. The latter shows no grading and lamination at least near the juncture. The bottom of this layer is also free of hieroglyphs and smoothened. The hieroglyphs (current marks and groove casts) appear however at a distance of several meters from the dike.

The dike III shown on fig. 4 rises from an unexposed bed and terminates just beneath the pulled apart and thinned out layers *C* and *D*. The pull-apart structure and changes in thickness of the layers *C* and *D* were caused by a tension involved by the slumping of *E*.

The last group of dikes to be discussed is that of Pl. XXV, fig. 2. These dikes belong to the same outcrop as previously described but the exposed sandstone layers should not be identified with those of the fig. 4.

The layer *B* is a fine-grained sandstone without any arranged structure. It is the source bed of some small clastic dikes *b*, $b_1$ and $b_2$.

The above lying sandstone bed (C) displays some interesting features which will be briefly described. On the eastern side of the outcrop the thickness of the bed in question is ca. 20 cm. Its bottom displays some poorly developed inorganic hieroglyphs of deltoidal shape which should be considered as secondary flow casts. In this part of the outcrop the bed *C* shows poorly developed rude lamination.

Near the dike V the thickness of the bed discussed decreases rapidly to 8 cm. It thins continously from there to the west as indicated by Pl. XXV, fig. 2 and passes finally into a folded dike. The bed *C* does not continue farther beyond this dike and there is only a streak of silt which can be traced in shales.

Several dikes raising from the bed *C* join the subsequent sandstone layer *D* which is very similar in composition and structure to the first one, i. e. it shows no arranged structure and no hieroglyphs on the bottom. The latter is also the source bed of a number of dikes which penetrate into the overlying fine-grained and laminated sandstone *E*, silts with slump-balls *F* and shales.

The bed *D* shows an irregular top surface. Many small sills which rise from the top-surface often join their source bed again in another place (*Ib* on the Pl. XXV, fig 2).

On the eastern side of the area a distinct change occurs in the structure and composition of the beds *D*, *E* and *F*. The silt layer with slump-balls *F* passes gradually into a compact fine-grained sandstone. The bed *E* is washed out and the place previously occupied by it is filled by the sandstone *F*. The sandstone bed *D* is divided into two layers separated by a thin film of shales. The overlying branch $D_1$ passes gradually into the silt with embedded slump-balls. These balls lie on the mud buried surface of erosional unconformity in the midst of shales, dipping southeast.

The lower branch $D_2$ joins without interruption dike V. It is hard to distinguish between the dike and sandstone layer. It must be noted

that this lower branch shows no arranged structure and that its bottom surface is free of hieroglyphs.

The complication discussed may be attributed to multiple scour-and--fill due to the slumps and turbidity currents.

The most easterly dike V narrows downwards. It is difficult to determine whether it was intruded upwards from an unexposed source or downwards from the layer *F* although this latter possibility seems less probable.

## LITHOLOGIC DESCRIPTION OF DIKES

The clastic dikes in the Carpathian Flysch represent compact and strongly cemented sandstones. They commonly show more calcite cement then their source beds. This cement covers often 60% of the total area of the thin slides.

The dikes are either coarse-grained or fine-grained. The latter texture is more commonly encountered. The dikes from the Menilite beds consist of quartz-grains ranging from 0,04 mm. to 0,14 mm. The mean diameter is 0,09 mm. Those from the Podhale Flysch are often coarse--grained. The mean diameter of grains in the dikes described from the vicinity of Łapsze Wyżnie is 0,25 mm.

Fragments of shales are often included in the dikes. They were torn loose from the walls and carried up by moving sand. There is also some content of dispersed clayey substance.

Most dikes show a random orientation of particles but some of them display also fluidal structures.

## THE ORIGIN OF CLASTIC DIKES IN THE CARPATHIAN FLYSCH

From the above description it becomes evident that the dikes of the Carpathian Flysch do not result from the entrance of sand into the cracks or fissures open to the bottom. They were formed by substratal intrusions of quicksand [1].

The clastic material was squeezed upwards at the points of minimum resistance. In some cases however the points of minimum resistance have been lying beneath the source bed and the intrusion was directed downwards. It should be noted that such circumstances were rather exceptional.

The chief force involved in the formation of clastic dikes was probabely the downward pressure of the load of the overlying strata.

Most clastic dikes in the Carpathian Flysch are associated with the submarine slumps. It was pointed out by many authors that the slides involve a local tension in the subjacent strata which favours the quick-

---

[1] The references are discussed in the Polish text.

sand injections (Brown Ch. B. (1938), Anderson I. L. (1944), Fairbridge R. W. (1946) and others). This seems to be clearly demonstrated by the occurences of the dikes penetrating towards the beds pulled apart or thinned out. The slide movement involves also some fracturing which may be followed by quicksand intrusions.

Most of the dikes show variable strikes and a quite random orientation against the main trend of the slide movements. Some of them are diagonal to the bottom surface and dip in the direction of slide movement. They are like tension fractures due to a couple caused by friction of sliding masses. It is of interest to note that such dikes have been nourished from the side of the acute angle between the dike and the top-surface of the source bed. This is clearly demonstrated e. g. by the dikes I and V shown on Pl. XXV, fig. 1 (see also Pl. XXI, fig. 1, tabl. XXII, fig 1).

In the area of the cross section of Hamry (Pl. XXV, fig. 2) the slides and turbidity currents come from the west. Some tension fractures (or surfaces of tension) might result owing to the couple involved, beeing at the same time filled with the quicksand. The squeezing out of this quicksand, followed the sliding masses successively eastwards. This may account for the direction of the inflow of quicksand into the dikes discussed.

It is well known that earthquakes play an important role in the formation of clastic dikes. They produce fractures and trigger of slides. Earthquakes must account for many clastic dikes in the Carpathian Flysch.

The shocks involved by earthquakes diminish moreover the shear resistance of thixotropic sands. There are several reasons to assume that many of the source beds of the clastic dikes displayed for some time thixotropic consistency.

The fine-grained sands deposited during the sedimentation of the Menilite beds contained sufficient clayey substance, a large volume of liquid phase and electrolytes (NaCl) which caused an increase in thixotropy [1].

The source beds of clastic dikes from the Menilite beds must have been in a highly mobile condition. Many of them show a remarkable constancy in thickness despite large quantities of ejected sands. In the course of intrusions the top of the source beds settled uniformly over large areas (see Pl. XXV, fig. 2 the source bed C) which suggests fluidal consistency.

During continued sedimentation the mobility of some buried sand layers increased to attain maximum probably at the depth of several to twenty meters below the bottom surface [2]. This can be assigned not only to the increase of load but also to the increase of water in the burried sand layer. (C. Beets 1954). During the earlier stages of the settling of clay large quantities of water must be expelled (dewatering stage — H. D. Hedberg 1936). This water tends to accumulate in sands. There

---

[1] References to the discussed problem are given in the Polish text.

[2] Just above many of the source beds lie slide deposits, slump balls etc. which are cut by dikes and therefore must be older (fig. 1). There is however no evidence of dike activity contemporaneous with these slides.

are serious reasons to believe that the quicksands were squeezed out during the second stage of diagenesis of muds, i. e. the dewatering stage.

In many cases the depth of the source of a dike, i. e. the distance between the source bed and the bottom of the sea can be quite accurately established.

The source bed *A* shown by fig. 1 and Pl. XX, fig. 1. lies ca. 2 m below the slide which indicates the position of the bottom during the intrusion of sand [1]. The minimum reduction of volume consequent upon the compression may be approximately evaluated at c. a. 50%. In fact it was probably more than 50%. Therefore the original distance between the bottom and the source bed was at least 4 — 6 m. This is probably the mean depth of the most source beds of the dikes in the Carpathian Flysch. It should be noted however that some dikes display the vertical range of 11 to 20 meters. In these cases the source beds have been situated at lower levels. The available evidence indicates that most of the dikes in the Carpathian Flysch raised from a depth of several to 30 m below the original bottom level.

The confining pressure for particular source beds can be approximately established. In most cases it does not exceed 1 atm. The difference between the hydrostatic pressure of water held in the source beds and that on the bottom was comparatively small. The shallow position of these source beds excludes also the artesian pressure.

The above evidence indicates that the sands were sufficiently mobile to react to a comparatively low pressures.

## THE STRUCTURES OF THE SOURCE BEDS

The present source beds of dikes show no grading and bedding. Their bottom and top surfaces are smoothened and devoid of hieroglyphs.

The present unarranged structure displayed by the source beds of dikes is of secondary origin. Their original structure has been obliterated during the dike intrusions. It may be however preserved at some distance from the dikes.

Hitherto known primary structures are limited either to unarranged structures or poorly grading and very rude lamination. It is suggested that the above mentioned structures involved most favourable conditions for the development of quicksand consistency. The sand-layers displaying such structures commonly consist of loosely packed grains. Moreover they contain large quantities of water entraped during the rapid sedimentation. It has been pointed out by Ph. Kuenen (1953) that sandy deposits formed by turbidity currents are often in a highly mobile condition like quicksand.

---

[1] It should be noted however that during the slide there was no sharply defined bottom surface.

It is rather doubtful whether the well sorted sand layers showing fine lamination or current and current-ripple bedding could involve a favourable condition for quicksand intrusions under low pressures. They often are to be found in a position which should be rather favourable for such phenomena, nevertheless they never displayed quicksand intrusions nor are mingled with sands intruding from somewhere else.

## COMPACTIONAL CHANGES OBSERVED IN THE CLASTIC DIKES OF THE CARPATHIAN FLYSCH

The dikes in question are often intensively folded. The axes of these folds lie in the planes of bedding cleavages of the shales. The folds discussed never display fractures or slickensides. The dikes when soft and unconsolidated and previous to bedding cleavage of the shales have undergone folding.

The most intense folding has been found in the dikes which are perpendiculary to the bedding planes, those which are diagonal to the bedding are much less disturbed and the clastic sills display on their walls neither folding nor compactional wrinkles.

The present writers suggests that the compaction of clayey deposits accounts for most of this folding. However the sinuous course of the dikes may be to some degree also a primary feature since the dikes penetrate into the unconsolidated medium.

The walls of dikes are covered by numerous wrinkles (fig. 7. Pl. XXIV, fig. 1, 2). Diagonal dikes display asymmetric wrinkles with thrust margins. These margins are formed by intersection of S-shaped surfaces of the bedding cleavage and the walls of the dikes (fig. 7). There is also some reorientation of elongated grains parallel to the surface of the bedding cleavage.

The wrinkles in question are undoubtedly of compactional origin. they indicate that all the dikes found hitherto in the Carpathian Flysch are older than the bedding cleavage in the shales.

The artificial ptygmatic folds produced in the experiments performed by Ph. H. Kuenen (1938) provide a good example of mechanism involved in the formation of folds in clastic dikes.

## SMALL DIKES FORMED BY FILLING OF FISSURES

On the lower surfaces of some sandstone layers in the Carpathian Flysch occur small ridges which bear striking resemblance to the filling of mud-cracks. The ridges are arranged either into a polygonal pattern or run parallel to each other. Some of them are quite irregularly distributed over the undersurface of the sandstone beds (Pl. XXIII, fig. 2).

The ridges discussed did not results from filling of fissures open to the bottom surface but were formed under the cover of a just deposited sand layer.

In many cases the sand entered into the fissures under its own weight, in other cases under the load of slides layers (fig. 6). In the first case the fissures might result from earthquakes, in the second from a tension caused by the sliding packed of sediments.

The difference between these small clastic dikes and those which were previously discussed lies also in the consistency of the filling sand. The filling material was probably only in a hydroplastic consistency judging from the preserved hieroglyphs on the bottom of the beds with the dikes in question.

*The Geological Laboratory of the*
*Polish Academy of Science in Cracow*
*Department of Geology of the*
*Jagellonian University in Cracow*

## OBJAŚNIENIA TABLIC XIX — XXV
## EXPLANATION OF PLATES XIX — XXV

### Tablica XIX
### Plate XIX

Fig. 1. Żyła klastyczna w łupkach fliszu podhalańskiego. Kacwińska rzeka, na południe od Niedzicy
Fig. 1. Clastic dike exposed near Niedzica, Podhale Flysch
Fig. 2. Fragment żyły piaskowcowej w dolnych łupkach menilitowych. Hamry koło Rudawki Rymanowskiej
Fig. 2. Sandstone dike raising from a layer of a fine-grained sandstone. Lower Menilite beds, Hamry near Rudawka Rymanowska

### Tablica XX
### Plate XX

Fig. 1. Żyła piaskowcowa, której materiał łączy się i miesza z utworami osuwiskowymi. Rudawka Rymanowska, dolne łupki menilitowe
Fig. 1. Clastic dike from the Lower Menilite beds in Rudawka Rymanowska. In the upper part the intruding sand mixes with the slump sediments (d)
Fig. 2. Żyła piaskowcowa. Fragment odkrywki w Hamrach, przedstawionej na fig. 2 Tabl. XXV, dolne łupki menilitowe
Fig. 2. Clastic dike from the Lower Menilite beds, Hamry near Rudawka Rymanowska. A fragment of the outcrop shown on the fig. 2 Pl. XXV, the dike VI

### Tablica XXI
### Plate XXI

Fig. 1. Fragment odkrywki w Hamrach przedstawionej na fig 2 Tabl. XXV, dolne łupki menilitowe
Fig. 1. A part of the outcrop shown on the fig. 2 Pl. XXV. Lower Menilite beds, Hamry near Rudawka Rymanowska
Fig. 2. Wyciśnięta ławica piaskowcowa i intruzja piaskowa. Rudawka Rymanowska, dolne łupki menilitowe
Fig. 2. One of the dikes exposed in Rudawka Rymanowska. Lower Menilite beds

### Tablica XXII
### Plate XXII

Fig. 1. Ławica piaskowcowa przechodząca w żyłę. Fragment odsłonięcia w Hamrach przedstawionego na fig. 2 Tabl. XXV, dolne łupki menilitowe
Fig. 1. A part of the outcrop shown by the fig. 2 Pl. XXV, Hamry near Rudawka Rymanowska
Fig. 2. Żyła piaskowca wciskająca się pomiędzy brzegi rozerwanej osuwiskiem ławicy. Łapsze, flisz podhalański
Fig. 2. Sandstone dike penetrating between the sides off a bed torn apart by a slump. Łapsze, Podhale Flysch

Tablica XXIII
Plate XXIII

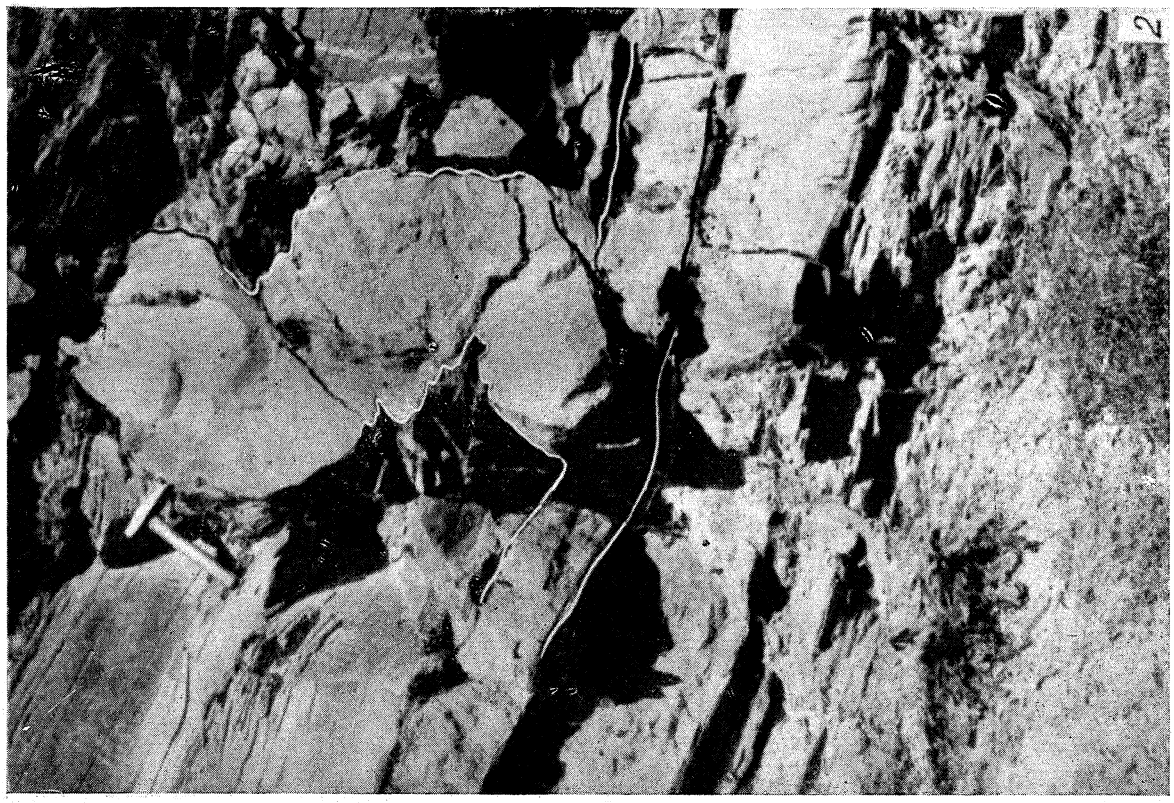
Fig. 1. Drobna żyła klastyczna intrudująca w łupki. Hamry koło Rudawki Rymanowskiej, dolne łupki menilitowe
Fig. 1. Fine clastic dike intruding into shales. Hamry near Rudawka Rymanowska. Lower Menilite beds
Fig. 2. Drobne wyciśnięcia o charakterze żył piaskowcowych na powierzchni spągowej ławicy piaskowca. Tylawa, warstwy dolno krośnieńskie
Fig. 2. Ridges displayed on the lover surfaces of sandstone owing their origin to the filling of small tension fissures. Tylawa, Krosno beds

Tablica XXIV
Plate XXIV

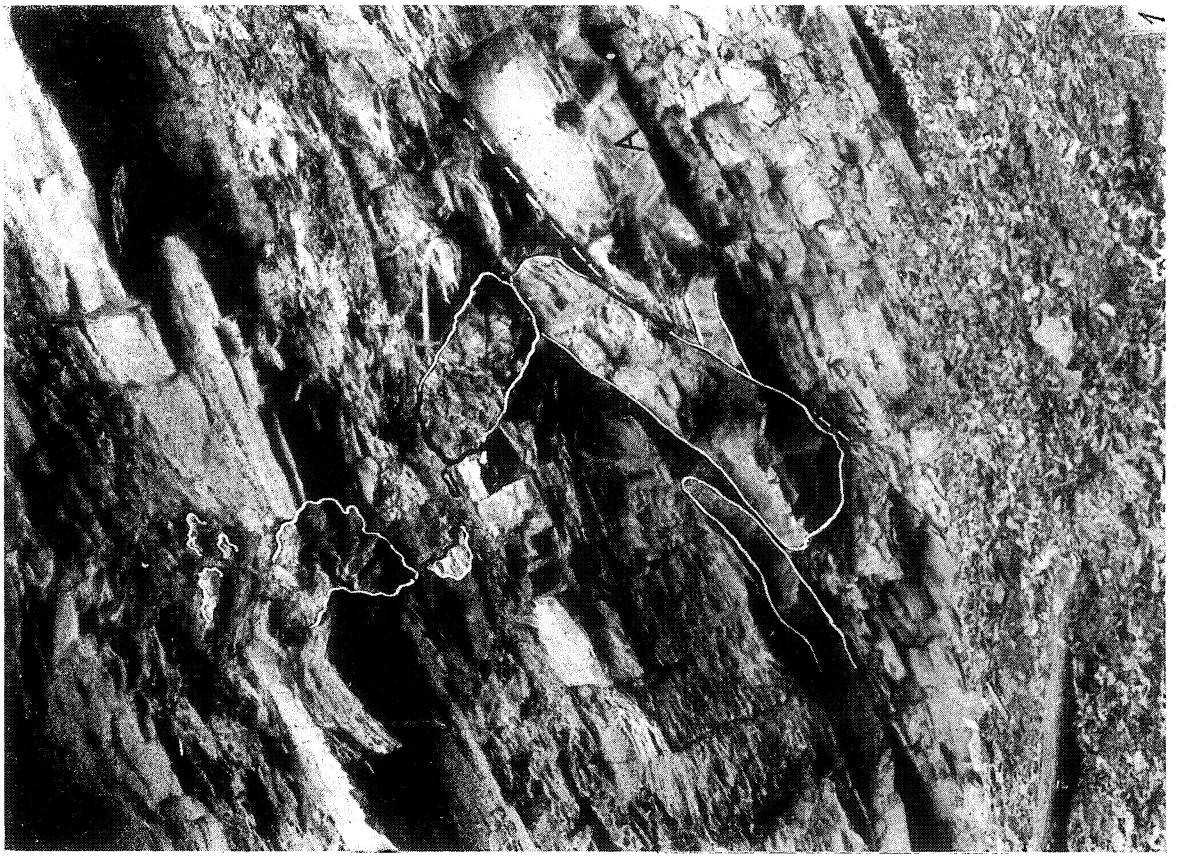
Fig. 1 i 2. Diagenetyczne zmarszczenia na powierzchni żył. Hamry koło Rudawki Rymanowskiej, dolne łupki menilitowe, Kacwińska rzeka, flisz podhalański
Fig. 1 and 2. Wrinkles on the walls of dikes due to the compaction of sediments. Lower Menilite beds, Hamry near Rudawka Romanowska; Kacwińska rzeka, Podhale Flysch

Tablica XXV
Plate XXV

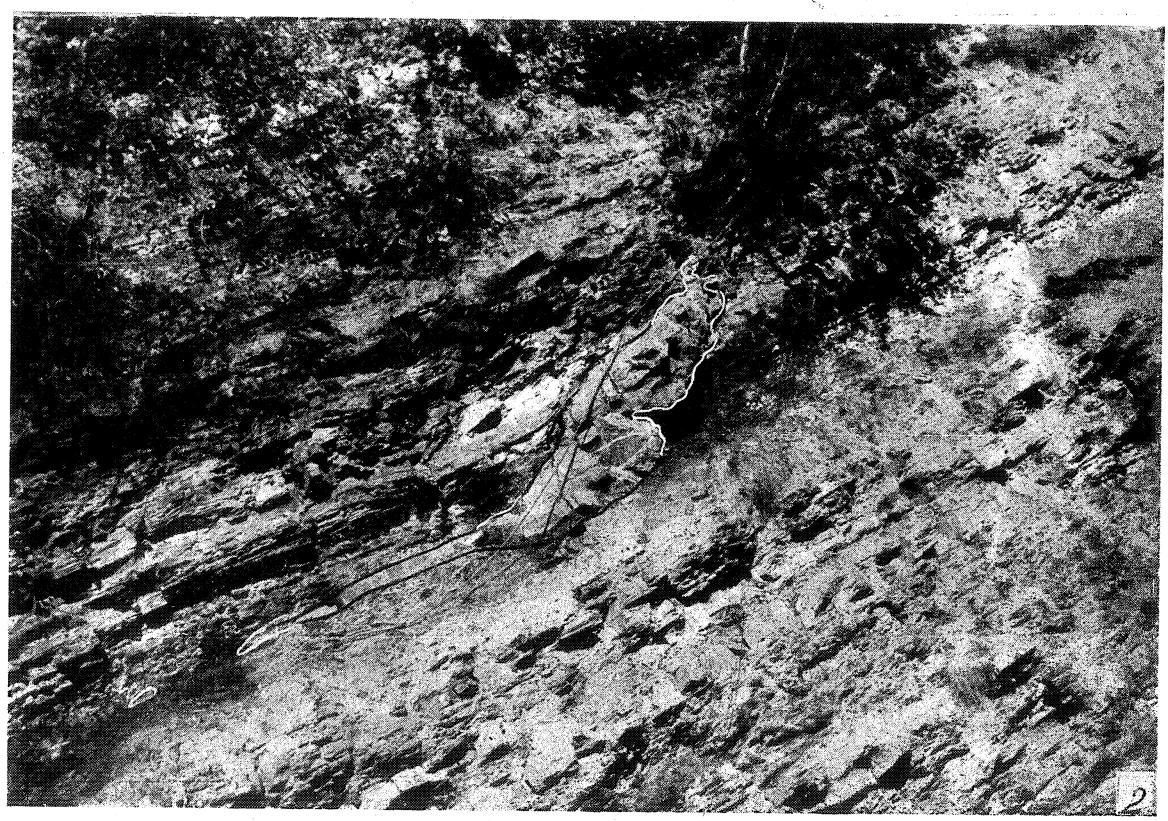
Fig. 1. Profil odsłonięcia w Łapszach, flisz podhalański
Fig. 1. Sketch showing the outcrop of the Podhale Flysch in Łapsze
Fig. 2. Profil odsłonięcia w Hamrach koło Rudawki Rymanowskiej warstwy dolnomenilitowe. Cyfry arabskie i strzałki wskazują kierunki ściany odsłonięcia
Fig. 2. Sketch showing the outcrop of the Lower Menilite beds in Hamry near Rudawka Rymanowska. Explanations in the text. Arabic nummers in the upper part of the figur indicate the strike of the outcrops surface



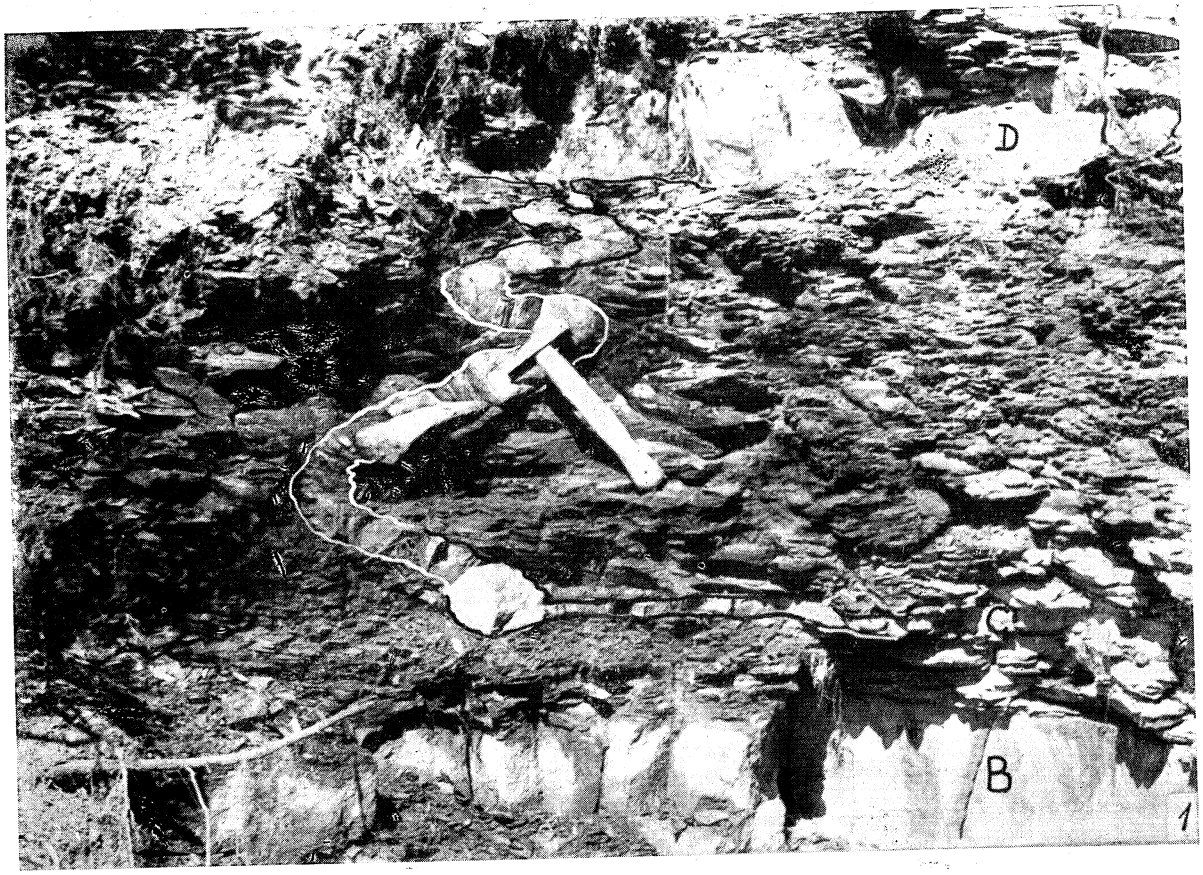
*S. Dżułyński i A. Radomski*

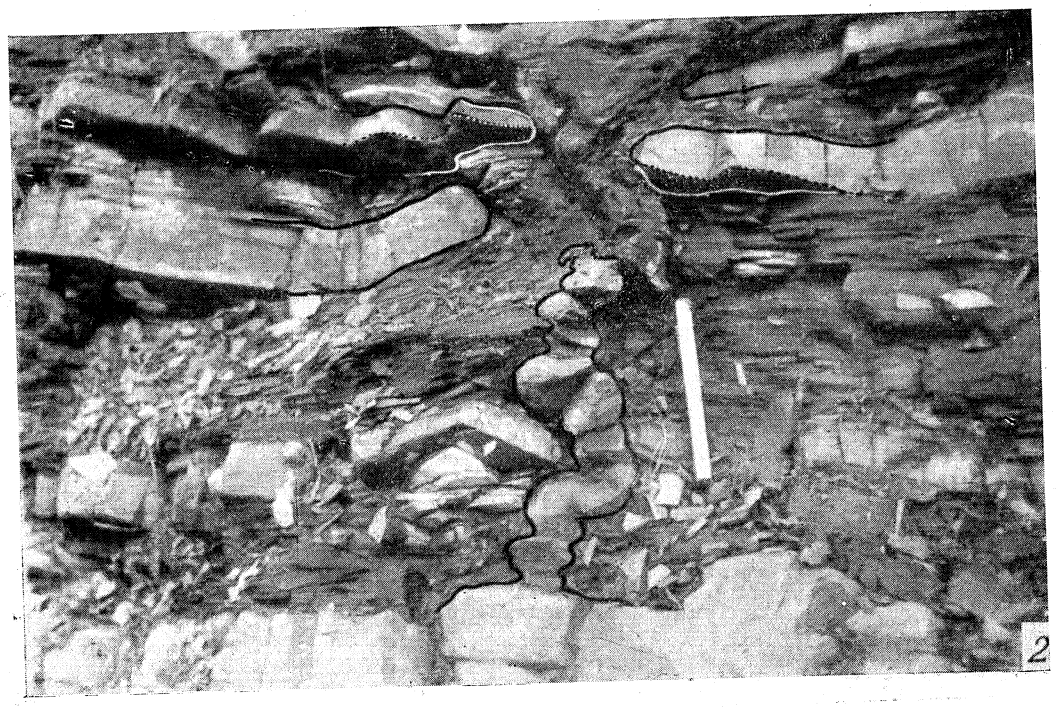


*S. Dżułyński i A. Radomski*




*S. Dżułyński i A. Radomski*

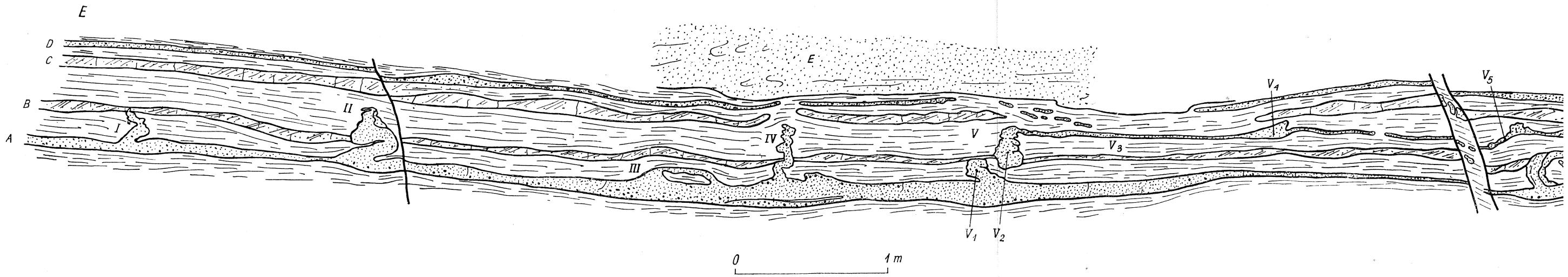


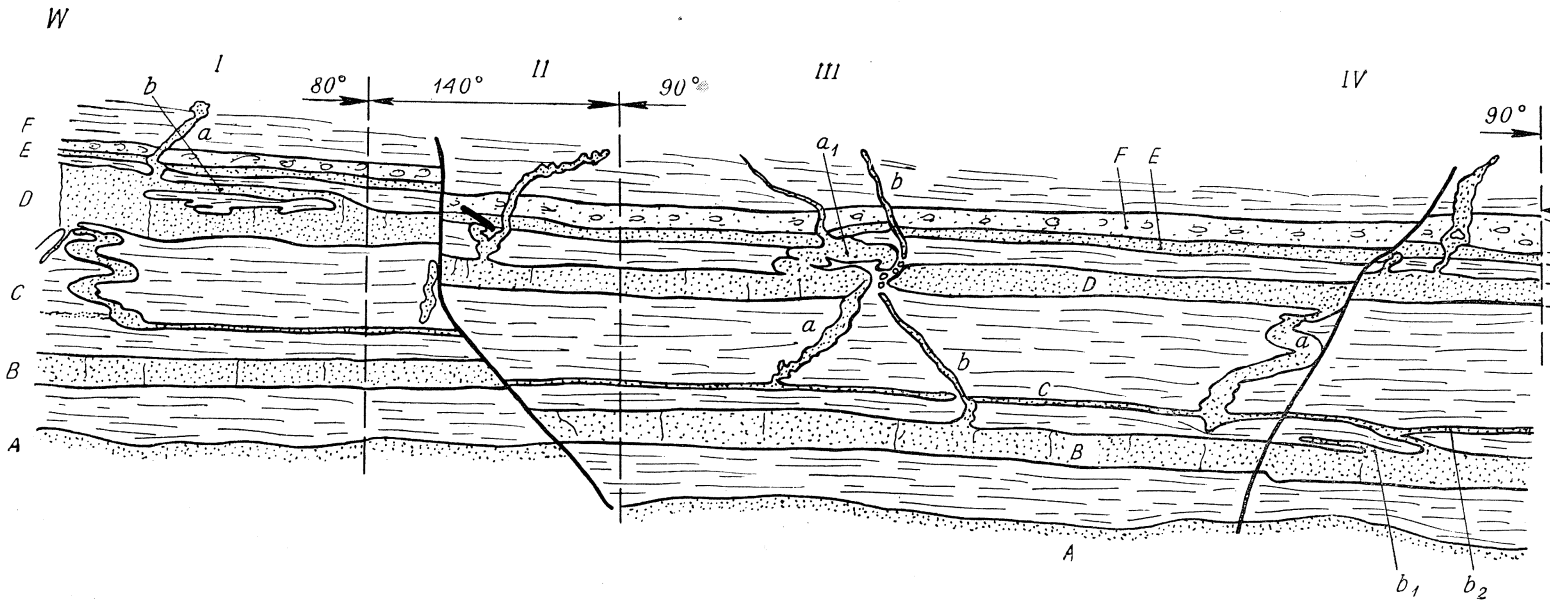



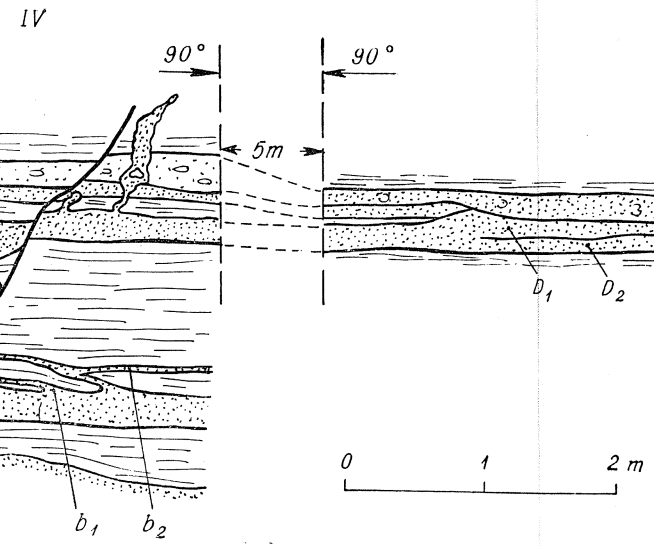

*S. Dżułyński i A. Radomski*

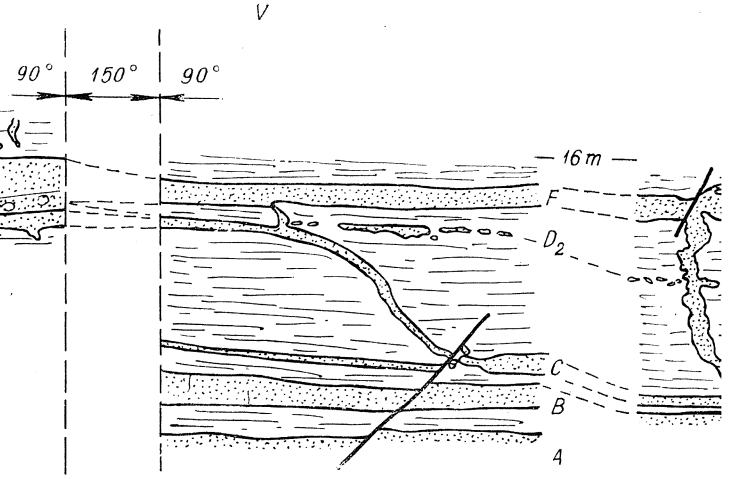
*S. Dżułyński i A. Radomski*

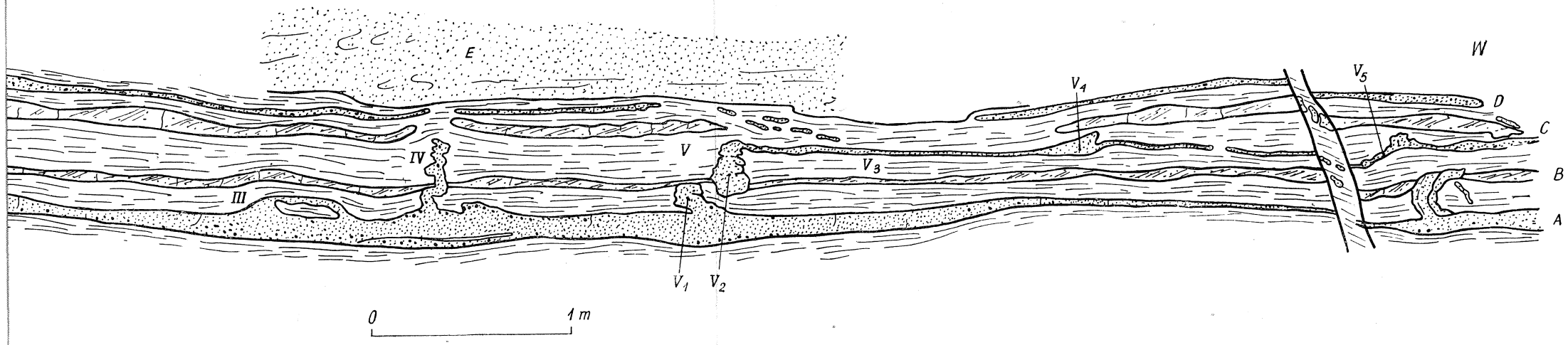
*S. Dżułyński i A. Radomski*

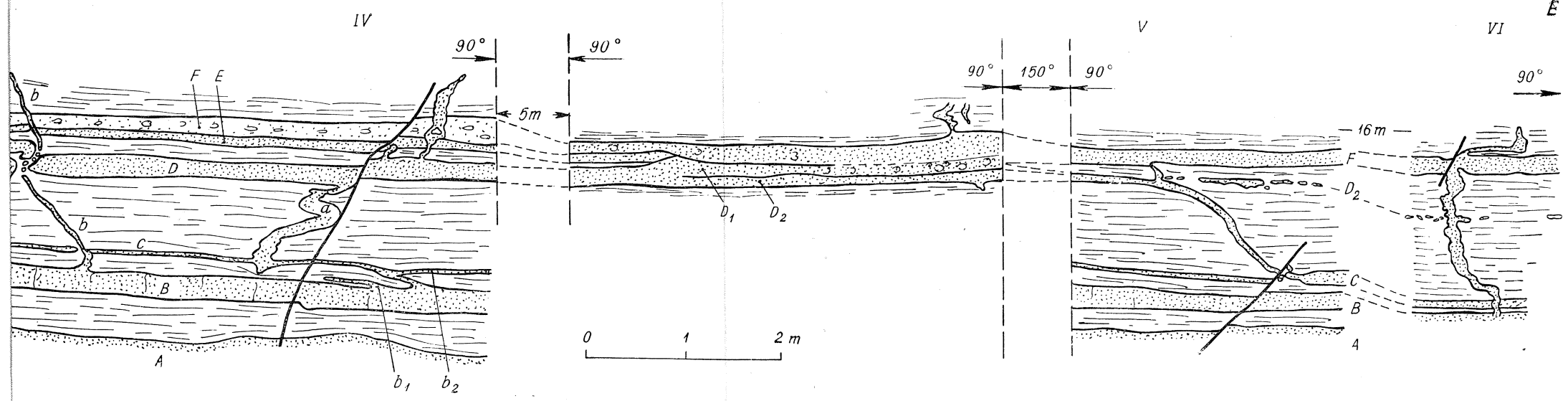

E
D
C
B
A
I
II
III
IV
V
E
$V_1$
$V_2$
$V_3$
$V_4$
$V_5$
0
1 m


W
I
II
III
80°
140°
90°
F
E
D
C
B
A
a
b
$a_1$
$b_1$
$b_2$


IV
90°
90°
5m
F E
D
C
B
A
$D_1$
$D_2$
0
1
2 m


V
90°
150°
90°
16 m
F
$D_2$
C
B
A


E
W
IV
V
III
$V_1$
$V_2$
$V_3$
$V_5$
D
C
B
A
0
1 m


IV
V
VI
E
90°
90°
90°
150°
90°
90°
F E
b
D
b
C
B
A
a
5m
16m
F
$D_2$
C
B
4
$D_1$
$D_2$
$b_1$
$b_2$
0
1
2 m