

KRYSTYNA GRZYBEK i BRONISŁAW HALICKI

Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim

STRESZCZENIE: Spośród zjawisk związanych z podmorskimi ruchami grawitacyjnymi osadów wyróżniono we fliszu podhalańskim mikrozaburzenia spływowe, ześlizgi i osuwiska właściwe. Nasilenie tych zjawisk w dolnych ogniwach stratygraficznych fliszu maleje ze wschodu na zachód, w górnych — odwrotnie. Zdaniem autorów, ma to swoje przyczyny w ruchach orogenicznych w obrębie geosynkliny podhalańskiej. Na materiał egzotyczny fliszu składają się głównie elementy Tatrydów i Granidów. Frakcja gruboklastyczna osadów maleje w spągu fliszu ze wschodu na zachód, bliżej zaś stropu — z zachodu na wschód, co wskazuje na różne umiejscowienie głównych źródeł materiału klastycznego w poszczególnych okresach rozwoju niecki Podhala.

WSTĘP

Praca niniejsza jest pierwszą w szeregu publikacji z zakresu geologii fliszu Podhala przygotowywanych na najbliższe lata przez Zakład Geologii Regionalnej Uniwersytetu Warszawskiego i jego wychowanków w ramach systematycznych studiów rozpoczętych w roku 1955. Temat obecny jest opracowany przez oboje autorów równorzędnie z uwzględnieniem fragmentów obserwacji poczynionych podczas wykonywania prac magisterskich przez następujących magistrantów Zakładu: Witosławę Boretti, Andrzeja Szumańskiego (Białka-Leśnica), Marię Michalak, Aleksandrę Mazuś (Bańska), Wandę Grodzicką, Andrzeja Kłysa, Jadwigę Kotnowską i Andrzeja Wasilewskiego (Ciche-Witów). Ponieważ większość opisanych w pracy odsłoneń jest obojgu autorom znana z autopsji, a interpretacja ich została uzgodniona we wspólnych dyskusjach, nie wprowadzają oni odrębnych rozdziałów opracowanych indywidualnie.

PRZEGLĄD LITERATURY

Zagadnienie spływów podmorskich nie jest nowe w literaturze geologicznej, lecz w latach powojennych zainteresowanie tym tematem wydatnie wzrosło. Nie ma już dziś podręcznika geologii i sedymentologii,

w którym się go pomija (np. Shepard 1948, Klenowa 1948, Twenhofel 1939, Książkiewicz 1951b, Lombard 1956, Dunbar i Rodgers 1957), chociaż zazwyczaj znajdują się w nich informacje bardzo ogólnikowe. Nieco szerzej potraktował deformacje ślizgowe i osuwiskowe Shrock (1948), zaliczając je do kategorii swych „penecontemporaneous deformations“.

Szereg publikacji specjalnych poświęconych zagadnieniu, o którym mowa, zawiera opisy kopalnych ześlizgów i osuwisk podmorskich w różnych regionach świata i w seriach osadowych różnego wieku. A. Hadding (1931), jako jeden z pierwszych, podaje przykłady z liasu Skanii, O. T. Jones (1936) — z syluru Anglii, C. Beets (1938) — z miocenu północnej Italii, P. H. Kuenen (1949) — z karbonu Walii, A. B. Chabakow (1948) — z permu Uralu, J. R. Cooper (1943) oraz J. F. Pepper, W. de Witt i D. F. Demarest (1954) — z karbonu USA, obok wielu innych prac i przyczynków¹. W Polsce szereg ważnych danych z tego zakresu zawiera praca M. Książkiewicza (1951) z Karpat zewnętrznych, a pewne przyczynki z terenu Sudetów — publikacje H. Teisseyre'a (1952, 1956); interesujące materiały i uwagi z Podhala znajdują się w notatce J. Gołąba (1954) oraz w pracach S. Dzużyńskiego i A. Radomskiego (1955, 1957).

Przyczyny powstawania ruchu spływowego osadów (o charakterze ruchu grawitacyjnego) sformułował już Hadding (op. cit.), ujmując je w cztery punkty:

- 1) wzrost ciężaru mas osadowych,
- 2) zmniejszone tarcie w osadach,
- 3) wzrost pochylenia powierzchni depozycji,
- 4) impulsy zewnętrzne.

Systematyka efektów ruchów grawitacyjnych mas dennych rozstała się stopniowo w miarę przybywania nowych obserwacji. U R. W. Fairbridge'a (1946) są to cztery kategorie zjawisk, u Kuenena (1949) — pięć itd. D. B. Naliwkin (1956) podaje całą tablicę ze schematycznymi rysunkami, w których wyróżnia 10 typów deformacji skał i osadów kopalnych powstających podczas spływów i osuwisk podmorskich (5 typów w osadach nieskonsolidowanych i 5 typów — w skonsolidowanych), nie licząc typów pośrednich. Nie będziemy ich tu wyliczać, natomiast nawiążemy do niektórych spośród nich w następnym rozdziale i przy opisach własnych spostrzeżeń.

Większość zacytowanych prac zawiera materiały z zakresu deformacji ciągłych, faldowych, podczas gdy osuwiska typu lawinowego opisywane były rzadziej. Częstsze są również w nich przykłady mikrostruktur spływowych; o formach wielkich traktują w pierwszym rzędzie roz-

¹ Cytowanie dalszych przykładów nie wydaje się autorom celowe.

prawy poświęcone osuwiskom podmorskim współczesnym, które prowadzą do zrywania kabli na dużych odcinkach i które liczą niekiedy setki km² powierzchni (Archangelskij 1930, Kindle 1931, Shepard 1933, 1948, Lombard 1956 i inni). Rzecz jasna, że efekty takich współczesnych osuwisk mogą być poznawane jedynie ze zmian batymetrycznych lub, w najlepszym przypadku, z rdzeni sond i nigdy nie zastąpią geologowi obrazów odśladających się w przekrojach osuwisk kopalnych na powierzchni ziemi, dostępnych bezpośrednio i wszechstronnej obserwacji.

MATERIAŁ OBSERWACYJNY I JEGO INTERPRETACJA

Uwagi terminologiczne

Przed przystąpieniem do opisu faktów zaobserwowanych w terenie niezbędne są pewne wyjaśnienia natury terminologicznej zarówno w zakresie samych zjawisk podmorskich ruchów grawitacyjnych mas, jak i niektórych ich elementów.

Grawitacyjne mikrozaburzenia śródwarstwowe opisane przez Książkiewicza (1951a) pod nazwą *warstwowania sphywowego* są w niektórych strefach fliszu podhalańskiego bardzo rozpowszechnione. Nazwę tę przyjmujemy bez zmian.

W stosunku do podobnych deformacji, występujących jednak w większej skali i określanych w literaturze anglosaskiej mianem *flow folds* stosujemy termin *sphywów lub ześlizgów fałdowych*.

Termin osuwiska podmorskiego sprecyzowali niedawno Dżułyński i Radomski (1955 str. 55):

„Osuwiskiem podmorskim będziemy nazywali zsuwający się pod wpływem grawitacji płat osadów bez rozproszenia w fazie ciekłej (niem. Gleitung, ang. sliding)“.

Temu warunkowi odpowiadają również ześlizgi fałdowe, które przeciwstawiamy osuwiskom ze względu na inny przebieg tych zjawisk. Ześlizgi są wynikiem powolnego procesu, osuwiska obserwowane we fliszu Podhala przebiegały raczej gwałtownie, lawinowo należąc do typu *avalanche slides*. Ześlizgi spowodowane są warunkami lokalnymi i powstają przy słabej nawet predyspozycji; osuwiska są zjawiskami o większym zasięgu i wywołane były silniejszymi impulsami zewnętrznymi. Ześlizgi przekształcają się w osuwiska jedynie w wyjątkowo sprzyjających okolicznościach; na Podhalu szybko zamierają.

Powłoki osuwiskowe (slump sheets) wśród osadów normalnej sedymentacji stanowią realne dowody kopalne procesów osuwiskowych, które

odbywały się na dnie dawnych mórz. Osuwiska podmorskie w basenie fliszowym wzbudzają chmury prądów zawiesinowych, których frakcja grubsza składana jest na dnie morza na peryferiach osuwiska zależnie od kierunków prądu. Nie tworzymy odrębnych terminów dla osuwisk, które objęły materiał bardziej lub mniej skonsolidowany, i podzielamy zdanie Dżułyńskiego i Radomskiego (l. c.), że osuwanie się nieskonsolidowanego osadu stanowi proces przejściowy pomiędzy osuwiskiem a prądem zawiesinowym.

W powłokach osuwiskowych z fliszu Podhala udało się nam odnaleźć większość typów elementów strukturalnych utworów osuwiskowych opisywanych w literaturze.

Elementy te można podzielić na dwie grupy. Do pierwszej zaliczamy elementy skalne, które dostały się do osuwiska w stanie całkowitej konsolidacji osadu np. otoczaki egzotyczne, *bloki ześlizgowe (slip blocks)*, do drugiej — te, które dostały się do osuwiska w stanie niezupełnej konsolidacji, a w czasie transportu przybrały zaokrąglone kształty. Należą tu wszelkiego rodzaju toczące (*balls, rolls*).

Termin *toczeniec* do polskiej literatury geologicznej wprowadził J. Gołąb (1934) i przeciwstawił pojęciu otoczaka. Ten ostatni powstaje przez ścieranie się okruchów skalnych w czasie transportu, przybierając formy zaokrąglone przy równoczesnej utracie materiału. Toczeniec w czasie transportu (tj. tocząc się po dnie) powiększa swoją masę. Kształt toczących zależy od długości drogi jaką przebyły i stopnia konsolidacji materiału skalnego. W osuwiskach podmorskich Podhala występują toczące kilku typów:

Toczące inkrustowane (armored balls Bella 1940) opisywane są z osadów rzecznych Ameryki Północnej. Charakterem swym odpowiadają również toczącym morenowym z Szelaża opisanym przez Gołąba (op. cit.). Opisu toczących inkrustowanych z osadów morskich nie napotkaliśmy w literaturze. Są to kule lub przynajmniej zaokrąglone bryły piaskowcowe z powłoką żwirową. Formy takie powstają przez wleczenie po dnie w masie osuwiska, a podczas tego procesu uzyskują swój kształt. Tocząc się ulegają inkrustacji żwirem i głazikami, często tkwiącymi w ilastej powłoce, którą toczące oblepiają się w zetknięciu z osadem dennym. Im bardziej są one zbliżone do kul, tym bardziej plastyczny musiał być materiał, z którego się utworzyły. Mocniej skonsolidowany materiał mógł ulegać inkrustacji do tego momentu, w którym nacisk na dno w czasie drogi wystarczał do wtlaczania okruchów skalnych w staczającą się bryłę. Kształty toczących są wówczas mniej regularne. Znane nam są wreszcie niemal kanciaste bloki z lokalną inkrustacją żwirową. Będą to już formy przejściowe pomiędzy otoczakami inkrustowanymi a blokami ześlizgo-

wymi. Inkrustowanie ich było możliwe w tych miejscach, gdzie oblepiły się one w trakcie ześlizgu item.

Toczeńce zwijane o strukturze spiralnej były parokrotnie przytaczane przez badaczy podmorskich osuwisk (*balls with spiral structure* Haddinga 1931, *slump balls* Kuenena 1949). Gołąb (op. cit.) spotykał je również w Szelażu (toczeńce walcowate). Toczeńce zwijane tworzą się przez szybki przyrost masy podczas procesu toczenia się po dnie na podobieństwo kuli śnieżnej, która z każdym obrotem pokrywa się warstwą lepkiego śniegu.

Toczeńce spływowe — *flow rolls* Peppera, de Witta i Demaresta (1954). Jest to, być może, pojęcie niezbyt ściśle sprecyzowane, gdyż *flow rolls* wspomnianych autorów obejmują elementy dość różne (por. tekst i fotografie w ich rozprawie). Jest czasem rzeczą wygodną posiadanie w słowniku naukowym terminu zbiorowego o niezbyt zawężonym zakresie, którym objąć można elementy nie sklasyfikowane definitywnie w tabelach systematycznych. Z takich pobudek skorzystamy więc z nadrzędnego niejako terminu *flow rolls* tłumacząc go dosłownie z angielskiego na język polski i będziemy go używali w tych przypadkach, w których typ napotkanych w masie osuwiskowej bryłek nie mieścił się w stosowanej dotychczas terminologii. Termin toczeniec spływowy traktujemy więc jako prowizoryczny do czasu, gdy któryś z badaczy zechce poświęcić specjalne studium systematyczne tych form.

Dla uzasadnienia naszego stanowiska przytaczamy w charakterze przykładu występowanie od czasu do czasu w masach osuwiskowych zaokrąglonych bryłek piaskowych względnie piaskowcowych o niepewnej genezie. Mogą to być kawałki piaskowca słabo zdiagenezowanego w momencie powstania osuwiska, które to kawałki staczając się po dnie formowały się w bryłki bez ostrych krawędzi i naroży. Nie będą one otoczkami w pełnym znaczeniu tego terminu, ponieważ kształt swój będą zawdzięczały nie tylko ścieraniu się podczas transportu, lecz również formowaniu uciskowemu, działającemu tak, jak formuje się kule z substancji piaszczysto-ilastej przez ugniatanie w dłoniach. Prawdopodobnie mogą one również powstawać z grudek osadu przez oblepianie się ich przy toczeniu ziarnami piasku, a nie całymi laminami osadu dennego, dzięki czemu nie będzie w nich widoczna spiralna struktura, chociaż będą to już niewątpliwie toczeńce. Przesądzenie generalne jednej z powyższych możliwości w podobnych elementach nie jest sprawą łatwą, więc zrezygnowaliśmy z rozstrzygnięcia tego zagadnienia. W takich i w innych niepewnych przypadkach będziemy więc używali elastycznego terminu toczeńców spływowych.

Ześlizgi grawitacyjne i rynny ześlizgowe

W Kacwinie na lewym brzegu Kacwińskiej Rzeki odsłania się fragment warstwy piaskowca drobnoziarnistego ok. 70 cm miąższości o strukturze spływowej typowych ześlizgów fałdowych (pl. XL, fig. 1, 2). Miąższość warstwy zaburzonej nie jest na całej jej odsłoniętej długości (tj. ok. 5 m) jednakowa — miejscami zaznacza się zgrubienie lub ścienienie stłoczonego materiału piaszczystego. Bezpośrednie podłoże stanowi niezaburzona warstwa laminowanego piaskowca ok. 15 cm miąższości pokryta cienką warstwą łupku, po którym nastąpił ześlizg. Miejscami łupki jest wtłoczony między fałdy ześlizgniętej ławicy piaskowca. W stropie spoczywa kompleks również niezaburzonych łupków piaszczystych o nierównej dolnej powierzchni ($77^{\circ}/6^{\circ}$ S). Przefałdowana piaskowcowa masa wykazuje kierunkowość deformacji, które tworzą fałdy i mikroplaszczowiny obalone spływowo z N ku S, tj. od strony północnego brzegu ku środkowi niecki podhalańskiej. Zazwyczaj struktury ześlizgów fałdowych były interpretowane jako spływy grawitacyjne nieskonsolidowanego materiału piaszczystego przesyconego wodą na pochyłości skłonu kontynentalnego pod wpływem zewnętrznych impulsów (falowania, trzęsienia ziemi itp.). Cooper (1943) dopatrywał się przyczyn tych ruchów sedymentu na dnie morza w nierównościach dna związanych z lokalnymi zgrubieniami miąższości starszych warstw osadu, a przede wszystkim — z tworzeniem się erozyjnych rynien prądowych. Na takich zboczach strukturalnych lub erozyjnych osad ulegał grawitacyjnym spływom. Pepper, de Witt i Demarest (1954) skłonni są widzieć w strukturach flow folds jedynie pewną odmianę struktur flow casts, tj. negować jakiegokolwiek znaczenie pochyłości podłoża, przypisując tworzenie się tych form jedynie różnicom w uziarnieniu hydroplastycznych warstwowanych osadów (grawitacyjne kieszenie piaskowców w ilach). Kierunkowość deformacji w odsłonięciu nad Kacwińską Rzeką skłania autorów do przyjęcia raczej koncepcji Coopera dla wyjaśnienia opisanych zaburzeń. Wobec braku śladów erozyjnego wcięcia pod ześlizgiem, bezpośrednią jego przyczynę należałoby tłumaczyć sedymentacyjnie lub kompakcyjnie uwarunkowaną nierównością powierzchni dna morza.

O wiele przejrzystiej ujawnia się koncepcja Coopera w ześlizgu opisanym przez J. Gołęba nad Porońcem w Poroninie (1954).

Tu miąższość grawitacyjnie pofałdowanego piaskowca jest znacznie większa, gdyż przekracza 2 m, a niezdłuż odsłonięcia ok. 30-metrowej długości pozwala ogarnąć całość zjawiska.

Autorowie nie podzielają w całości opinii Gołęba, który przyjmuje, że ześlizg nad Porońcem odbył się w dość daleko posuniętym stadium konsolidacji osadu, bowiem — jak podaje on — na powierzchni skłębio-

nych zwojów piaskowca zachowały się hieroglify spływowe. W odsłonięciu można spostrzec, że niektóre hieroglify są wyraźnie spłaszczone mechanicznie (uciskowo) podczas fałdowania się ławicy piaskowcowej, a więc nie były one całkowicie stwardniałe. Kuenen (1949) oraz Cooper (op. cit.) piszą o dobrym stanie zachowania ripplemarków na strukturach zaburzonych grawitacyjnie osadów, a fot. 2 na str. 380 w cytowanej pracy Kuenena ilustruje fakt doskonałej konserwacji pręg falistych nawet na całkowicie pozwijanych toczęncach, które mogły się utworzyć tylko w warunkach trwającej plastyczności osadu. Pomimo tych zastrzeżeń autorowie nie stoją na stanowisku przyjmowania zupełnego braku konsolidacji materiału ześlizgu w Poroninie. Częściowa diageneza musiała objąć stłaczaną ławicę piaskowca, ponieważ w trakcie jej ślizgowego zwijania ujawniało się pęknięcie ławicy — zarówno poprzeczne, jak i podłużne — w postaci odkłuc i przesunięć poziomych w poszczególnych zwojach piaskowcowych. Autorowie nie widzą natomiast potrzeby uciekania się do ruchów tektonicznych dźwigających Tatry, aby w nich dopatrywać się przyczyny ześlizgu nad Porońcem, jak czyni to Gołąb (op. cit.). Zjawisko, o którym mowa, jest bardzo lokalne i przyczyna jego powstania zdaje się mieć również lokalne źródło. Na fig. 1 przedstawiono dolną powierzchnię ześlizgu, która odzwierciedla nieckowaty charakter odkłucia całego ześlizgu, analogiczny do opisywanych przez Coopera (op. cit.).

Przykładową ilustrację rynien, lub niecek, wytworzonych na dnie eoceńskiego zbiornika podhalańskiego, daje profil odsłonięty nad potokiem Łapszanką pomiędzy wsiami Łapsze Wyzne a Łapszanką. Z rynnami wiąże się osuwisko podmorskie, w którym, przeciwnie aniżeli w wyżej przytoczonych przykładach, elementy zsuniętych warstw uległy porozrywaniu i przemieszaniu. Szereg podobnych form rynnowych obserwował w Karpatach czechosłowackich M. Vašiček (1954), stosując do nich, a raczej do ich wypełnienia termin „herm“.

Nad Łapszanką w ławicy drobnoziarnistego niewarstwowanego piaskowca ok. 60 cm miąższości zachowały się dwie rynny wyłobione obok siebie (fig. 2, pl. XLI, fig. 1, 2). Szerokość pierwszej (północnej) wynosi 3 m, głębokość zaś dochodzi do 50 cm, dzięki czemu piaskowiec u jej dna cienieje bardzo znacznie. Dno rynny jest gładkie. Jej wnętrze wypełnia łupek drobnowarstwowany, który dostosowuje się do kształtów rynny, ale poza tym „wlewa się“ do rynny sąsiedniej. Łupek ten nie jest osadem sedymentowanym normalnie, ale masą zsuniętą do rynny, czego dowody przytoczymy za chwilę.

Obok pierwszego znajduje się drugie (południowe) zagłębienie rynnowe, oddzielone od poprzedniego garbem piaskowcowym, mającym w przekroju kształt silnie splekanego trójkąta ze ściętym wierzchołkiem.

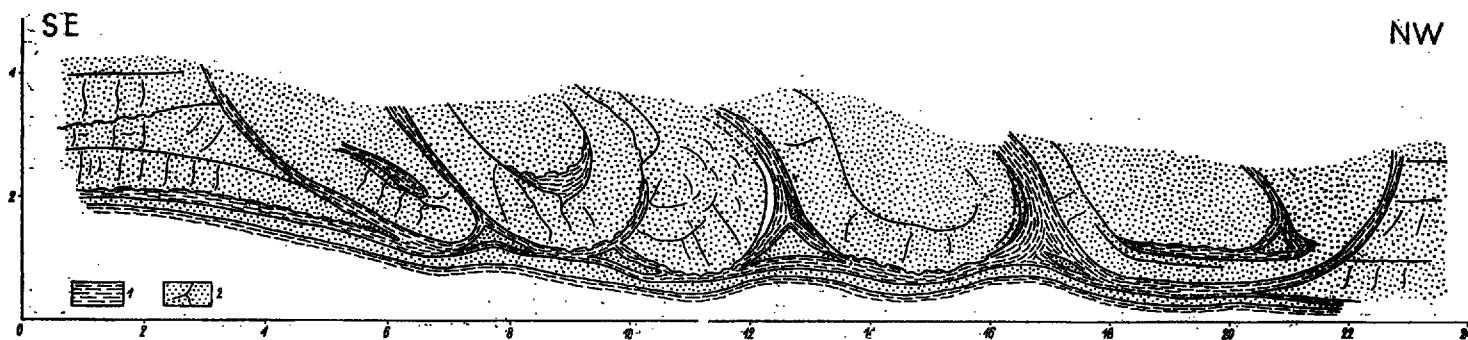


Fig. 1

Dolna powierzchnia ześlizgu nad Porońcem w Poroninie

Bottom side of flow folded slip on the Porońiec stream at Poronin.

Rynna południowa, mniej kształtna od pierwszej, jest nieco tylko węższa od rynny północnej i liczy 2,5 m szerokości przy 40 cm głębokości. W łupku, który ją wypełnia, tkwią drobne piaskowcowe toczne spływowe do 10 cm średnicy. Poza południowym brzegiem rynny powierzch-

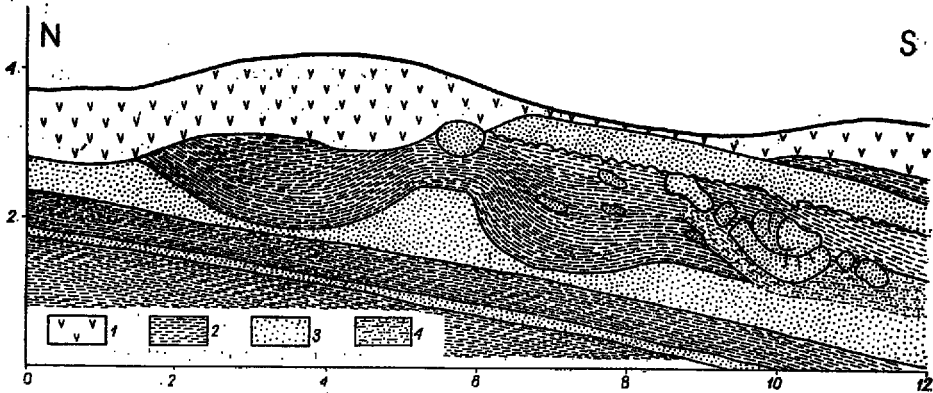


Fig. 2

Rynny wypełnione materiałem osuwiskowym nad Łapszanką na S od Łapsz Wyżnych
Troughs filled in by slide material, on the Łapszanka stream S of Łapsze Wyżne

nia ławicy piaskowca jest nierówna, jakby rozżarta, a na niej leży duży (60 cm) słabo zwinięty toczenie (?). Materiał toczenców spływowych nie różni się makroskopowo od piaskowca, w którym wcięte są rynny.

Normalną pokrywą sedimentacyjną tworzy ławica piaskowca, która ma w spągu dobrze wykształcone hieroglify i nierówną dolną powierzchnię. Z tej obserwacji wynika, że łupki z toczencami spływowymi obsunięte w rynny ulegały jakiś czas obróbce wodnej, która doprowadziła do powstania na nich drobnych bruzdek i nierówności predysponujących powstanie hieroglify na warstwie nadległego piaskowca.

Dyskusja nad genezą opisanych form nie doprowadziła autorów do przyjęcia jednoznacznego wytłumaczenia sposobu ich utworzenia się. Jedną z możliwości jest uznanie w przedstawionym profilu przekroju poprzecznego dwóch bruzdek mniej więcej prostopadłych do odsłonięcia, którymi sunął lawinowo skłębiony materiał osuwiskowy, „wylewający się” i rozpraszający się częściowo poza obręb żłobionego koryta; dzięki temu m. in. duży zawijający się toczenie znalazł się po zewnętrznej stronie rynien. Spełnienie materiału łupkowego do rynien nastąpiło w ostatnim etapie procesu osuwiskowego. Za tą interpretacją przemawia istnienie podobnych, chociaż mniejszych rynien-bruzdek osuwiskowych we fliszu Podhala wzmiankowane przez Dzużyńskiego i Radomskiego (1955) oraz form

większych opisanych jako „korytovité hermy“ przez Vašíčka (1954) na Morawach.

Druga możliwość zakłada nierówny odcinek dna morskiego, po którym zsuwał się grawitacyjnie osad mniej więcej równoległy do odstonięcia, a więc w sposób zbliżony do obrazu przedstawionego na fotografii planszy II przez Dzużyńskiego i Radomskiego (1955). W tym przypadku bruzdy nie byłyby rynnami erozyjnymi, lecz płytkimi schodowatymi zagłębieniami, uformowanymi przez materiał osuwiskowy sunący w podrzutach po nieskonsolidowanym, miękkim osadzie i żłobiący w nim niecki przedzielone progami.

Tę drugą możliwość można byłoby przyjąć przy założeniu, że opisany toczeniec piaskowcowy na S od rynny południowej reprezentuje nie oderwany i spiralnie zwinięty kłęb osadu, lecz fragment rozdartej i zawiniętej synklynalnie ławicy półplastycznego piaskowca, który zsunął się po stoku dna w ostatniej kolejności, a więc po spłynięciu do niecek pakietu łupków (por. pl. XLI, fig. 2).

Brak uzgodnienia poglądów autorów w tej kwestii wynika z niedostatecznego, jak widać, przestudiowania zjawiska w terenie pod kątem widzenia jego dynamiki. Sądzą oni wszakże, że zjawisko to, jako interesujący przykład ruchów grawitacyjnych osadów dennych, warte jest zilustrowania, a ostateczna interpretacja da się w przyszłości uzgodnić i rozstrzygnąć definitywnie.

Osuwiska podmorskie

Północne obrzeżenie niecki podhalańskiej

W strefie przyskalkowej północnej części Podhala występują liczne osuwiska podmorskie w postaci nieskonsolidowanych (w momencie zsuwu) skłębionych, piaszczysto-ilastych mas kilkumetrowej miąższości, zawierających niejednokrotnie dużo szczątków roślinnych i przepętnionych z reguły egzotykami. Mieszczą się one całkowicie w definicji powłok osuwiskowych — *slump sheets* Kuenena (1949). Piaszczysto-ilasta masa osuwiskowa składa się z piasku, a nawet średnioziarnistego żwiru kwarcowego z domieszką innych okruchów skalnych, przeważnie słabo obtoczonych (średnica ziarn od 0,5 mm do około 2 cm), zmieszanych z łem, a miejscami również z detrytusem roślinnym. W masie tej tkwią bezładnie otoczaki i okruchy skał egzotycznych.

Niektórzy badacze nazywają takie utwory we fliszu podhalańskim łemami egzotykowymi, co nie jest słuszne, gdyż są one, litologicznie rzecz biorąc, glinami. Gliny te są zazwyczaj chude — piaszczyste, a jedynie miejscami ujawniają bardziej tłusty, tj. bardziej ilasty charakter; często

bywają wapniste. Konsystencja ich jest zbita, a niekiedy ujawnia się daleko nawet posunięta cementacja utworu.

W skład egzotyków przyskałkowej strefy osuwisk wchodzą granity przeważnie szare, amfibolity, gnejsy, łupki chlorytowe, „zielenice“, fyllity, szare i różowe kwarcyty, różnego typu wapienie i dolomity, czarne rogowce, kwarc mleczny (żyłowy), nie licząc materiału lokalnego, który występuje często w postaci wielkich brył i bloków piaskowców i łupków fliszowych. Skały krystaliczne, kwarcyty, skały węglanowe i rogowce są na ogół dobrze obtoczone, czego nie można powiedzieć o fragmentach piaskowców, dolomitów czy łupków przypominających bardzo łupki i piaskowce pobliskiego otoczenia. Utwory osuwiskowe odgraniczone są z reguły od spągu i stropu niezaburzonymi warstwami naprzemianległych łupków i piaskowców fliszowych.

Gołąb (1954) sugeruje, że utwory spływów podmorskich odgrywają w tektonice fliszu Podhala rolę smaru, po którym odbywały się przesunięcia a nawet nasunięcia (overlappings) mas fliszowych. Autorzy sądzą, że skład i konsystencja mas osuwiskowych we fliszu raczej spaja jego elementy. W znanych im i opisanych poniżej przypadkach nie napotkali oni żadnego konkretnego przykładu większych przesunięć tektonicznych wzdłuż płaszczyzn osuwisk podmorskich. Rolę smaru tektonicznego spełniają we fliszu podhalańskim z reguły łupki, co często daje się spostrzec w odsłoniętych profilach, chociaż skala zaburzeń jest na ogół niewielka.

Najdalej ku wschodowi odsłonięcie znane pierwszemu autorowi (K. G.), gdzie stwierdzono osuwiska podmorskie, występuje w Potoku Starowińskim, przy wsi Kalenberk na słowackim Spiszu.

Masa osuwiskowa w Potoku Starowińskim, mało zwięzła i żwirowata, liczy ok. 3 m miąższości, zawiera dużo egzotyków i fliszowe bryły ześlizgowe. Leży wśród niezaburzonych warstw fliszu o biegu E-W i upadzie 50° S. O ile większa część egzotyków jest dobrze obtoczona, o tyle uderza brak obtoczenia i ostrokrawędzistość fragmentów dolomitów oraz piaskowców i łupków fliszowych, pochodzących najwidoczniej z bliska.

W odległości ok. 3 km na W od tego punktu odsłania się w dnie Niedziczanki poniżej młyńskiej zapory i odgałęzienia młynówki w Niedzicy podobna do opisanej masa ilasto-piaszczysta z egzotykami skał głównie krystalicznych do 25 cm średnicy, będąca niewątpliwie dalszym fragmentem przyskałkowej strefy osuwiskowej.

Ciekawszego profilu dostarcza Potok Złatniański², dopływ Łapszanki, gdzie powłoka osuwiskowa liczy 4 m miąższości. Głazy egzotyczne dochodzą tu do 50 cm średnicy, a wśród nich znalazł się kawałek skrzemie-

² Nazwa potoku nie figuruje na mapach. Jest ona stosowana przez ludność miejscową obok drugiej nazwy — Słotwiny.

niałego pnia kredowego drzewa liściastego dwuliściennego³ o długości 55 cm i obwodzie 60 cm. Są tu również bryły ześlizgowe fliszowego piaskowca oraz piaskowce toczone zwijane i spływowe.

Osuwisko przykryte jest 80-centymetrową ławicą drobnoziarnistego ilastego piaskowca i kompleksem piaskowcowo-lupkowym ze sferodolomitami ($90^{\circ}/60^{\circ}$ S). Bezpośrednio nad odsłoniętą w profilu bulą sferodolomitu leży ławica piaskowca warstwowanego frakcjonalnie z ziarnami do 3 cm średnicy, składającymi się z drobnych otoczków egzotycznych tego samego typu, co w zsuwie oraz z ostrokrawędzistych okruchów skał dolomitowych. Jest to zapewne efekt opadu gęstej chmury prądu zawieszinowego pobudzonej przez jakieś osuwisko podmorskie. Nie jest to zresztą jedyne echo częstych w strefie nad Łąpszanką ruchów masowych osadu dennego, gdyż występują tu dość licznie wśród piaskowców i lupków soczewki materiału niewarstwowanego nierównoziarnistego, kruchej z ziarnami egzotycznymi, nieco zbliżone do świeżo wzmiankowanych znad Łąpszanki przez Dżułyńskiego i Radomskiego (1957), choć w większej skali od tamtych.

Następne dwa odsłonięcia powłok spływowych znajdują się w okolicy Łąpsz Niznych i Dursztyna.

Pierwsze widać w suchym wcięciu erozyjnym przy drodze z Łąpsz Niznych do wsi Dursztyn, gdzie miąższość masy osuwiskowej liczy ok. 4 m. Miejscami przeważa materiał bardziej piaszczysty z dużą ilością egzotyków, gdzie indziej „błoto” dolomityczne z tkwiącymi w nim bryłkami fliszowego piaskowca i drobniejszymi głazkami egzotycznymi. Bieg i upad warstw podścielających $95^{\circ}/40^{\circ}$ S.

W drugim odsłonięciu, widocznym w dnie lewobrzeżnego dopływu (niedaleko ujścia) potoku Kręcin, można rozpoznać jedynie fragment osuwiska podmorskiego o typowej chaotycznej strukturze spłyniętego osadu zawierającego niewielkie otoczki egzotyków. Bieg i upad otaczających warstw $90^{\circ}/50^{\circ}$ S.

Występowanie otoczków egzotycznych na opisanym odcinku nie ogranicza się do odsłoneń utworów osuwisk w potokach. Tam, gdzie powłoki spływowe leżą blisko powierzchni, egzotyki pokrywają lewe zbocze doliny Łąpszanki, rozsiane na spłaszczeniach stoków. Wymownym przykładem tego zjawiska jest ostroga fliszowa położona tuż na zachód od Złatniańskiego Potoku o dość płaskiej powierzchni szczytowej usianej egzotykami, wśród których spotyka się sporo otoczków skał krystalicznych.

³ Okaz ten oznaczyła doc. dr Z. Zalewska, za co autorzy składają Jej uprzejme podziękowania. Bliższe oznaczenie nie było możliwe z powodu złego stanu zachowania tkanek drzewnych w wykonanych szlifach.

S. Pawłowski, który zajmował się zagadnieniami morfogenezy Pienin (1916); podaje w tekście i na mapie, obok innych stanowisk, występowanie żwirów Dunajca na prawym brzegu Łapszanki w pobliżu Starowińskiego Potoku. Ponieważ punkt ten leży na linii przebiegu strefy osuwisk podmorskich z egzotykami, do informacji tej należy się ustosunkować z dużą rezerwą, podobnie jak do wyciągniętego stąd wniosku Pawłowskiego o przepływie Dunajca na południe od Pienin koło Czorsztyna. Podany przez tegoż autora punkt występowania żwirów dunajcowych na S od Braniska znajduje się w pasie gruboklastycznych zlepieńców osłony skałkowej (w-wy jarmuckie i złotniańskie) i może również budzić obawy co do właściwej interpretacji spostrzeżeń (por. Birkenmajer 1954, 1956).

Bardzo interesujących obserwacji dokonano nad Białką. Nad rzeką tą, między ostatnimi domami należącymi do wsi Białka a mostem trybskim, istnieje ciągły i dobrze odsłonięty profil utworów fliszu. Na tym odcinku profilu, ok. 250 m od mostu trybskiego w górę rzeki, występuje wśród niezaburzonych warstw fliszowych ($115^{\circ}/36^{\circ}$ S) ławica zlepieńca ok. 1 m grubości (tuż nad wodą) z charakterystycznymi dla osuwisk nabrzmieniami. Tkwi w niej mnóstwo egzotyków — skał krystalicznych i osadowych spojonych mułem dolomitycznym. Ławica ma teksturę spływową. Otoczaki o wielkości nie przekraczającej 20 cm rozrzucone są bezładnie: widoczne jest stłoczenie otoczków w pewnych miejscach, w innych zaś przeważa samo spoiwo dolomityczne. W całej odsłoniętej ławicy brak jest jakichkolwiek oznak ułożenia frakcjonalnego. Utwór ten nie ma jednakowej miąższości w odsłonięciu: ku górze skarpy cienieje i przechodzi w kruchy żwirowaty piaskowiec, który tylko w spągu ma materiał egzotyczny. Uważamy tę ławicę za utwór spływowy. Egzotyki utonęły w „błocie“ dolomitycznym i wraz z nim mogły spłynąć po pochyłości dna.

Na tym samym odcinku profilu nad Białką, ok. 450 m w górę rzeki od mostu trybskiego, występuje wśród ławic piaskowców i łupków ($100^{\circ}/58^{\circ}$ S) seria skalna ilasto-piaszczysta kilkumetrowej miąższości. Oprócz obtoczonych egzotyków, o urozmaiconym składzie i rozmiarach do 40 cm średnicy, w osuwisku tkwią wielkie bryły łupków fliszowych o zachowanej dobrze łupkowatości oraz bloki ześlizgowe fliszowego piaskowca o częściowo pościeranych krawędziach i narożach.

Pewną ciekawostką jest znalezienie wśród brył osuwiska bryły sfęrodolomitowej, wyrwanej gdzieś w drodze z podłoża. Podobny przypadek spłynięcia kongrecji syderytu w obce środowisko we fliszu karpackim opisał M. Książkiewicz (1951). Wreszcie nie brak w opisywanym osuwisku podmorskim spływowych toczenców piaskowych.

We wsi Leśnica, na prawym brzegu Leśnickiego Potoku, występuje utwór spływowy w postaci typowej masy skalnej ilasto-piaszczystej, rów-

niez ok. 4 m miąższości, w której tkwią otoczaki egzotyczne do 40 cm średnicy, tocznie spływowe i słabo zwinięte, zeslizgowe bloki piaskowcowe oraz bryłki łupków.

Osuwisko leży na ławicy piaskowca o nierównej powierzchni górnej ($86^{\circ}/24^{\circ}$ S). W stropie utworu spływowego znajduje się 2,5-metrowa warstwa piaskowca u dołu masywnego, zbitego, ku górze o warstwowaniu falistym i przepelnionego detrytusem roślinnym tak, że piaskowiec staje się kruchy. Nad tym znajduje się kompleks łupków silnie piaszczystych i kruchego, laminowanego piaskowca z detrytusem roślinnym oraz odciskami pni drzew i warstewkami węgla. Występują w nim również drobne egzotyki skał krystalicznych i osadowych.

Na zachód od doliny Leśnicy wielkie osuwiska podmorskie urywają się, a w każdym razie nie są autorom znane. W przedłużeniu natomiast północno-podhalańskiej strefy osuwiskowej ciągnie się na długim odcinku, aż po dolinę Czarnego Dunajca pas dość osobliwych skał fliszowych o swoistej facji kruchych, zlepieńcowatych piaskowców z częstymi drobnymi zaburzeniami natury spływowej. Już W. Kuźniar (1910) spostrzegł i wyodrębnił tę skałę w przekroju szaflarskim, charakteryzując ją w następujący sposób (str. 47):

„Materiałem jest piasek z małą ilością ilu, która wystarcza zaledwie do tego, żeby drobne grudki mogły się razem utrzymać, jednak już w palcach daje się ta skała doskonale rozcierać. Tkwią w tem dość często ziarenka kwarcu, wielkości grochu lub drobnej fasoli, dobrze zaokrąglone i równie wielkie, ale o wiele rzadsze, płaskie, zaokrąglone kawałki zielonego chlorytowego łupku krystalicznego“.

Dalej wspomina Kuźniar o rozszanym w skale pirycie i o znalezieniu w niej egzotycznego otoczaka wapienia numulitowego. Ta ostatnia okoliczność znajduje ciekawe potwierdzenie w obserwacji A. Mazuś (1957), która znalazła tu w zwietrzelinie fliszowej w stropie profilu szereg gładzików wapiennych i krystalicznych (ok. 40% wapieni), według wszelkiego prawdopodobieństwa — egzotyków z facji fliszowej, o której mowa⁴. Jeszcze dalej w kierunku zachodnim ziarno w tej strefie i facji fliszu stopniowo maleje, ale ogólnie charakter osadu nie ulega zasadniczej zmianie. Autorzy skłonni są interpretować genezę opisanych skał jako rezultat zrzućenia cięższego ładunku piaszczysto-żwirowego przez gęstą chmurę prądu zawieszinowego (wzbudzonego osuwiskami), który uniósł i osadził gdzieś dalej drobniejsze frakcje osadu (por. Vašíček, 1953).

⁴ Nie mogą to być żwiry tarasowe Białego Dunajca, ponieważ na tej wysokości (ok. 20 m nad wodą) nie ma już otoczaków wapiennych w plejstocenijskich żwirowiskach tatrzańskich. Przeczy takiej możliwości również b. wysoki procent wapieni, absolutnie nie spotykany w żadnym, nawet współczesnym, osadzie żwirowym rzek podhalańskich.

Częste zjawiska warstwowania spływowego obserwowane w tej strefie fliszu są rezultatem szybkiej akumulacji, dzięki której gruba hydroplastyczna powłoka o nikłej domieszce wiążącego osad ilu ujawniała stałą tendencję do grawitacyjnych mikrospliwów na dnie.

Południowe obrzeżenie niecki podhalańskiej

O ile na północnym brzegu geosynkliny fliszu podhalańskiego strefa osuwisk podmorskich ciągnie się na całym niemal odcinku przyskałkowym, o tyle na brzegu południowym, wzdłuż Tatr, zjawiska te na znanym autorom terenie (leżącym w obrębie polskiego obszaru Podhala) należą do wyjątkowych. Wyjątkiem takim jest odsłonięcie w granicznej Białce położone w odległości 1,7 km na N od mostu na Łysej Polanie. Występuje tu utwór osuwiskowy ok. 4 m miąższości. Główna masa spływowa ilasto-piaszczysta jest beładnie skłębiona i posiada ciemną stalowo-szarą barwę. Diagenaza jest tu dość daleko posunięta, dzięki czemu masa jest twardsza aniżeli w innych osuwiskach podmorskich Podhala. W niej tkwi beładnie materiał egzotykowy, składający się wyłącznie z wapieni i dolomitów reglowych oraz okruchów piaskowcowych. Przeważa drobny materiał, lecz obok niego są również wielkie bloki o nieregularnych kształtach do 2,5 m średnicy. W stropie leży normalny poziom sedymentacyjny piaskowców i łupków z bułami sferodolomitów, a ponad nim występują zlepienie średnio i drobnoziarniste ($85^{\circ}/18^{\circ}$ N), składające się z okruchów tych samych skał co w osuwisku, jednak dobrze obtoczonych.

Wyjątkowe nagromadzenie gruboklastycznego materiału na wschód od Białki, na przedpolu Tatr Bielskich, stanowi problem dotychczas jeszcze jasno nie postawiony. Że nie są to zlepienie podstawowe eocenu (co sugeruje mapa Uhliga), świadczą obserwacje W. Kuźniara (1908, str. 28-29), który stwierdził, że:

„...potężne masy konglomeratów... leżą naprzemian z łupkami lub piaskowcami fliszu“ a „...w niektórych partiach są prawdziwymi brekcjami: wielkie bryły wapieni lub dolomitów, zupełnie nieregularnie ostrokrawędzisto ograniczone, leżą wśród drobnego gruzu“.

S. Sokołowski (1948, str. 35) dodaje, że w tym kompleksie liczącym według Kuźniara 150 m miąższości

„...bryły materiału egzotycznego mogą osiągać ogromne — do kilkudziesięciu m³ — wymiary (odsłonięcia we wkopach gościńca w dolnej części wsi Zar)“.

Stwierdzając swoistość tej facji fliszu podhalańskiego na przedpolu Tatr Bielskich, Sokołowski nie wypowiada się na temat jej genezy. Na mapie

swej (tabl. XIII) rozgranicza jednak ostro serię podstawowych zlepieńców eoceńskich z wapieniami numulitowymi od „łupków manglistych, piaskowców i brekcji“, stanowiących w stosunku do pierwszych nadległe, a więc młodsze ogniwo fliszu podhalańskiego. W związku z wykryciem na brzegu Białki osuwiska podmorskiego, które powstało na zachodnim krańcu wyklinowującej się ku zachodowi strefy gruboklastycznej przedpola Tatr Bielskich, nasuwają się refleksje co do możliwości zbliżonego pochodzenia osuwiska i „brekcji“ Kuźniara i Sokołowskiego, czego oczywiście bez badań w terenie autorzy nie zamierzają przesądzać⁵.

Środkowa część niecki podhalańskiej

Z części środkowej niecki podhalańskiej powłoki osuwiskowe dochodzą do większych przeciętnie rozmiarów aniżeli w strefie przyskałkowej. Świadczy o tym zarówno miąższość masy spływowej jak i wielkość elementów zsuniętych: ześlizgowych bloków piaskowca i brył łupku oraz toczenców różnego typu.

Osuwiska podmorskie w Potoku Cichym występują w górnej części wsi Ciche. Znane są nam w nim trzy serie utworów tego typu. Materiałem wiążącym utwory spływowe jest zazwyczaj skała ilasto-piaszczysta dość krucha, miejscami bardziej scementowana, niewarstwowana i skłębiona tworząca lokalne nabrzmienia. Tkwią w niej, oprócz mnóstwa egzotyków, bloki piaskowca fliszowego, bryły łupku, nawet dużych rozmiarów (do 1 m średnicy) i toczence, głównie inkrustowane. W masie skalnej ilasto-piaszczystej spotykają się soczewki zlepieńców lub nieregularne gniazda zlepieńcowe (pl. XLII, fig. 1, 2). Średnie wartości biegów i upadów warstw $170^{\circ}/25^{\circ}$ W.

Beładnie rozmieszczone w osadzie otoczaki egzotyczne mają rozmiary od 2 cm do 50 cm. Oprócz skał krystalicznych i metamorficznych, których jest dużo (zwłaszcza granitów szarych, łupków chlorytowych i gnejsów), występują czarne rogowce, kwarcyty i dużo skał wapiennych i dolomitowych jasnych, szarych i kremowych. Z tego właśnie utworu pochodzi, obok otoczaków wapieni eoceńskich, „skałka“ wapienia numulitowego opisana przez Gołąba jako porwak tektoniczny (1954), a ostatnio słusznie uznana przez niego za luźny blok w zsuwie podmorskim (wyowiedź w dyskusji po referacie A. Radomskiego 1957). Zwraca uwagę brak wśród egzotyków typowych zieleńców i fyllitów, które są reprezentowane w brzeżnej części geosynkliny fliszu podhalańskiego.

⁵ Prof. E. Passendorfer, który poczynił jesienią 1957 r. pewne obserwacje nad eocenem przedpola Bielskich Tatr, zakomunikował autorom, że stwierdził tu konkretnie zjawiska osuwisk podmorskich.

Koło Witowa utwory osuwisk podmorskich zaczynają się w korycie Czarnego Dunajca naprzeciw Kojśówki, gdzie jednak brak dobrych odsłoneń. Widać tu jedynie, że facja osuwiskowa wśród warstw fliszu zawiera liczne egzotyki krystaliczne i węglanowe o średnicach do 5 cm.

Najlepsze profile odsłonięte są w potoku Magura pod Skoruszówką i jego prawym dopływie. W dolnym biegu potoku głównego (ok. 400 m na W od szosy Zakopane — Czarny Dunajec), odsłaniają się interesujące osuwiska, które występują w postaci parokrotnie powtarzających się w profilu soczew ilasto-piaszczystych z otoczkami egzotycznymi, przedzielonych kompleksami łupkowo-piaskowcowymi normalnej sedymentacji fliszowej ($65^{\circ}/18^{\circ}$ N). Miąższość poszczególnych soczew materiału osuwiskowego waha się od 0,5 do 1,5 m. Profil świadczy o dużej skłonności do osuwania się po dnie morza nieskonsolidowanego osadu na tym odcinku Podhala (pl. XLIII, fig. 2).

W środkowym biegu Magurskiego Potoku (ok. 800 m od szosy) ciągnie się na sporej przestrzeni wielkie osuwisko o miąższości 6-7 m, gdzie można obserwować niemal komplet elementów zsuwowych, a więc — oprócz egzotyków — ześlizgowe bryły i pakiety łupków i piaskowców fliszu o kształtach kanciastych, bryły i kule piaskowe inkrustowane żwirem egzotykowym, wreszcie głazy i bloki „utopione“ w zlepieńcu (pl. XLIII, fig. 1; pl. XLIV i XLV). Wśród głazów tych napotkano bułę sferodolomitu, która stanowi tu również egzotyk, ponieważ osuwisko znajduje się w młodszych warstwach fliszu nie zawierających sferodolomitów; buła musi więc pochodzić ze starszych warstw, gdzie konkracje te są dość częste. Warstwy ograniczające osuwisko są silnie zaburzone i mają średni bieg i upad $75^{\circ}/45^{\circ}$ N.

Na SE stąd, we wspomnianym dopływie potoku Magura oraz w górnym biegu potoku głównego, zanotowano jeszcze dwa splywy podmorskie, z czego można sądzić o częstotliwości zjawisk osuwiskowych we fliszu Magury Orawskiej. Skład egzotyków przypomina opisany nieco dalej materiał egzotykowy ze Skoruszyny (m. in. porfiry, melafiry i obce Tatrom krzemienie); jest tu ponadto dużo materiału lokalnego (scementowanego), który brał udział w ruchach grawitacyjnych na skłonach podwodnych morza podhalańskiego.

W Potoku Iwańskim pod Brzanówką (naprzeciw Magury Orawskiej) istnieje spore osuwisko wśród fliszu o biegu i upadzie $126^{\circ}/28^{\circ}$ N, jak również odsłoneń podobnych utworów znajdują się w Potoku Dzianiskim w Świdroniach i w Chochołowie. Aby nie powtarzać się, opis ich pominiemy, ograniczając się do odnotowania ich położenia na mapie (fig. 5).

U źródeł potoku Skrzypnego, pod Rolów Wierchem, występuje utwór osuwiskowy przedstawiony na fig. 3 i 4.

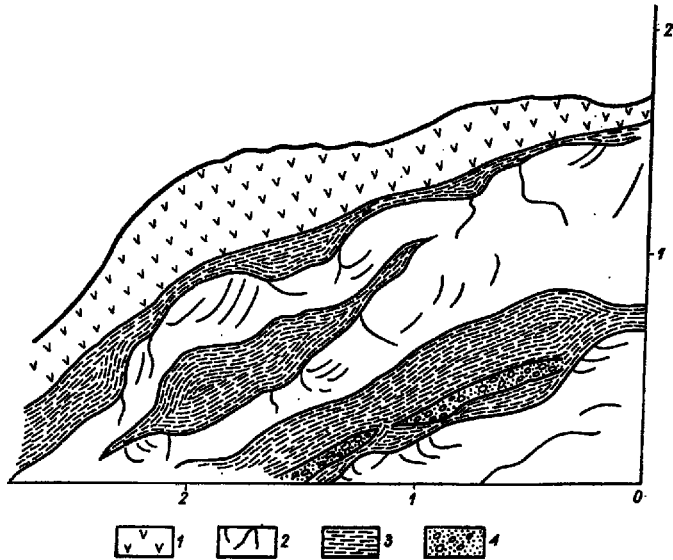


Fig. 3

Odkrywka osuwiska podmorskiego pod Rolów Wierchem koło Bańskiej
(wg M. Michalak)

Fragment ściany lewej w lewym rozwidleniu potoku. 1 zwierzelina, 2 mułowiec dolomitowy, 3 łupki, 4 zlepienie egzotykwów

Outcrop of submarine slide at Rolów Wierch near Bańska
(after M. Michalak)

Fragment of left wall in left bifurcation of stream. 1 slope detritus, 2 dolomitic mudstone, 3 shales, 4 exotic conglomerate

Między niezaburzonym kompleksem piaskowcowo-łupkowym ($12^{\circ}/5^{\circ}$ S), który odsłania się powyżej i poniżej osuwiska, występuje strzaskana ławica zlepieńca egzotykowego do 1 m miąższości. Najwięcej egzotyków jest w dolnej części zlepieńca, gdzie skupiają się w gniazda lub też rozproszone są chaotycznie. W spągu ławicy leżą szaro-brunatne łupki fliszowe o niewyraźnej łupkowatości zawierające również drobne egzotyki. Niżej odsłania się bardzo nierówna i zdeformowana soczewka mułowca dolomitowego z tkwiącymi w niej płatami pomiętych łupków fliszowych ze sporadycznymi egzotykami do 8 cm średnicy.

W chwili splaywania osadu skała dolomitowa była zapewne jeszcze nie zestalonym mułem dolomitowym, w którym pograżyły się obsunięte z góry postrzępione pakiety łupków i drobniejszy materiał luźny. Osuwisko leży na łupkach mydlastych zawierających cienkie wkładki piaskowcowe.

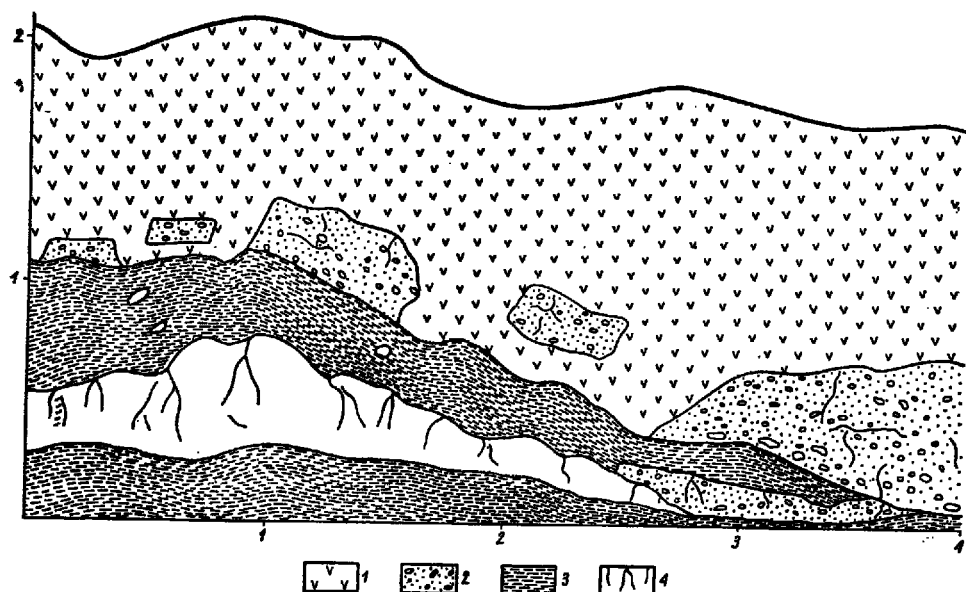


Fig. 4

Odkrywka osuwiska podmorskiego pod Rolów Wierchem koło Bańskiej
(wg M. Michalak)

Fragment ściany prawej w lewym rozwidleniu potoku. 1 zwierzelina, 2 zlepniec egzotyczny, 3 łupki, 4 mułowiec dolomitowy

Outcrop of submarine slide at Rolów Wierch near Bańska
(after M. Michalak)

Fragment of right wall in left bifurcation of stream. 1 slope detritus, 2 exotic conglomerate, 3 shales, 4 dolomitic mudstone

Na wschodzie w środkowej części niecki podhalańskiej osuwisk podmorskich nie napotkano. Wyjątkiem jest struktura splayowa odsłaniająca się na słowackim brzegu rzeki Białki, na stokach Chowańcowego Wierchu naprzeciw polany Rynias.

Seria zaburzona ma tu kilka metrów miąższości i składa się z naprzemianległych soczewek piaskowców i łupków. W łupkach tkwią piaskowe toczne splayowe o wymiarach 0,15 do 1 m. Egzotycznego materiału nie widać. Utwór ten pokryty jest normalnie leżącą serią piaskowcowo-łupkową ($120^{\circ}/13^{\circ}$ N). Ze względu na niemożliwość bezpośredniego dostępu do odsłonięcia (leży ono na linii granicznej) struktura ta nie została dostatecznie zbadana.

Pasma Skoruszyny

Stanowisko osuwisk podmorskich w rejonie pasma Skoruszyny zdaje się stanowić największe stwierdzone dotychczas skupienie zjawisk tego rodzaju we fliszu podhalańskim, a ilość i rozmiary egzotyków są wyjątkowe. Dzięki masowości występowania materiału gładowo-żwirowego na powierzchni trafił on dawno do literatury naukowej, ale w zupełnie błędnym ujęciu, co jeden z autorów niniejszej pracy podniósł już w krótkiej wzmiance na marginesie innych zagadnień (Halicki 1955, str. 94, odnośnik).

Jako pierwszy poruszył zagadnienie gładów krystalicznych, kwarcytowych i wapiennych występujących na północ od grzbietu Skoruszyńskiego (w dolinie potoku Zabidowczyk) E. Romer (1929). O wapieniach sądził, że mogą pochodzić z Pasma Skałkowego, granity i kwarcyty wiązał natomiast z najstarszym w jego koncepcji czasowym zlodowaceniem Tatr, H+1 (gładzi narzutowe lodowca tatrzańskiego, który przekroczył pasmo Skoruszyny). Za Romerem poszli zblizoną drogą M. Gotkiewicz (1931) oraz Gotkiewicz i J. Szaflarski (1934). Nie stanęli oni wprawdzie na stanowisku eratycznego charakteru bloków granitowych w dolinie Zabidowczyka, ale posunęli się jeszcze dalej, twierdząc (1934, str. 33-34), że „nie ulega wątpliwości“ pochodzenie bloków tych ze „żwirowego poziomu skoruszyńskiego“, z którego zostały one zdenudowane. Jeden z bloków liczył około 20 m³ objętości (załączają jego fotografię), co — zdaniem tych autorów (l. c.) —

„... świadczy o potężnej sile transportowej“, „... jeśli się zważy, że oddalenie bryły od krystalinikum tatrzańskiego wynosi kilkanaście km (licząc w linii powietrznej)“.

Należy dodać, że „żwirowiska predyluwialne“ Skoruszyńskie (z wapieniami!) leżą miejscami na wysokości 600 m ponad współczesnymi dnami dolin. Na tej podstawie wymienieni autorzy rekonstruują bardzo daleko idące zmiany w paleohydrografii szerokiego obrzeżenia Tatr i wiążą ze sobą różne spłaszczenia stoków i szczytów w skomplikowane systemy geograficzne pra-rzek karpackich.

W 1948 r., w czasie pobytu na terytorium Słowacji, drugi z autorów (B. H.) miał sposobność odwiedzenia Skoruszyny. Pomimo krótkiego pobytu na tym fliszowym grzbiecie, udało się wyjaśnić całkowicie genezę rzekomych żwirów rzecznych czy też eratyków. Zarówno w wyrwach erozyjnych wzdłuż drogi wiodącej z Habówki do Zabidowa przez Ośli Wierch (939 m), jak i w paru sztucznych wykopach na wierzcholinie (między Mikułówką a Skoruszyną) można było rozpoznać we fliszu wy-

chodnie ilasto-piaszczystych utworów osuwisk podmorskich z tkwiącymi w nich licznymi egzotykami różnych rozmiarów. Głazy egzotyczne rzeczywiście przechodzą na północną stronę grzbietu w kierunku zlewiska Potoku Zabidowskiego, a więc bezpośredni związek gładzowisk okolic Zabidowa z egzotykami fliszu podhalańskiego pasma Skoruszyny istotnie „nie ulega wątpliwości“.

Skład egzotyków jest, podobnie jak na wschód od Skoruszyny, bardzo urozmaicony. Wśród zebranych okazów znalazły się granity, gnejsy, łupki mikowe, porfiry, melafiry migdałowcowe, poza tym liczne skały osadowe, jak kwarcyty, wapienie, dolomity, margle, krzemienie ciemne i jasnoszare. Niektóre skały przypominały inwentarz regłowy (m. in. szare wapienie retyku wg opinii k. n. Z. Kotańskiego), inne — jak niektóre krzemienie, porfiry i melafiry — są Tatrom absolutnie obce. Stan obtoczenia egzotyków w masach osuwiskowych jest niejednolity, natomiast jest on bardzo dobry w ławicach drobnych zlepieńców (otoczaki do 2 cm) występujących w seriach niezaburzonego fliszu pomiędzy poszczególnymi utworami osuwiskowymi. Najdokładniej zaokrąglone są ziarna żwiru (kwarcowe i wapienno-dolomitowe) o wymiarach 3-5 mm.

Beňadikova na Liptowie

Na zakończenie niniejszego rozdziału zostanie dodany krótki opis osuwiska podmorskiego w dolinie Ternowca, nieco powyżej wsi Beňadikova na Liptowie. Przykład ten pozwala stwierdzić, że w morzu eocen-skim na południe od Tatr odbywały się analogiczne procesy i powtarzały się te same zjawiska. Osuwisko podmorskie reprezentuje tu masa dość ilasta, w której tkwią liczne ziarna żwiru, gładziki, gładzy i bloki egzotyczne rozmieszczone, jak zwykle, chaotycznie. Bloki 1-metrowej średnicy nie należą do rzadkości, a jeden z bloków wapiennych liczył ponad 1 m³ objętości. Niektóre gładzy węglanowe są podziurawione przez skałotocze, co dowodzi, że pierwotnie gładzowisko leżało w strefie litoralnej. Miąższość glin egzotykowych liczy 3-5 m.

W spągu i stropie leżą warstwy o strukturze niezaburzonej zawierające obfitą faunę, którą opracował i ostatnio opublikował F. Bieda (1957). W spągu osuwiska są to drobne zlepienie o spoiwie wapienistym z rozproszonymi niewielkimi otoczakami o wymiarach do kilku cm; pod nimi ukazują się normalne ciemne łupki fliszowe.

Spokojnie leżący nadkład osuwiska rozpoczynają okrucowce wapienne (okrucy skalne zupełnie nie obtoczone) z bogatą fauną dużych otwornic i ślimaków. Okrucy skalne nie przekraczają tu 1 cm. Przechodzą one w czysto wapienną ławicę również zawierającą podobną faunę i przykrytą piaskowcem wapienistym.

Wśród materiału egzotykowego warstwy osuwiskowej panuje duża różnorodność litologiczna. Obok metamorficznych gnejsów i łupków mikowych widać mniej liczne granity oraz najliczniejsze skały osadowe: spękaną szarą dolomitę typu środkowo-triasowego, ciemne wapienie ze strzałką kalcytową o wyglądzie wapieni guttensteińskich, szare bardzo twarde kwarcyty żywo przypominające kwarcyty tzw. warstw hradeckich (= „warstwy z Lunz“)⁶, jasnoszare wapienie numulitowe ze starszego eocenu z fragmentami skorup ostróg obok numulitów i wiele innych typów skalnych. Część egzotyków zdaje się należeć do inwentarza skalnego płaszczowin reglowych (gł. choczańskiej), o innych trudno coś bliższego powiedzieć.

Skłębiony charakter masy ilastej (bez śladów tekstury łupkowej), w której tkwią egzotyki, świadczy o tym, że osuwisko w Beňadikovej odbyło się w zupełnie nieskonsolidowanym materiale, do którego dostały się glazy z pobraża.

Na podstawie fauny F. Bieda określił wiek warstw ograniczających od dołu i góry masę osuwiskową na dolny barton (op. cit.)⁷.

Obecność wśród egzotyków w osuwisku wapieni numulitowych dowodzi, że wapienny środkowy eocen był już w tym czasie całkowicie zdiagenezowany i tworzył przy brzegu morza liptowskiego na wyspie tatrzańskiej fałszy nadmorskie lub wzniesienia erodowane przez wody płynące, które transportowały do strefy litoralnej otoczki tej skały.

Uwagi końcowe

Przytoczony materiał faktyczny zdaje się wyczerpywać w podstawowych zarysach występowanie zjawisk osuwisk podmorskich na Podhale (tj. w obrębie terenów polskich). Mogą się tu znaleźć jeszcze pojedyncze osuwiska w terenie gorzej odsłoniętym, ale — zważywszy na staranne skartowanie Podhala przez współpracowników Zakładu Geologii Regionalnej — możliwości te będą raczej dość ograniczone i nie powinny zmienić zasadniczego obrazu i wniosków wyciągniętych przez autorów w rozdziałach następnych.

Na zakończenie tego rozdziału kilka uwag związanych z interpretacją podanych faktów.

⁶ Wymurzają się one in situ spod fliszu liptowskiego względnie niedaleko stąd — w Hradku nad górnym Wagiem.

⁷ J. Volko-Starohorský (1932) zalicza flisz okolicy Beňadikovej do serii nazwanej przez niego „Hajské vrstvy“ i będącej, w jego ujęciu, najmłodszym paleogenem Liptowa.

Już przed dziesięcioma laty J. Gołąb (1949) wysuwał koncepcję o zlodowaceniu Tatr w eocenie. Podtrzymuje ją do ostatnich czasów, interpretując wkładki „iłów egzotykowych“ we fliszu podhalańskim, bądź też ich część jako poziomy morenowe tego zlodowacenia. Świadczy o tym również jego wypowiedź na posiedzeniu naukowym Pol. Tow. Geol. w Warszawie w dniu 13 marca 1957 r.

Jak wynika z części opisowej niniejszej pracy, „iły egzotykowe“ odpowiadają podmorskim powłokom osuwiskowym, które mają na pierwszy rzut oka pewne cechy wspólne z morenami. Beładna tekstura i chaotyczne rozmieszczenie egzotyków należy do tych cech przede wszystkim, podobnie jak w każdej brekcji osuwiskowej (Kotański 1955)⁸. Zewnętrzne podobieństwa nie upoważniają jednak do dowolnej interpretacji tych utworów, gdyż przeciwko alternatywie glacialnego pochodzenia „iłów egzotykowych“ przemawiają bardzo poważne argumenty, które uważamy za decydujące.

W eocenie rosła w Tatrach ciepłolubna flora subtropikalna z laurami, migdałowcami, eukaliptusami i palmami (Kuźniar 1910), świadcząca o klimacie zupełnie odmiennym od glacialnego. Analogii z Nową Zelandią trudno dopatrywać się w eoceńskich Tatrach, gdyż brak jakichkolwiek podstaw do przyjmowania wysokości ówczesnej wyspy tatrzańskiej na 4000-5000 m, pozwalającej na rozwój wysokogórskich lodowców, które sływały do morza. E. Passendorfer (1951) przyjmuje nawet możliwość całkowitego zalania Tatr w eocenie.

W Beñadikovej utwory egzotykowe podesłane są i przykryte bezpośrednio warstwami przepelnionymi skamieniałościami takimi jak numulity (10 gatunków), operkuliny, dyskocykliny, aktynocykliny, ślimaki *Tubulostium spirulaeum*, tj. formami charakterystycznymi dla ciepłej Tetydy (Bieda 1957). Bezpośrednie sąsiedztwo takiej fauny z transgredującym i topniejącym lodowcem jest trudne do wyobrażenia.

Na północnym Spiszu i północnym Podhalu utwory egzotykowe występują wzdłuż kontaktu z Pasmem Skałkowym. Koncepcja glacialna zmuszałaby zatem do przyjęcia istnienia lodowców nie tylko w Tatrach, lecz także w strefie dzisiejszych Skałek, albo też do zakładania istnienia lodowców tatrzańskich typu polarnego przekraczających całe morze podhalańskie, które było przecież o wiele szersze od dzisiejszej strefy sfałdowanych osadów fliszu Podhala.

⁸ O. J. Koop (1952) obserwował w oligoceńskiej brekcji osuwiskowej w południowej Francji głązy porysowane przez wzajemne ocieranie się podczas ruchu osuwiska.

Utwory egzotykowe, mające wszędzie podobny charakter, nie dadzą się podzielić na glacialne i nieglacialne. Występują one w różnych poziomach stratygraficznych fliszu podhalańskiego, od jego ogniów spagowych do stropu. W świetle tego faktu hipoteza eoceńskiego zlodowacenia zmuszałaby konsekwentnie do przyjęcia istnienia w tym czasie w regionie tatrzańskim całej epoki lodowej o kilku okresach lodowych, co nie mieści się zupełnie w zespole znanych dotychczas faktów z geologii Karpat.

ROZMIESZCZENIE OSUWISK PODMORSKICH

Rzut oka na mapę (fig. 5) pozwala zorientować się, że jedna strefa podmorskich osuwisk przywiązana jest do obrzeżenia niecki podhalańskiej, druga do jej środkowej części.

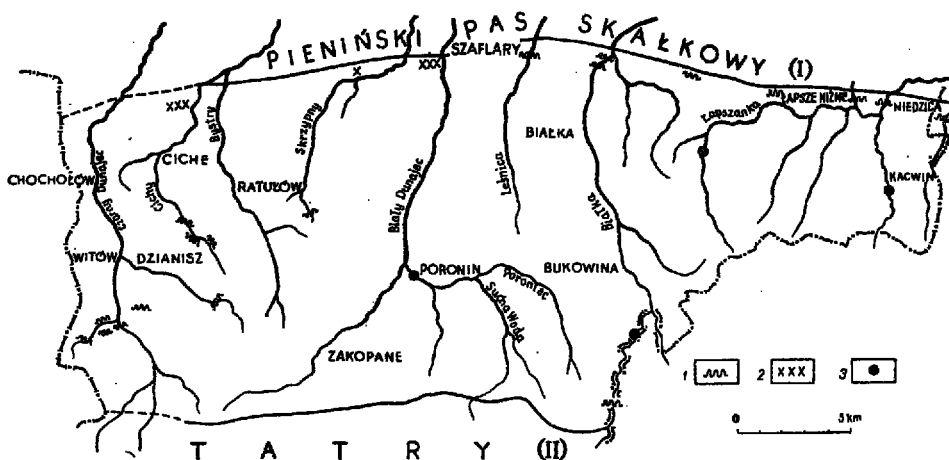


Fig. 5

Mapka rozmieszczenia osuwisk podmorskich i zjawisk pokrewnych we fliszu Podhala
1 powłoki osuwiskowe, 2 facja osuwiskowa fliszu, 3 ześlizgi podmorskie

Sketch map of the distribution of submarine slides and other related phenomena
within the Podhale Flysch

I — Pieniny Klippen-Belt, II — Tatra Mts. 1 slump sheets, 2 flysch slump facies,
3 submarine slips

W części przyskałkowej zanotowano długi szereg osuwisk ciągnących się wzdłuż całego północnego brzegu geosynkliny, począwszy od Kalenberku na wschodzie przez Niedzicę, Łapsze, Białkę, Leśnicę i Szaflary, po Pasiekę na zachodzie. Nie na całej przestrzeni intensywność zjawisk osuwiskowych jest jednakowa. We wschodniej części Podhala i na

Spiszu występują grube kompleksy ilasto-piaszczystych mas z otoczkami egzotykowymi, z blokami, bryłami i tocząciami różnych typów; w zachodniej części obserwowano tylko warstwowanie spływowe, tj. drobne powłoki spłyniętych piasków czy żwirów (mikrospływy) w swoistej facji fliszu (por. str. 90-91). Elementy spłynięte w osuwiskach, jak i materiał piaskowców i zlepieńców w warstwach otaczających osuwisko wyraźnie drobnieje ze wschodu na zachód.

O osuwiskach podmorskich na południowym obrzeżeniu niecki Podhala wiadomo jeszcze bardzo mało. W świetle obserwacji E. Passendorfera (1958) zanotowane osuwisko nad Białką stanowi jedynie fragment potężnie rozbudowanych zjawisk tego typu ujawnionych w gruboklastycznych osadach przedpola Bielskich Tatr. Dalej na zachodzie osuwisk podmorskich w omawianej strefie brak.

Zsuwy i ześlizgi występujące w środku niecki fliszowej ograniczone są do zachodniej części Podhala. Występują one w Witowie, Cichem, Chochołowie, a poza granicami Polski na Skoruszynie. Duża intensywność procesów, grubość pokryw osuwiskowych na zachodzie, a zanikanie ich ku wschodowi świadczy o zmniejszaniu się objawów ruchów masowych sedymentów dennych z zachodu na wschód.

Nasilenie procesów osuwisk podmorskich w niektórych strefach fliszu Podhala podkreśla pewne etapy rozwoju geosynkliny. W strefie brzeżnej osuwanie się i spływanie materiału przy krawędziach niecki związane było zapewne z wczesnymi ruchami orogenicznymi pogłębiającymi geosynklinę.

Warstwy łupkowo-piaskowcowe leżące nad seriami spływowymi wskazują na bardziej głębokomorskie pochodzenie osadów. Osuwiska w części przyskałkowej występują z reguły w spągu podhalańskiej facji łupków menilitowych („dysodylowych“). Na przyległych łądach i wyspach musiała się wówczas rozwijać silna erozja. Rzeki i potoki znosiły do morza spore ilości materiału skalnego (dobrze zaokrąglone otoczaki egzotykowe świadczą o pochodzeniu rzeczonym znacznej części tego materiału), który — dzięki procesom osuwiskowym — dostawał się w głębsze partie zbiornika. Podmorskie ruchy masowe obejmowały nie tylko materiał luźny, lecz również część skonsolidowanych już sedymentów. Impulsy powodujące osuwiska musiały być zatem silne.

Z kierunku rozmieszczenia osuwisk, ilości materiału osuwiskowego, wielkość elementów osuwisk, jak i charakteru otaczających osuwiska warstw można wnioskować, że geosynklina Podhala w tym stadium rozwoju pogłębiała się od wschodu ku zachodowi.

Osuwiska występujące w środkowej części niecki znajdują się w najmłodszych warstwach znanych we fliszu podhalańskim. Ruchy masowe

były tu związane zapewne z zamieraniem geosynkliny w związku z rozpoczynającą się fazą fałdowań na przełomie eocenu i oligocenu. Skutkiem procesów fałdowych jest, być może, znacznie większy udział osadów skonsolidowanych w osuwiskach lawinowych środkowej części niecki. Znikanie zjawisk osuwiskowych ku wschodowi, zmniejszanie się w tym kierunku ilości i kalibru materiału, jak również zmiany facjalne osadów w środku niecki podhalańskiej (wyklinowywanie się ku wschodowi facji piaszczystej) wskazuje na pogłębianie się w tym czasie geosynkliny z zachodu na wschód.

Geosynklina podhalańska była zatem terenem bardzo niespokojnym pod względem tektonicznym, a co się z tym po części wiąże — również i sedymentacyjnym. W początkowym stadium jej rozwoju ruchy wznoszące ujawniały się w jej wschodniej części; pod koniec jej istnienia ruchy dźwigające najsilniej wystąpiły na zachodzie.

Szczegółowe zbadanie materiału osuwisk podmorskich rzuci zapewne dalsze światło nie tylko na rozwój samej geosynkliny, ale również na historię otaczających ją lądów.

POCHODZENIE MATERIAŁU EGZOTYKOWEGO WE FLISZU PODHALAŃSKIM

Wśród dotychczasowych badaczy fliszu podhalańskiego zaznaczyły się dwa skrajne stanowiska w interpretacji pochodzenia egzotyków fliszu podhalańskiego.

Jedno z nich reprezentuje L. Watycha, którego poglądy oddaje wypowiedź w dyskusji na „Konferencji w sprawach geologii Regionu Podhalańskiego w dniach 2 i 3 listopada 1949 r.“ (wg powielonego protokołu Konferencji, str. 20):

„Tylko zlepniec występujące w spągu wapieni numulitowych zawierają materiał tatrzański. W partiach wyżejległych materiału tatrzańskiego zupełnie brak“.

Uwagi te dotyczą wschodniego Podhala.

Skrajnie przeciwne stanowisko zajmuje J. Gołąb (1947, 1949, 1952, 1954), widzący wśród egzotyków zachodniej połaci fliszu podhalańskiego duży udział skał z Tatr. Zdanie to podtrzymuje wymieniony badacz do chwili obecnej, co wynika z wypowiedzi w dyskusji nad referatem A. Radoskiego (1957) na str. 136. Gołąb raz jeszcze podkreśla tu „inwersję sedymentacji“ w warstwach chochołowskich wyrażoną w składzie egzotyków i polegającą na pojawianiu się otoczków wapieni numulitowych w ich spągu, skał mezozoicznych — w partiach środkowych i wreszcie — otoczków skał krystalicznych tatrzańskich w stropie tych warstw. Na-

leży wszakże dodać, że Gołąb nie neguje domieszki we fliszu podhalańskim egzotyków obcych, nie będących skałami tatrzańskimi.

Te sprzeczne i na pozór wyłączające się opinie zdają się polegać na nieporozumieniu.

Bezpośrednie podłoże fliszu podhalańskiego składa się niewątpliwie w przeważnej części ze skał typu „reglowego“ — płaszczowin Granidów przywleczonych z południa i złożonych na autochtonicznych lub parautochtonicznych elementach wglębnych Tatrydów (masy „wierchowe“) oraz ewentualnie na ogniwach przejściowych łączących facje wierchowe ze skałkami, tj. na facjach manińskiej i haligowieckiej. D. Andrusov już dość dawno (1945) obejmował wspólną nazwą „Vysokotatranské pásmo sensu lato“ zespół skalny wierchowo-maniński; podobne związki facjalne na odcinku pienińskim ujawnił ostatnio K. Birkenmajer, wydzielając fację haligowiecką, jako najbardziej południowe ogniwo facjalne skałek na styku ze strefą sedymentacyjną facji wierchowej (wypowiedź na obronie pracy kandydackiej w Warszawie w czerwcu 1957 r.). Obecność skał „reglowych“ pod fliszem podhalańskim ujawnia się bezpośrednio w oknach tektonicznych: dobrze znanej wyspy družbackiej na Spiszu, kilku okien chociażńskich na zachodnim Liptowie oraz mniej znanej wysepki Pucowa, między Zamkami Orawskimi a Kubinem, gdzie spod fliszu wynurzają się środkowo-triasowe wapienie i dolomity. Na tym podłożu transgredował normalnie eocen podhalański, co dobrze widać na obrzeżeniu mezozoiku Družbak.

Jak masy reglowe spod fliszu, tak zapewne ukazują się gdzieś niedzie, a przede wszystkim na północy Podhala, spod pokrywy tektonicznej Granidów okna wglębnych mas „Tatrydów sensu lato“ oraz pokryw i jądra hipotetycznego masywu o nieustalonej dotąd pozycji tektonicznej, który dostarczał już w górnej kredzie obfitego materiału egzotycznego obrzeżającym go sedymentom. Andrusov wylicza szczegółowo skład petrograficzny i domniemaną pozycję stratygraficzną egzotyków ze zlepieńców upohlawskich nad Wagiem i na Orawie, gdzie rozmiary ich wahają się „od wielkości grochu do wielkości niewielkiego domku“ (op. cit. str. 130 oraz 146-149). Są wśród nich zarówno elementy skałkowe jak i „tatrzańskie“ (reglowe i wierchowo-manińskie). Birkenmajer (1957) obserwował w supralitoralnych zlepieńcach warstw jarmuckich otoczaki egzotyczne typu werfeńskiego i środkowo-triasowego obok różnych skał krystalicznych i metamorficznych.

Wiele spośród tych typów skał egzotycznych znanych jest również autorom z fliszu podhalańskiego. Większość spośród nich zapewne nie pochodzi z masywu tatrzańskiego w pojęciu dzisiejszych orograficznych Tatr. Nie wydaje się możliwym zerodowanie z Tatr jakichkolwiek całkiem nieznanymi przedoceńskimi ogniwami stratygraficznymi, po których

nie pozostało żadnego śladu w ich obrębie. Tatry są tak dobrze odsłonięte i tak dobrze rozcięte, że w ich intersekcyjnym obrazie nie mogły ukryć się przy dzisiejszej znajomości ich budowy poważniejsze elementy skalne tego rodzaju. Pewne odstępstwa od tej zasady mogą mieć znaczenie lokalne i ujawniać się w składzie egzotyków jedynie w bezpośredniej bliskości Tatr.

Pewnym konkretnym przyczynkiem do charakterystyki egzotyków fliszu podhalańskiego jest opis petrograficzny jednego z typów melafirów migdałowcowych, którego kilka okazów znalazło się na Oślim Wierchu pod Skoruszyną. Dla porównania z nim wyzyskano okaz melafiru z werrfenu reglowego Niżnich Tatr, zebrany wraz z wielu innymi odmianami tych skał w kamieńcu Wagu koło Hradku Liptowskiego przy wylocie z gór doliny potoku Bočianka, niosącego w swych żwirowiskach wielką ilość otoczków melafirów niżniotatrzańskich. Okazy opracowała doc. dr Irena Kardymowicz, za co autorzy składają jej uprzejme podziękowanie. Wyniki opracowania dały, co następuje:

„Otrzymane do zbadania okazy skalne z Oślego Wierchu (Orawa) oraz jeden z miejscowości Hradek (Liptów), zdradzające znaczne podobieństwo makroskopowe, poddane przeglądowi pod mikroskopem, wykazały co następuje:

1) Skała z Hradku (2 szlify znaczone H 1_{a, b}) zaliczana przez R. Kettnera i V. Štástny'ego (1931) do melafirów wykazuje daleko posunięty proces przeobrażenia. Posiada teksturę migdałowcową z ofitową strukturą. Nieprawidłowych kształtów migdały, z delessytem na ściankach, wypełnione są kalcytem, produktami krystalizacji krzemionki oraz chlorytem. Matrix składa się z listewek skaleni oraz zielonych produktów przeobrażeń oliwinu (i augitu?) jak chloryt, serpentyn, a także licznych tlenków żelaza barwy czarnej, brunatnej i pomarańczowej (iddingsyt?). Kalcyt występuje w postaci plam na skaleniach, których charakteru chemicznego nie dało się oznaczyć.

2) Okazy z Oślego Wierchu (4 szlify znaczone O.W. 1_{a, b} i O.W. 2_{a, b}) w szlifie nie wykazują różnic, zatem opis poniższy dotyczy obu okazów. Skały wykazują daleko posunięty proces przeobrażenia, lecz wśród produktów przeobrażeń kalcyt występuje w ilości mniejszej, niż w skale z Hradku. Migdały wypełnione są przeważnie produktami krystalizacji krzemionki oraz brudnoszarą masą o cechach węglanu wapnia; licznie występują w nich drobne tlenki żelaza, na ściankach zaś migdałów od strony wewnętrznej — chloryt (delessyt), a zewnętrznej — nieprzezroczysty biotyt.

Struktura ofitowa składa się z listewek skaleni, zielonych produktów (głównie chlorytu) przeobrażeń femicznych składników skały (biotyt,

augit?) oraz strzępów nieprzezroczystego biotyту. Skaleń o cechach oligoklazu-andezynu ($an_{15}-an_{32}$).

Wniosek: na podstawie studiów mikroskopowych oraz wiadomości o melafirach słowackich, uzyskanych z Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales (Praha, 1931) można z pewnym prawdopodobieństwem orzec, że zebrane z Osłego Wierchu otoczaki skał są pokrewne melafirom z Hradku“.

Z przytoczonej opinii nie wynika oczywiście wniosek o przywleczeniu melafirów werfeńskich z terenu Niżnich Tatr do morza Podhalańskiego. Daje ona raczej podstawę do spodziewania się obecności w podfliszowym podłożu Podhala i Orawy melafirów, które należą zapewne do analogicznej jednostki stratygraficznej stanowiącej jednak pokrywę innej tektonicznej jednostki na północ od Tatr — najprawdopodobniej wielokrotnie wspomnianego masywu przyskałkowego, którego istnienie potwierdzają ostatnio również dane geofizyczne (Gołąb w dyskusji nad referatem Radomskiego, 1957). Takie tłumaczenie pochodzenia egzotyków melafirowych we fliszu podhalańskim znajduje również poparcie w faktach znajdowania przez Andrusova (1945) podobnych melafirów migdałowcowych wśród otoczaków zlepieńców upohławskich, a więc w obrębie Pasma Skałkowego, tj. na północnym obrzeżeniu geosynkliny Podhala.

Na podstawie poczynionych przez autorów obserwacji i niektórych pozycji z literatury można najogólniej naszkicować przedstawione niżej zasady rozmieszczenia egzotyków we fliszu Podhala.

Niewątpliwy materiał z Tatr ogranicza się do skał reglowych (trias-kreda) i występuje w spągu eocenu u podnóża tych gór (Passendorfer 1951), sięgając — być może — do zlepieńców-brekcji, czy też osuwisk podmorskich we fliszu przedpola Tatr Bielskich (Kuźniar 1908, Sokółowski 1948). Wpływ regli zaznacza się również w detrytycznym charakterze sedymentów wapienno-dolomitycznych tworzących się w strefie przybrzeżnej głównie kosztem niszczenia reglowego środkowego triasu; ziarna kwarcu odgrywają tu jeszcze rolę znikomą (Tokarski i Oberc 1953). Wkrótce sytuacja zmienia się zasadniczo. Zamiast podtatrzańskich facji przybrzeżnych z materiałem lokalnym zapanowuje na całym obszarze sedymentacyjnym geosynkliny podhalańskiej (i liptowskiej) dość jednolita facja fliszowa z panującym kwarcem detrytycznym, który już nie pochodzi z wyspy tatrzańskiej. W przekroju Podhala na linii Stare Bystre—Zakopane, według S. Kreutzta (in Nowak 1927, str. 105) występuje we fliszu materiał egzotyczny:

„W piaskowcach stwierdzamy tu skalenie alkaliczne, plagioklasy kwaśne, zbliżone do albitu, brak typowego dla Tatr oligoklazu, zawierającego zwykle około 28% an. Odnosi się to także do fliszu położonego tuż pod Tatrami (Koziniec)“.

Skąd pochodził ten materiał? Ostatnie prace (Dżułyński i Radomski 1955, Radomski 1957) podkreślają bardzo mocno obecność równoleżnikowych prądów w morzu basenu podhalańskiego, utrwalonych w postaci hieroglifów wleczeniowych. Obserwacje autorów niniejszej publikacji zgodne są co do tego. Istnieje jednak brak uzgodnionych poglądów w kwestii kierunku tych prądów: ze wschodu na zachód, czy też odwrotnie (por. np. protokół konferencji podhalańskiej 1949). Dżułyński i Radomski (1955) zakładają kierunek z W na E. Szereg faktów, które zostaną omówione szerzej w innych pracach, wskazuje jednak, że w dolnych ogniwach fliszu zaznacza się również kierunek transportu materiału klastycznego ze wschodu na zachód (np. w tzw. zlepieńcach kacwińskich — Grzybek, 1956); w wyższych warstwach fliszu podhalańskiego kierunek ten zanika i panuje odwrotny — z zachodu na wschód, co wynika m. in. z malenia w tym kierunku grubszych frakcji klastycznego osadu. Tam też na zachodzie znajdowało się główne źródło tego materiału. W spągowych i wyższych stratygraficznie ogniwach fliszu podhalańskiego zmienia się również skład egzotyków — np. podnoszona przez autorów w części opisowej obecność lub też brak „zieleńców“ w pewnych partiach fliszu. Źródło macierzyste tych skał zdaje się leżeć dziś głęboko pod fliszem.

Kilka słów wypada wreszcie poświęcić występowaniu otoczków egzotycznych pochodzenia rzecznego. Charakter obtoczenia wielu egzotyków przemawia za możliwością ich przytransportowania nad brzegi eoceńskiego morza podhalańskiego przy współdziałaniu wód płynących. W tym przypadku źródło ich pochodzenia może znajdować się w nieco większej odległości od Podhala, aczkolwiek nie jest to warunkiem koniecznym. Np. Birkenmajer (1957) widzi źródło egzotyków rzecznych ze zlepieńców warstw jarmuckich w bardzo nieznacznym oddaleniu od Pasma Skałkowego.

Szersze i pełniejsze omówienie poruszonych problemów zostawiają autorzy na przyszłość, do czasu zebrania i opracowania obfitszego materiału faktycznego.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW

Splywy grawitacyjne na dnie zbiornika sedymentacyjnego fliszu podhalańskiego występują we wszystkich znanych w literaturze postaciach: mikro zaburzeń spływowych mierzonych w skali centymetrowej, ześlizgów i stłoczeń osadów o charakterze lokalnym i amplitudzie od kilku do kilkudziesięciu metrów oraz wielkich i grubych powłok osuwiskowych (slump sheets) przebiegających zazwyczaj lawinowo na wiel-

kich przestrzeniach i mających zasięg zapewne setek metrów (a może i więcej).

W starszych ogniwach stratygraficznych fliszu większe nasilenie procesów splayowo-osuwiskowych zaznacza się we wschodniej części Podhala i na Spiszu, w młodszych zaś — w zachodniej części tego regionu i na Orawie (Skoruszyna).

Procesy te, a raczej ich nasilenie, związane są z ruchami tektonicznymi: pierwszy etap — z zapadaniem się dna i pogłębianiem się geosynkliny podhalańskiej, drugi — w którym osuwiska skoncentrowane są głównie w środkowej części niecki, — z wypiętrzaniem się i początkową fazą fałdowań schyłkowo eocenских i oligocenских w geosynklinie.

Transport materiału klastycznego na dnie basenu odbywał się w starszej fazie sedymentacji częściowo ze wschodu na zachód, a w młodszej fazie — wyłącznie z zachodu na wschód. Jest to zapewne skutkiem przemieszczania się ośrodka maksymalnego wgięcia w profilu podłużnym geosynkliny Podhala z zachodu na wschód.

Materiał egzotyczny we fliszu podhalańskim pochodzi z Tatrydów sensu lato, przede wszystkim jednak z Granidów, które stanowią bezpośrednie podłoże fliszu. Niektóre egzotyki z transportu rzecznoego mogą mieć swe źródło w dalszych regionach. Pewne typy egzotyków (np. „zielenice“) przywiązane są wyłącznie do niższych poziomów stratygraficznych fliszu, podczas gdy brak ich w warstwach wyższych.

*Zakład Geologii Regionalnej Polski i Świata
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w styczniu 1958 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1931, 1938. Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v zap. Karpatoch. — Rozpr. Štat. Geol. Úst. Č. S. R. I, III. Praha.
- 1943. Geologia a výskyt nerastných surovin Slovenska. Bratislava.
- 1945. Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v zapadných Karpatoch IV-V. — Práce Štat. Geol. Úst. ČSR, 13. Bratislava.
- ARCHANGELSKIJ A. D. 1930. Opoľzanije osadkov na dnie Černego Moria i geologičeskoje značenie etogo javlenia. — Bjuł. Mosk. Obšč. Isp. Prir. Otd. Geol., t. VIII. Moskva.
- BELL H. S. 1940. Armored mud balls — their origin, properties and role in sedimentation. — J. Geol., vol. 48. Chicago.
- BEEETS C. 1948. Miocene submarine disturbances of strata in Northern Italy. — Ibidem, vol. 54. Chicago.
- BIEDA F. 1957. Fauna veľkých foraminifer vrchného eocenu Slovenska (Die Fauna grosser Foraminiferen im Obereozän der Slowakei). — Geol. Sborn., VIII/1. Bratislava.

- BIEDA F. & HORWITZ L. 1931. Próba stratygrafii trzeciorzędu Podhala (Essai de stratigraphie du Flysch du Podhale). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VI/4. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. 1954. O wieku tzw. margli puchowskich w Pieninach (On the age of the so-called "Puchov marls" in the Pieniny). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 88. Warszawa.
- 1956. Sedimentary characteristics of the Jarmuta Beds (Maestrichtian) in the Pieniny Klippen-Belt. — Bull. Acad. Pol. Sci., vol. IV, no. 10 Warszawa.
- COOPER J. R. 1943. Flow structures in the Berea sandstone and Bedford shale of Central Ohio. — J. Geol., vol. 51, no. 3. Chicago.
- DUNBAR C. D. & RODGERS J. 1957. Principles of stratigraphy. New York.
- DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1955. Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawieszinowych (Origin of groove casts in the light of turbidity currents hypothesis). — Acta Geol. Pol., vol. V/1. Warszawa.
- 1957. Zagadnienie żył klastycznych w osadach fliszowych (Clastic dikes in the Carpathian Flysch). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVI/3. Kraków.
- FAIRBRIDGE R. W. 1946. Submarine slumping and location of oil bodies — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 30.
- GOŁĄB J. 1947. Hydrogeologia zachodniego Pasma Gubałowskiego (Hydrogeological characteristic of the Gubałówka Range near Zakopane). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 32. Warszawa.
- 1949. Referat o fliszu Podhala. Konf. w spr. geologii Reg. Podhalańskiego (protokół powielany). Kraków.
- 1952. Tektonika Podhala (streszczenie referatu). — Geol. Biul. Inf. P. I. G., z. 1. Warszawa.
- GOTKIEWICZ M. 1931. Predyluwialny poziom skoruszyński na Orawie (Die vor-diluviale Hochfläche von Skoruszyna im Orawagebiet). — Przegl. Geogr. (Rev. Géogr.), t. XIX. Warszawa.
- GOTKIEWICZ M. & SZAFIŁARSKI J. 1934. Dyluwialne i predyluwialne poziomy dolinne na Orawie (Contribution à l'étude des anciennes vallées en Orava). — Wiad. Służby Geogr., nr 2. Warszawa.
- GRZYBEK K. 1956. Zdjęcie geologiczne fliszu podhalańskiego na ark. Niedzica 1:25000 (praca magisterska). Archiwum Zakł. Geol. Reg. Polski i Świata. U. W. Warszawa.
- HABANKOV A. B. 1948. Drevnije opoźnievyje narušenia artinskich słojev na Srednim Urale. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, t. 61, no. 6. Moskwa — Lenin-grad.
- HALICKI B. 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dolinie Suchej Wody w Tatrach (La nappe subtatique inférieure dans le bassin de Sucha Woda, Haute Tatra). Acta Geol. Pol., vol. V/1. Warszawa.
- HADDING A. 1931. On subaqueous slides. — Geol. Fören. Förhandl., 53/4. Stock-holm.
- JONES O. T. 1937. On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire North Wales, during the Ludlow period. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 93, pars 3. London.
- KETTNER R. & ŠTASTNY V. 1931. Carte géol. du versant Nord de Basse Tatra. Guide Carp. Occ. Atlas. Praha.
- KINDLE E. M. 1931. Sea-bottom Cabot strait earthquake zone samples. — Bull. Geol. Soc. Amer., 42. Washington.

- KLENOVA M. B. 1948. *Geologia moria*. Moskwa.
- KONFERENCJA w sprawie geologii regionu podhalańskiego 1949. *Maszynopis powielony*. Kraków.
- KOOP O. J. 1952. A megabreccia formed by sliding in Southern France. — *Amer. J. Sci.*, vol 250, no. 11. New Haven.
- KOTAŃSKI Z. 1955. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierzchowego triasu Tatr (Tentative of genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the high-tatric Trias in the Tatra Mountains). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXIV, z. 1. Kraków.
- KSIAŻKIEWICZ K. 1951a. Uwarstwienie spływowe we fliszu karpackim (Slip-bedding in the Carpathian Flysch). — *Ibidem*, t. XIX, z. 4. Kraków.
- 1951b. *Geologia dynamiczna*. Warszawa.
- KUENEN P. H. 1949. Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 104, pars 3. London.
- KUŹNIAR W. 1907. Eocen tatrzański. — *Spraw. Kom. Fizjogr. PAU 42*. Kraków.
- 1910. Eocen Tatr i Podhala (Das Eozän der Tatra und des Podhale). — *Ibidem*, 44. Kraków.
- LOMBARD A. 1956. *Géologie sédimentaire*. Paris—Liège.
- MAZUŚ A. 1957. Zdjęcie geologiczne okolic Bańskiej Niżnej i Nowego Targu (praca magisterska). *Archiwum Zakł. Geol. Reg. Polski i Świata U. W. Warszawa*.
- NALIVKIN D. B. 1956. *Uczenie o facjach*. Moskwa-Leningrad.
- NOWAK J. 1927. *Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne)*. Kraków.
- PASSENDORFER E. 1951. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XX, z. 3. Kraków.
- PAWŁOWSKI S. 1916. Z morfologii Pienińskiego pasa Skalek (Sur la morphologie des Klippes des Pienines). — *Kosmos XI*. Lwów.
- PEPPER J. F., DE WITT W. & DEMAREST D. F. 1954. *Geology of the Bedford and Berea Sandstone in the Appalachian basin*. — *Geol. Surv. Profess.*, paper 259. Washington.
- RADOMSKI A. 1957. Uwagi o sedymentacji fliszu podhalańskiego (Remarks on the sedimentation of the Podhale Flysch). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXVI, z. 2. Kraków.
- ROMER E. 1929. *Tatrzańska epoka lodowa (The ice age in the Tatra Mts.)*. — *Prace Geograficzne*, t. XI. Lwów.
- SHEPARD F. P. 1933. Depth changes in Sagami bay during the great Japanese earthquake. — *J. Geol.*, vol. 41. Chicago.
- 1948. *Submarine geology*. New York.
- SHROCK R. R. 1948. *Sequence in layered rocks*. New York.
- SOKOŁOWSKI S. 1948. *Tatry Bielskie. Geologia zbroczy południowych (Les Tatry Bielskie. Géologie du versant sud)*. — *Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.)*, t. IV. Warszawa.
- TEISSEYRE H. 1952. Budowa geologiczna północnej okolicy Wałbrzycha (Geological structure of the northern region of Wałbrzych). — *Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 62*. Warszawa.
- 1956. Sedymentacja górnego dewonu Pogorzały i Witoszowa. Sudety Środkowe (On Upper Devonian sedimentation in Pogorzała and Witoszów. Middle Sudeten, Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VI/3. Warszawa.

- TOKARSKI J. & OBERC A. 1953. Z petrografii eocenu Tatr — Kamieniołom „pod Capkami“ (Contribution to the petrography of the Eocene of the Tatra Mountains — „pod Capkami“ Quarry). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXI, z. 4. Kraków.
- TWENHOFEL E. 1939. Principles of sedimentation. New York.
- VAŠIČEK M. 1953. Podmínky vzniku teglu, šlíru, a flišu a problem jejich stratigrafie. — Sborn. Ústř. Úst. Geol., sv. 20. Praha.
- 1954. Stopy revolučních sedimentačních procesů. — Ibidem, sv. 21/2. Praha.
- VOLKO-STAROHORSKY J. 1932. Geologické štúdia v najmladšom paleogéně Liptova. — Liptovský sv. Mikuláš.

К. ГЖИВЕК и В. ГАЛИЦКИ

ПОДВОДНЫЕ ОПОЛЗНИ ВО ФЛИШЕ ПОДГАЛЯ (ЗАП. КАРПАТЫ)

(Резюме)

Две первые главы посвящены обзору литературы и терминологическим вопросам. В третьей главе следует описание полевых наблюдений и их интерпретация. Авторы выделяют в подгальском флише несколько типов деформаций гравитационного характера. Микродеформации измеряются сантиметрами и приурочены к отдельным слоям песчаника. Деформации среднего масштаба типа flow folds имеют в вертикальном разрезе мощность от 1 до 2 м. и прослеживаются на пространстве от нескольких метров до нескольких десятков метров (пл. XL и фиг. 1). Наиболее распространенными являются однако лавинные оползни (avalanche slides), которыми вовлекались вглубь бассейна массы еще не отвердевших осадков рядом с глыбами песчаника и сланцев, которые успели уже отвердеть вследствие диагенеза (пл. XLI-XLV и фиг. 2-4). Оползневые массы содержат большое количество экзотической гальки и валунов пород подфлишевого субстрата, главным образом субтатранских и татровых фаций (Граниды и Татриды). Экзотический материал речного и прибрежного происхождения. До попадания в оползневые массы он был окатан наземными потоками или волнами эоценового моря у крутых берегов островов поднимающихся над его уровнем.

Размещение подводных оползней не произвольное. В краевых зонах геосинклинали подгальского флиша, как северной (на границе с пенинским клипповым поясом), так южной (у берегов Татр), оползни сосредоточены в восточных частях Подгаля и в смежных с ними районах Спиппа. В стратиграфическом отношении краевые зоны представлены нижними горизонтами флиша. В центральной части геосинклинали

синклинали, где господствует верхнее стратиграфическое звено флиша, подводные оползни установлены только в западной части Подгалья и в пограничной Ораве (фиг. 5). Такую картину авторы объясняют орогенными движениями в геосинклинале. В начальный период осадконакопления, т.е. в начале верхнего эоцена, имели место главным образом движения в краевых зонах в связи с процессами погружения дна бассейна. На конечном этапе седиментации флиша подводные оползни возобновились с новой силой, когда в подгальской геосинклинали начались орогенные движения, которые в конечном итоге привели к складчатости флиша на рубеже эоцена и олигоцена.

K. GRZYBEK & B. HALICKI

SUBMARINE SLIDES IN THE PODHALE FLYSCH (CARPATHIANS)

(Summary)

ABSTRACT: Disturbances of slip bedding folds and true slide type are phenomena associated with submarine gravitational movements of sediments that are described here from the Podhale flysch area. The intensity of these phenomena is reported to decrease from east to west within the lower members of the flysch area, while within its upper members the order is reversed. The writers believe this to be due to orogenic movements at work in the Podhale geosyncline. The exotic material of flysch beds is built up mainly of Tetrade and Granide elements. The coarse-clastic fraction of deposits near the bottom of flysch beds diminishes from east to west, but from west to east towards the top. This suggests that clastic material in the Podhale basin is derived from diverse supply sources during particular development stages of the geosyncline.

Several types of gravitational disturbances, to which the bottom deposits of the Eocene sea had been subjected, are described by the writers within the Podhale flysch area.

One of these types of deformation is slip-bedding in single beds, measurable in centimetres, while flow folds are deformations on a somewhat larger scale, with vertical amplitude from 1 to 2 m and which occur in outcrops over distances from a few to some tens of metres (pl. XL and text-figure 1). The greater part of these disturbances, however, belongs to the avalanche-slide type. Indubitable proofs of their occurrence have been found within the flysch as slump sheets, 2 to 7 m. thick and with a wide range of extension (pl. XLIII). Erosional troughs have also been

encountered, in which slide-derived material glided along the floor of the flysch basin (pl. XLI, text-figure 2).

Slide processes involved both, undiagenesed material giving rise to flow rolls, balls with spiral structure, armored balls and similar structures, and diagenesed material in the form of slip blocks of sandstones and lumps of shales (pl. XLII, XLIV, and XLV) from older flysch sediments. Moreover, in submarine slides, the occurrence is common of exotic pebbles (text-figs. 3 and 4) of fluvial or littoral origin, rounded by the action of flowing water or of sea waves on the shores of islands which emerged from the Eocene sea within the Podhale region, before they were carried away by the action of slides far into the interior of the basin.

In a number of places, where exotic material is dispersed over valley slopes in greater quantities, some geographers (Pawłowski 1916, Gotkiewicz 1931, Gotkiewicz & Szafarski 1934), have interpreted it as Pliocene stream gravels, and in one case as Pleistocene erratic, material from the Tatra Mts. (Romer 1929). The present writers refute the correctness of these opinions showing that all the discussed cases are examples of outwashed slump sheets from Eocene submarine slides.

The petrographic composition of exotics displays great variety of rocks: granites, porphyries, melaphyres, gneisses, different types of metamorphic shales; of sedimentary rocks: quartzites, lydites, cherts, limestones and dolomites. The origin of the exotics varies. Some of them come from the Tatra Mts. i. e. from the Tatra massif *sensu stricto* and represent high-tatric as well as sub-tatric rock facies. The majority, however, do not owe their origin to the Tatra Mts. The immediate substratum of the Podhale flysch is without doubt made up mainly of the „sub-tatric“ type of rocks — nappes of Granides overlapping from the south and deposited on autochthonic or parautochthonic deeper elements of the Tatrides (“high-tatric” masses), and possibly on transition members linking the Tatrides with the Pieniny Klippen Belt, i. e. on the Manin and Haligowce series. The presence of “sub-tatric” rocks below the Podhale flysch is revealed directly in tectonic windows: the well known Družbaki “island” (Rožbačy) in the Spisz area, several “windows” of Chocz masses in the western part of the Liptów region, and the small Pucov “island” in western Orava. In the last site Middle-Triassic dolomites emerge from flysch beds.

Elsewhere, particularly so within the northern Podhale area, the tectonic mantle of the Granides probably emerges in “windows” of the outcropping subsurface formations of the Tatrides or of the mantle and core of the hypothetical sub-Klippen massif. The tectonic position of this massif has not thus far been established but it is known to have been

during Upper Cretaceous times an important supply source of abundant exotic material for the beds of the adjacent sedimentary area. D. Andrusov (1945) gives a detailed specification of the petrographic composition and hypothetical stratigraphic position of exotic pebbles and blocks from Senonian conglomerates of Upohlava on the rivers Vag and Orava, stating that they contain Klippen as well as "Tatric" elements, i. e. from the Tatrides and from the Granides. The present writers have encountered exotic elements of similar types within the northern part of Podhale. Most likely they are referable to the same flysch substratum rocks that emerged as islands from the Eocene sea, or may, perhaps, occur within the Podhale flysch, partly resting on secondary bed, having been outwashed from Upohlava conglomerates.

Material beyond doubt referable to the orographic Tatra Mts. is, among exotics, restricted to sub-tatric rocks (Triassic-Cretaceous) and occurs solely in bottom Eocene beds at the foot of these mountains. Quite obviously, the entire Tatra Range must have been mantled during Eocene transgression by sub-tatric masses, while the crystalline core, similarly to high-tatric formations, did not then as yet outcrop surficially (Passendorfer 1951). Exotic rocks only, alien to the Tatra Mts. occur throughout the Podhale flysch between the southern Podhale zone and the northern Klippen-near zone, as has long ago been ascertained by S. Kreutz (in Nowak, 1927). The present writers are of the opinion that this exotic material is partly referable to the cliffs of the off-shore islands, partly to fluvial origin, and that it has been transported from the littoral area to the interior of the flysch basin by processes of submarine sliding.

The distribution of submarine slides within the Podhale flysch is not uniform.

Even a cursory survey of the map in text-fig. 5 shows that one of the slide belts is associated with the marginal zones of the Podhale basin, the other with its central portion. In the Klippen-near zone a long slide-belt has been observed stretching along the entire northern margin of the geosyncline: from Kalemberk at the Polish-Slovakian frontier in the east, through Niedzica, Łapsze, Białka, Leśnica, Szaflary, as far as Stare Bystre in the west. The intensity of the slide movements has not been uniformly at work over the whole mentioned area. In the eastern part of the Podhale region and in Spisz the occurrence is noted of thick slump sheets containing exotic boulders up to 0.5 m. in diameter, also blocks of sandstones, lumps of shales and flow rolls; within the western portion of that zone only thin sheets of slip-bedded sands and gravels are observed in a characteristic, strongly arenaceous and weakly cemented flysch facies with small exotic pebbles. The grade of the elements that have slipped down in the slides, as well as that of the material building up sandstone:

and conglomerates in layers surrounding the slides decreases distinctly from east to west.

Submarine slides at the southern margin of the Podhale basin are confined to the forefield of the Bielskie Tatry and terminate in the west on the Białka stream line. Farther west no submarine slides have been noted within the flysch zone at the foot of the High- and West Tatra Mts.

Slides and slips occurring in the middle of the flysch basin concentrate in the western portion of the Podhale region. They have been observed in Witów, Ciche, Dzianisz, Bańska and Poronin, and outside of Polish territory on Mt. Skoruszyna in Slovakia. Intensity of the processes, great thickness of slump-sheets in the west and their gradual disappearance to the east, all indicate that the reduction of the phenomena associated with mass movements of bottom sediments of the Eocene sea were taking place in the WE direction.

The degree of intensity in submarine sliding processes within some zones of the Podhale flysch is an illustration of certain developmental stages of the geosyncline. In the marginal zones the sliding and flow of material along the slopes of the basin bottom may, most likely, be associated with a sinking of the geosyncline. Throughout the entire northern flysch zone near the Pieniny Klippen Belt, shale beds overlying the flow series suggest a more deep-sea origin ("dysodile shales"). That during this stage of development the subsidence of the Podhale geosyncline had an EW direction will be inferred on the distribution of slides, quantities of slide material, the size of slide elements and the nature of the surrounding beds.

Slides observable in the central portion of the basin occur within the younger beds of the Podhale flysch. Mass movements here were probably associated with the decline of the geosyncline in connection with the commencement of the folding phase at the Eocene-Oligocene boundary. The predominance of consolidated elements within avalanche slides of the central part of the basin may be due to folding processes. The disappearance towards the east of slide phenomena, the reduction in the same direction of the quantities and grade of material, as well as facial changes of sediments in the centre of the Podhale basin, all suggest that the subsidence of the geosyncline was at that time taking place in a WE direction. The Podhale geosyncline may thus be considered as an area of strong disturbances, both tectonic and sedimentary. During the initial stage of its development upheaval movements were at work within its easterly portion while towards its decline they were strongest in the west.

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XL-XLV

DESCRIPTION OF PLATES XL-XLV

PL. XL

Fig. 1

Ześlizg grawitacyjny w Kacwinie na Spiszu

Fot. K. Grzybek

Gravitational slip at Kacwin in Spisz

Fig. 2

Ześlizg grawitacyjny w Kacwinie na Spiszu — fragment

Fot. K. Grzybek

Fragment of gravitational slip at Kacwin in Spisz

PL. XLI

Rynny wypełnione materiałem osuwiskowym nad Łapszanką na S od Łapsz
Wyżnych na Spiszu*Fot. K. Grzybek*Troughs on the Łapszanka Stream, S of Łapsze Wyżne in Spisz, filled by slide
material

Fig. 1

Część południowa — Southern portion

Fig. 2

Część północna — Northern portion

PL. XLII

Fig. 1

Fragment osuwiska podmorskiego w Potoku Cichym we wsi Ciche

Fot. K. Grzybek

a toczeniec piaskowcowy, b łupkowa bryła ześlizgowa

Fragment of submarine slide in the Cichy Stream at the Ciche village
a sandstone flow roll, b slip block of shale

Fig. 2

Bryła piaskowcowa oblepiona ilm ze żwirzem egzotycznym — osuwisko podmorskie
w Cichem*Fot. K. Grzybek*Submarine slide at Ciche village — sandstone block armored by clay with exotic
gravel

PL. XLIII

Fig. 1

Masa osuwiskowa ilasto-piaszczysta z egzotykami w potoku Magura koło Witowa
Fot. K. Grzybek

Slump sheet mass with exotics, in the Magura Stream near Witów

Fig. 2

Dwie powłoki osuwiskowe przedzielone normalnymi osadami fliszowymi. Witów,
 potok Magura

Fot. A. Wasilewski

a powłoka osuwiskowa górna, b łupki fliszowe z wkładkami piaskowca, c powłoka
 osuwiskowa dolna

Two slump sheets separated by normal flysch sediments. Magura Stream at
 Witów

a upper slump sheet, b flysch shales intercalated by sandstone, c lower slump sheet

PL. XLIV

Fig. 1

Błoki ześlizgowe piaskowca tkwiące w zlepieńcu egzotykowym osuwiska w potoku
 Magura koło Witowa

Fot. K. Grzybek

Sandstone slip blocks cemented by exotic slide conglomerate in the Magura Stream
 near Witów

Fig. 2

Materiał fliszowy w osuwisku podmorskim. Witów, potok Magura

Fot. A. Wasilewski

a łupek, b piaskowiec

Older cemented flysch material in submarine slide. Magura Stream in Witów
 a shale, b sandstone

PL. XLV

Fig. 1

Piaskowcowe bloki ześlizgowe w osuwisku podmorskim. Witów, potok Magura
Fot. A. Wasilewski

Sandstone slip blocks in submarine slide. Magura Stream in Witów

Fig. 2

Fragment osuwiska w górnej części potoku Magura — masa piaszczysto-łupkowa
 z tkwiącymi bryłami i okruchami piaskowca fliszowego

Fot. K. Grzybek

Fragment of slide in upper course of Magura Stream — arenaceous-clay matrix
 cementing blocks and fragments of flysch sandstone

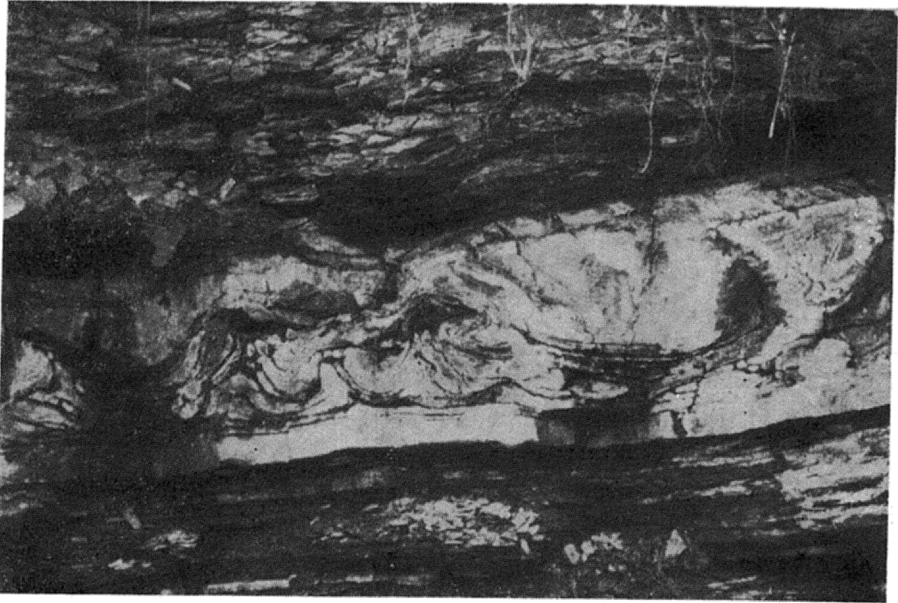


Fig. 1



Fig. 2

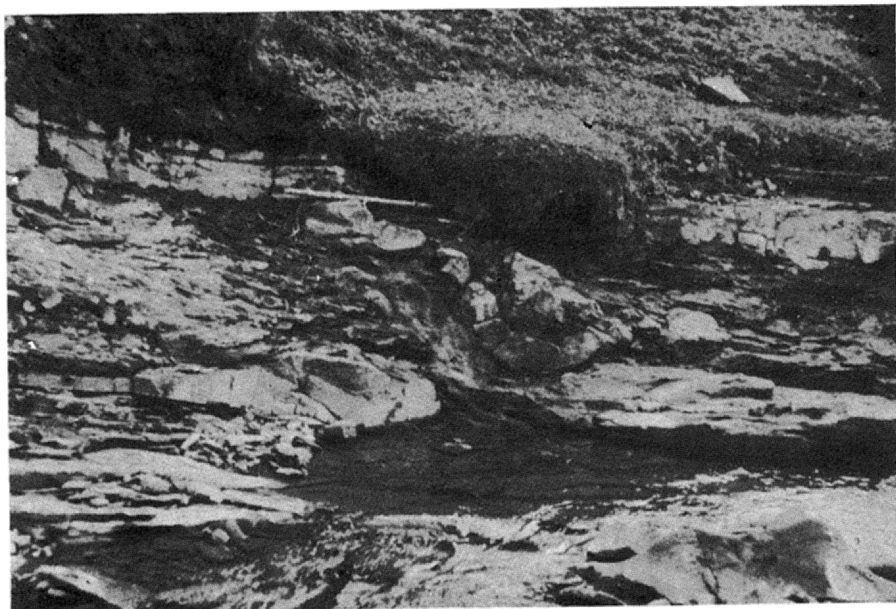


Fig. 1



Fig. 2

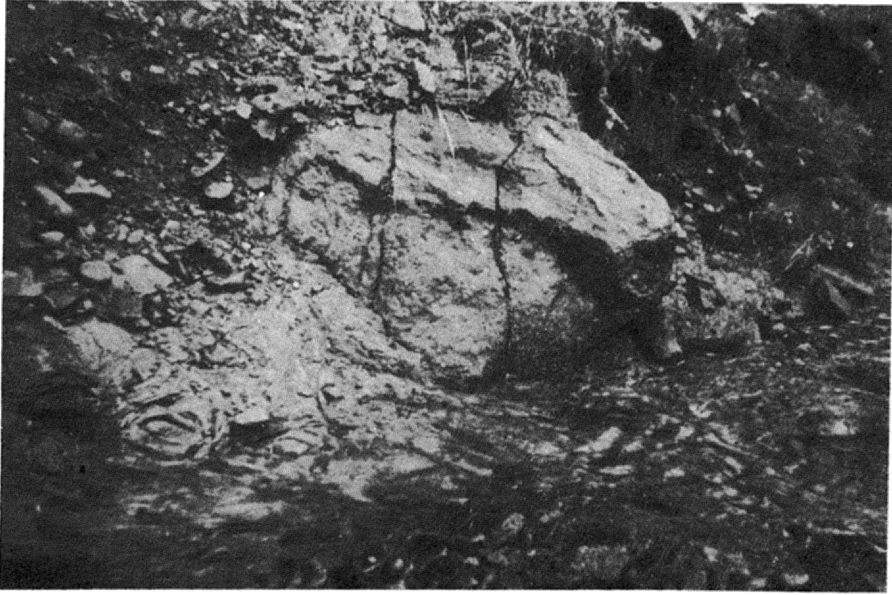


Fig. 1

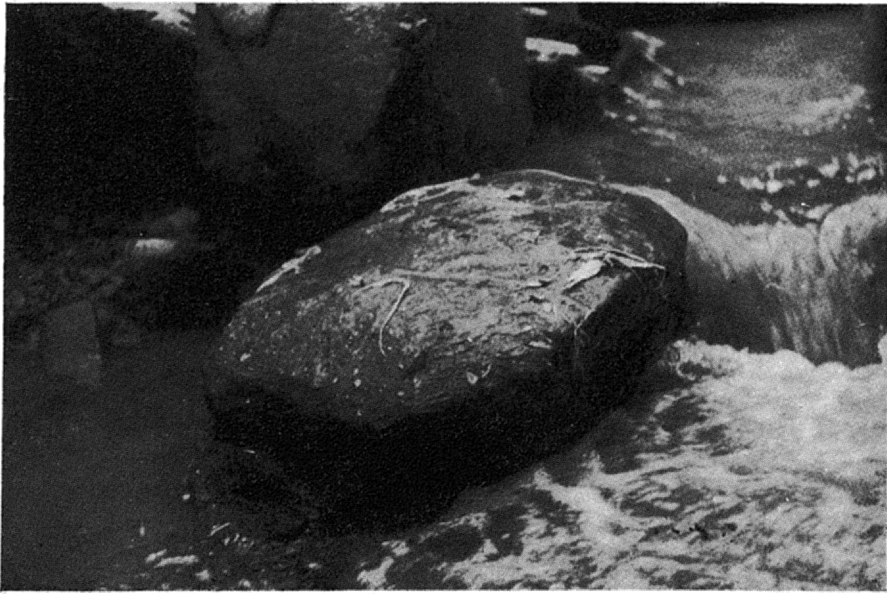


Fig. 2



Fig. 1

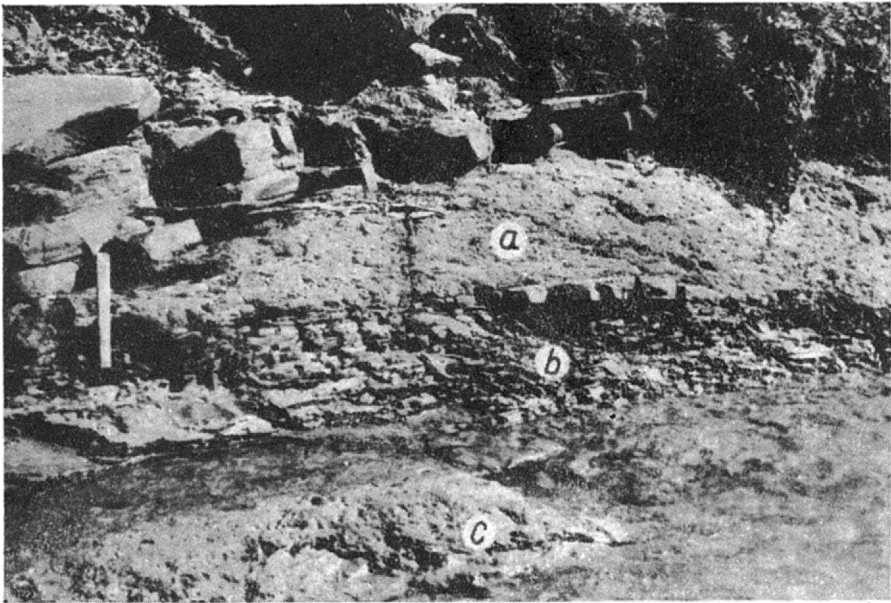


Fig. 2

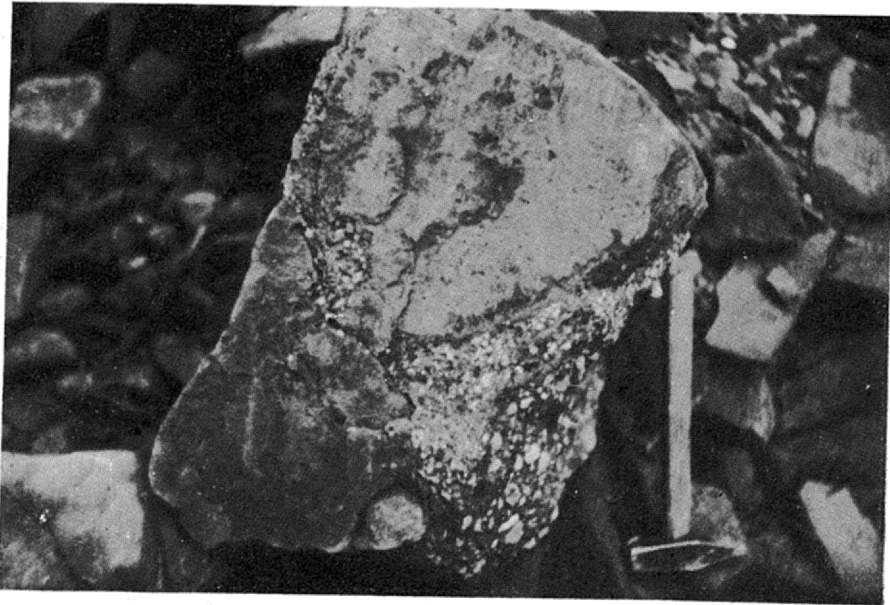


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

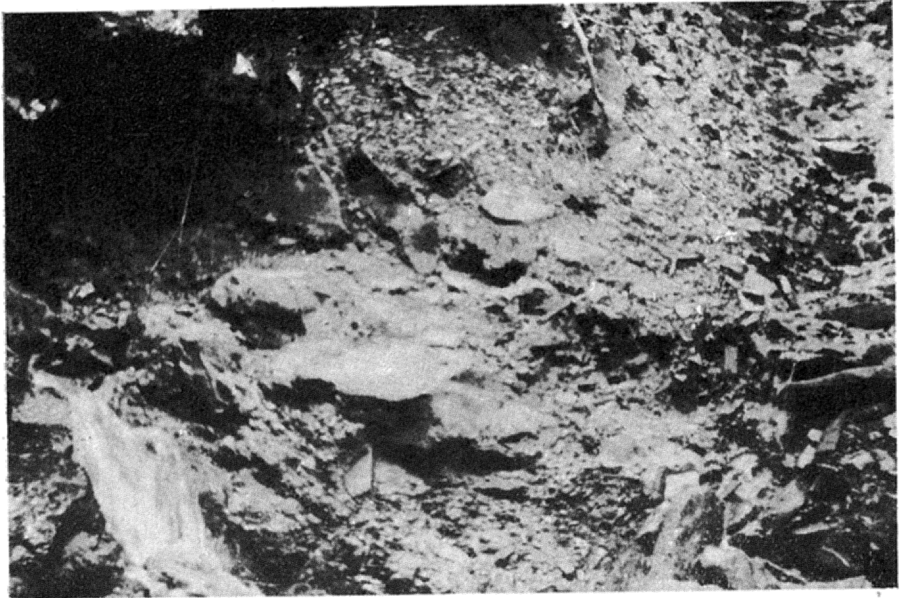


Fig. 2