

## Z BADAŃ NAD PETROGRAFIĄ LIASU WIERCHOWEGO

W LATACH 1957—1958 zostały przeprowadzone badania petrograficzne nad liasem w jednostce Kominów Tyllkowych serii wierchowej w okolicy Doliny Kościeliskiej i Doliny Chochołowskiej. Najważniejsze wyniki tych badań zostaną przedstawione w niniejszym artykule.

### SKŁAD I KLASYFIKACJA OSADÓW

Ogólnie osady liasu wierchowego można scharakteryzować jako klastyczno-wapienno-krzemionkowe. W okolicy Doliny Kościeliskiej przeważają utwory klastyczno-wapienne, a w okolicy Doliny Chochołowskiej wapienno-krzemionkowe (1, 5).

Osady węglanowe prócz tworzenia spoiwa indywiduują się w ławice wapieni, które jednak zawsze pozostają silnie piaszczyste lub zmieszane ze żwirem. Wapienie te są organochemiczne i organodetrytyczne. Wśród szczątków organicznych znaleziono liczne korale, brachiopody, małże, belemnity, liliowce (1, 5) oraz rzadsze otwornice, fragmenty jeżowców i przypuszczalnie mszywiolów. Prócz tego w wapieniach zdarzają się liczne skalcytyzowane spikule gąbek krzemionkowych. Nie skalcytyzowane szczątki gąbek są natomiast istotnym elementem wielu osadów krzemionkowych. Można tu także wspomnieć o wieloszczetach, które drążąc skały węglanowe zostawiły tylko ślady swej działalności (5, 10) — ryc. 1. Na podstawie powyższego zestawienia widać, że w morzu liasowym istniały dogodne warunki dla rozwoju wielu różnych grup zwierzęcych, z których liczne dzięki węglanowym fragmentom stały się składnikiem skałotwórczym w wapieniach.

Do skał klastycznych zaliczone zostały te, w których ilość substancji węglanowej straconej chemicznie i organodetrytycznej nie przekracza 50%.

Przeciętne wymiary ziarn zmieniają się od 0,3 do 1,0—1,2 mm, przy czym wysortowanie z reguły jest bardzo słabe — prawie w każdej próbce znajduje się znaczna ilość ziarn o średnicach dochodzących do 2,0—4,0 mm. Można zauważyć, że wysortowanie jest znacznie lepsze w profilu na lewym zboczu Doliny Kościeliskiej niż w profilach wyższych partii Dolinki Smytniej. Stopień obtoczenia ziarn jest średni — przeważają ziarna półobtoczony.

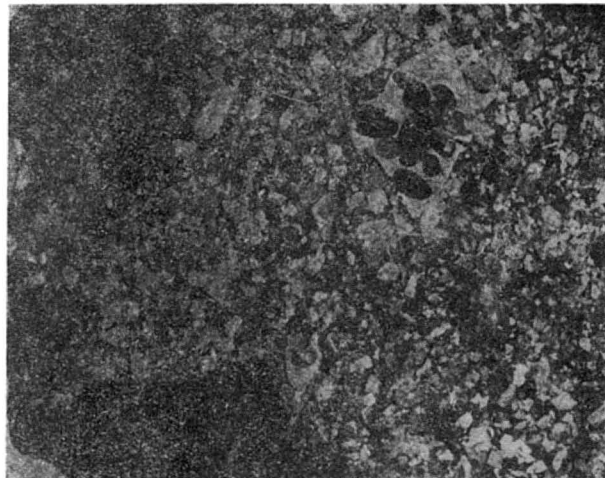
Skład mineralny kilku typów piaskowców przedstawiony jest w tabeli.

SKŁAD PIASKOWCÓW LIASU WIERCHOWEGO

	1	2	3	4	5	6
kwarc	58,2	62,6	77,4	41,0	9,8	70,8
spoiwo węglanowe	17,0	13,7	11,2	48,2	47,3	14,2
okruchy skał węglanowych	9,8	6,2	7,6	4,0	41,0	8,8
okruchy skał kwarcowych	12,6	8,9	—	0,4	0,6	—
okruchy zsylikowanych skał wylewnych	0,3	—	0,6	—	—	—
okruchy skał kwarcowo-skaleninowych	—	0,5	0,6	0,4	—	—
skaleń potasowy	2,1	8,1	2,6	6,0	1,3	6,2

Akcesorycznie występują w piaskowcach: plagioklaz, muskowit i minerały ciężkie — cyrkon, rutil, turmalin, granat. W składzie otoczek częstsze są okruchy skał kwarcowych, zwłaszcza kwarcu żyłowego, nieraz z charakterystyczną strukturą lamelkową i palisadową, zsylikowane skały wylewne należące najprawdopodobniej do wicrofirów oraz łupki grafitowe; inne skały są bardzo rzadkie — można wymienić trachit z fenokryształami rozmaicie zbliżnia-

czonych skaleni potasowych, kwarcyty, metamorficzne skały kwarcowo-muskowitowe, skrzemieniaste drewno. E. Passendorfer (9) znalazł także otoczek granitu, a F. Rabowski blok zmienionego perydotytu.



Ryc. 1. Zlepieńcowaty piaskowiec litoklastyczny liasu górnego — gruzik dolomitowy w tle piaszczysto-krainoidowym. Większe okruchy dolomitów wydrążone przez skatolocze (wieloszczety *Potamilla reniformis* Müller).

Pewne typy piaskowców, przeważnie bardzo gruboziarniste, których skład przykładowo podaje pozycja 5 w tabl. I, charakteryzują się znaczną ilością okruchów skał węglanowych (ryc. 1), których zawartość w materiale klastycznym, a więc po odliczeniu spoiwa, dochodzi do 80%. Okruchy skał węglanowych to rozmaite dolomity i wapienie o strukturze drobnoziarnistej, pelitowej, gruzelkowej, organodetrytycznej, pseudoolitowej lub oolitowej. Piaskowce zawierające je jako główne składniki, wg propozycji M. Turnau-Morawskiej (15) można by nazywać litoklastycznymi.

### POCHODZENIE MATERIAŁU TERYGENICZNEGO

Najwięcej wskazówek co do pochodzenia materiału terygenicznego dają okruchy skał kwarcowo-skaleninowych, w których prócz skaleni potasowego pojawia się niezmiernie rzadko kwaśny plagioklaz. Pochodzą one przypuszczalnie z drobnoziarnistych skał związanych z masowym granitem lub gnejssem. Podobną genezę mają okruszki mikropegmatytów napisowych i skały turmalinowo-kwarcowej.

Łupki kwarcowe, kwarcowo-grafitowe, grafitowe i muskowitowe pochodzą z kompleksu metamorficznego typu para.

Rekonstruując na podstawie materiału terygenicznego osadów liasowych wygląd erodowanego masywu, można przypuszczać, że jego częścią centralną był masyw granitowy lub gnejsowy, z którym można wiązać pochodzenie nie tylko skał kwarcowo-skaleninowych i pegmatytowych, lecz także większość skaleni i kwarcu. Materiał pochodzący z partii granitowej czy gnejsowej masywu ulegał zubożeniu (biotyt, plagioklaz) już przy wietrzeniu, a następnie w czasie transportu, podczas którego mieszał się z silnie kwarcową zwietrzeliną kompleksu parame-tamorficznego i starszego osadowego. Z ostatniego kompleksu pochodzą okruchy triasowych skał węglanowych (5, 7). Wskutek tych procesów skład materiału terygenicznego z chwilą osiągnięcia basenu sedimentacyjnego odpowiadał skałom pośrednim między piaskowcami kwarcowymi a szarogłazami niższego rzędu.

Wskazanie pod względem geograficznym źródła omawianego materiału jest trudne. Najprawdopodobniej należy szukać go na południe od Tatr Wysokich, gdzie erozja na pograniczu triasu i jury nie dotarła poniżej anizyku (5, 8). Przed kilkunastu laty M. Turnau-Morawska na podstawie badań tatrzańskiegokajpru (13) i werfenu (14) wysunęła hipotezę, że materiał detrytyczny w osadach tych pięter pochodził z Niżnych Tatr lub z nieodslaniającego się dziś masywu o podobnej budowie petrograficznej. Za przyjęciem tej hipotezy także dla liasu przemawiają względy paleogeograficzne (1, 3, 5, 9) oraz przesłanki petrograficzne. Mianowicie porównując osady liasowe z kajprowymi i werfeńskimi widać, że pierwsze zawierają znaczną ilość spoiwa węglanowego i okruchów skał węglanowych, które pochodzą z erozji skał leżących najbliższej brzegu morza. Po odliczeniu tych składników okazuje się, że zawartość kwarcu i skalenia potasowego jest podobna, jak w niektórych typach piaskowców kajpru lub werfenu. Poza tym większość skał znajdująca w liasie w postaci otoczków znana jest także z kajpru lub werfenu. Brak natomiast w liasie składników mało odpornych na procesy wietrzeniowe (plagioklaz, biotyt), które występują nieraz w większej ilości w kajprze lub werfenu.

Na podstawie powyższych danych można przypuszczać, że źródło znacznej części liasowego materiału terygenicznego znajdowało się w tym masywie, który dostarczał składników także do werfeńskiego i kajprowego basenu sedymentacyjnego. Brak w osadach liasowych składników mało odpornych może wynikać z silniejszego zaawansowania procesów wietrzeniowych na lądzie lub pochodzenia materiału z dalszych regionów tego lądu. Z drugiej jednak strony nie można całkowicie wykluczyć możliwości, że osady liasowe pochodzą z przerobienia utworów kajprowych lub werfeńskich.

#### POCHODZENIE SPOIWA WĘGLANOWEGO

Najpospolitszym rodzajem spoiwa w piaskowcach liasowych jest spoiwo węglanowe, przeważnie kalcytowe, rzadziej nieco dolomityczne. Pod względem morfologicznym jest ono kontaktowe lub w przypadku większej ilości zaczyna być tłem i wreszcie staje się składnikiem przeważającym, a skała — wapieniem piaszczystym.

Obecność w osadach liasowych znacznej ilości okruchów skał węglanowych wskazuje na intensywne niszczenie kompleksu tych skał. Erozja odbywała się przypuszczalnie głównie na lądzie. Mniejszą rolę miała przy brzegu morskim, choć w Dolinie Smytniej znane są lokalnie doskonale zachowane struktury abrazyjne (4—6, 10). Należy więc sądzić, że w czasie procesów erozji znaczne ilości węglanów zostały przeprowadzone do roztworu i doprowadzone do basenu sedymentacyjnego. Dalej można się spodziewać, że związki te zostały w dużym stopniu wytrącone i przeszły do osadu.

Obserwacje terenowe i mikroskopowe popierają takie przypuszczenie. Mianowicie w danym horyzoncie ilość spoiwa węglanowego jest stała, a pionowo skały klastyczne stopniowo przechodzą w wapienne. W wielu ławicach bardzo drobnokrystaliczne spoiwo węglanowe ma charakter organodetrytyczny — można rozpoznać w nim drobno rozrzucone rozmaite szczątki organiczne.

Na podstawie powyższych przesłanek można wyciągnąć wniosek, że kalcyt z domieszką dolomitu jest syngenetycznym spoiwem osadów liasowych. Dawniejsi autorowie (3, 7) sądzili, że minerały te zostały wytrącone w czasie późniejszych procesów odbywających się już w skałach.

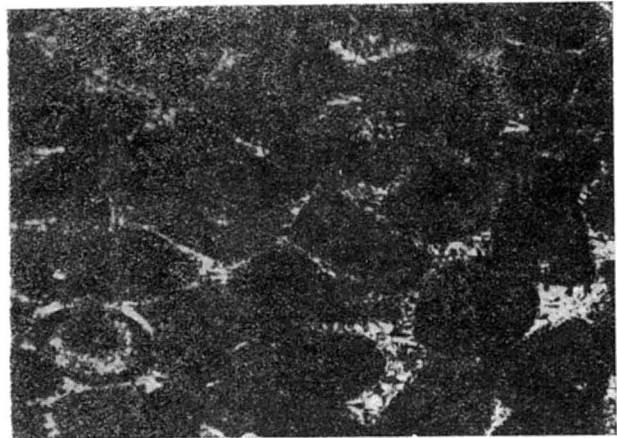
#### UTWORY KRZEMIONKOWE I FOSFORANOWE

Ze względu na chemizm osadów liasowych warto zwrócić uwagę na obecność w nich krzemionki i fosforanów.

Utwory krzemionkowe występują zarówno w osadach piaszczystych, jak i węglanowych.

Wśród piaskowców najbardziej regularnie wykształcone skały krzemionkowe znajdują się w Dolinie Smytniej. Są to wstęgowe ławice o miąższości

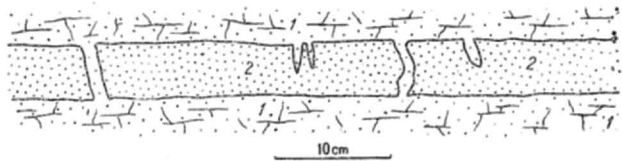
20—40 cm, rozdzielone od siebie nieco grubszymi ławicami piaskowców. Wstęgi krzemionkowe mają nierówną, zundulowaną granicę spągową i stropową i na ogół odcinają się wyraźnie od piaskowców dzięki większej odporności na wietrzenie. Przejście między skałą krzemionkową a piaskowcem odbywa się na niewielkiej przestrzeni, ale jest stopniowe.



Ryc. 2. Krzemień z wapienia krynoidowego.

Pod mikroskopem widać, że wstęgi zbudowane są ze słabo polaryzującego agregatu krzemionkowego (opal, chalcedon), gdzieś lepiej skryształizowanego i zawierającego drobne ilości autogenicznego kwarcu. Minerale węglanowe występują w podrzędnej ilości. Często są to szczątki organizmów, prawie wyłącznie liliowców, zastępowane przez krzemionkę. Jedne wstęgi zupełnie nie zawierają materiału klastycznego, inne mają różną jego ilość i stanowią ogniwa przejściowe do piaskowców o spoiwie — tle krzemionkowym. Piaskowce przewarstwiewające ławice krzemionkowe posiadają natomiast spoiwo węglanowe.

Wśród wapieni najbardziej regularnie wykształcone utwory znajdują się w Dolinie Chochołowskiej i były już przedmiotem badań Z. Kotańskiego (5). Są to drobne ławice, soczewy i buły krzemionkowe oraz czerty.

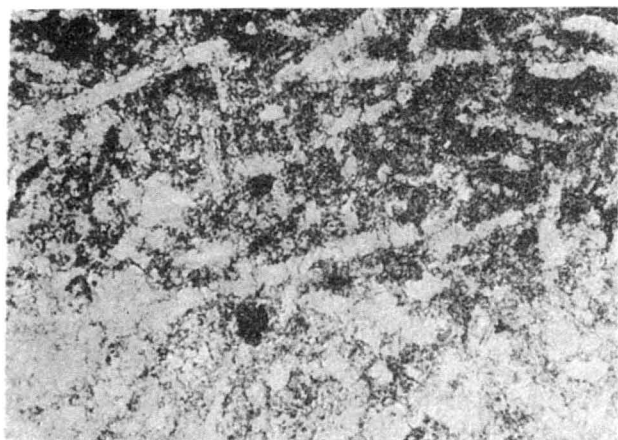


Ryc. 3. Struktury sylifikacyjne.

1 — piaskowiec silnie krzemionkowy, megaskopowo zlewny, 2 — piaskowiec niesylifikowany.

Czas doprowadzenia krzemionki do osadu piaszczystego lub węglanowego był rozmaity. Wiele regularnych ławic krzemionkowych z Dolinki Smytniej prawie całkiem nie zawiera materiału klastycznego. Ławice te zawierają natomiast doskonale zachowane szczątki organiczne — spikulę gąbek i krążki liliowców. Najprawdopodobniej tego rodzaju ławice zawdzięczają swe powstanie krzemionce rozpościerającej się na dnie basenu sedymentacyjnego w postaci galaretowatego żelu, w którym tonęły fragmenty pokruszonych szkieletów gąbek i liliowców. Inne ławice krzemionkowe powstały na miejscu dywanowo rozpościerających się siedlisk gąbek, które w przypadku powolnej sedymentacji materiału klastycznego powstrzymywały go na peryferiach biotopów i nie dopuszczały do wnętrza. W ten sposób można wytłumaczyć brak materiału klastycznego w niektórych ławicach krzemionkowych, gdyż nic nie wskazuje na przerwanie dostaw klastycznych zwietrzelin z lądu. Osady krzemionkowe bez śladów gąbek pochodzą przypuszczalnie z tej krzemionki, która została po zamarceniu pewnych biotopów gąbkowych rozpuszczona i wytrącona w innym miejscu.

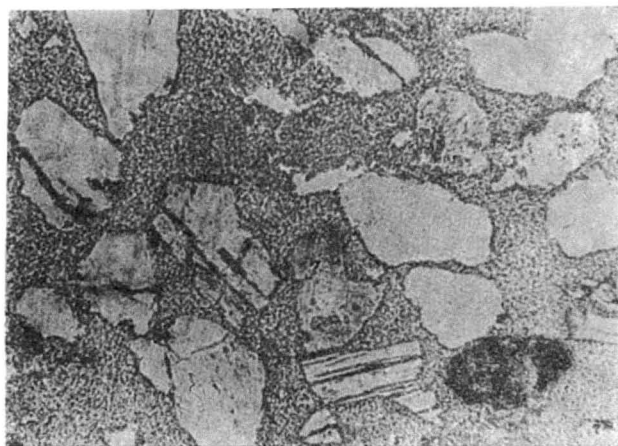
W czasie procesów rozpuszczania i powtórnego wytrącania krzemionki tworzyły się także miejscami drobne skupienia żelu o wyglądzie gąbek lub bochenków. Powstały z nich między innymi czerwone krzemienie znajdujące się w warstwach różowych wapieni krzynoidowych wyższego łiasu Dolinki Smytniej (ryc. 2). Na syngenetyczne powstanie tych krzemieni wskazuje doskonale zachowanie poszczególnych trochitów i ułożenie ich z dala od siebie w krzemieniu, gdy w otaczającym wapieniu są one



Ryc. 4. Skalcytyzowany spongiolit.

pokruszone i silnie zgniecione w czasie późniejszych procesów. Trochity zatopione w żelu nie uległy zgnieceniu, lecz jedynie obróceniu swymi dłuższymi osiami.

Diageniza osadów krzemionkowych była stosunkowo szybka, gdyż w czasie zaburzeń sedymentacyjnych wynikłych z dotarcia podstawy falowania lub prądów do dna, były one już stwardniałe i ulegały stopniowemu rozmywaniu — odsłonięciu w Dolinie Chochołowskiej — (5) lub rozerwaniu. Po rozerwaniu wchodziły w skład brekcji sedymentacyjnych, jak to ma miejsce w Dolinie Chochołowskiej (5), lub dawały otoczaki śródwarstwowe, co można obserwować w Gładkim Żlebie.



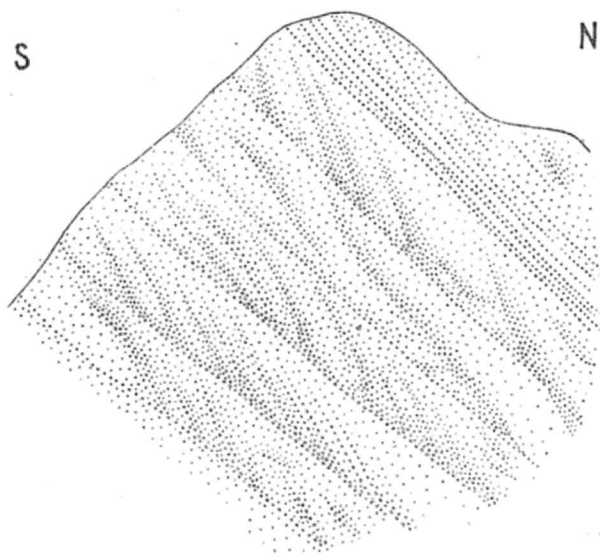
Ryc. 5. Fosforyt — odmiana I. W tle fosforanowo-serycytowym widać kwarc i spękane skalenie potasowe.

Niektóre struktury wskazują, że krzemionka została doprowadzona do osadu znacznie później. Otóż np. na szczycie Kulawca w drobnodziarnistych piaskowcach widać ślady wędrówki krzemionki z ławic, gdzie występuje w znacznej ilości, i penetracji w ławicę bezkrzemionkową (ryc. 3). Są to kieszeniowate wypełnienia i żyłki przecinające w poprzek tę ławicę. Nieco zundulowana postać żyłek wskazuje, że sylikfikowana ławica nie była jeszcze całkowicie skonsolidowana. Formy przedstawione na rysunku są początkowymi formami przy procesie sylikfikacji. Krzemionka biorąca udział w tych przemianach mogła pochodzić z ławic spongiolitów, które na Kulawcu

są całkowicie zastąpione minerałami węglanowymi (ryc. 4).

Przypadki sylikfikacji ostatniego typu (zbliżonej do epigenetycznej) są w osadach łiasowych rzadkie. W przeważającej części krzemionka — wg terminologii W. Twenhofela (16) i D. Humphriesa (12) — tłostawała się do osadu syngenetycznie i prawie syngenetycznie.

Część krzemionki w morzu łiasowym, jak wspomniano, przeszła także przez stadium biogeniczne, zużyta przez gąbki na budowę szkieletów. Miejscami szczątki gąbek są tak liczne, że skała staje się spongiolitem lub czertem spongiolitowym. Pod względem systematycznym między fragmentami gąbek można wyróżnić całe lub pokruszone monoksony i tetraksony oraz sporadyczne igły *Hexactinellidae*. Skały gąbkowe stratygraficznie rzadziej biorąc gromadzą się raczej w niższych partiach łiasu, a więc przypuszczalnie są nieco starsze niż szczegółowo opracowane przez Z. Sujkowskiego (12) spongiolity z płaszczowiny reglowej dolnej.



Ryc. 6. Warstwowanie diagonalne. Najwyższa turniczka piaskowca Pisanej na lewym zboczu Doliny Kościeliskiej. Skala 1:20.

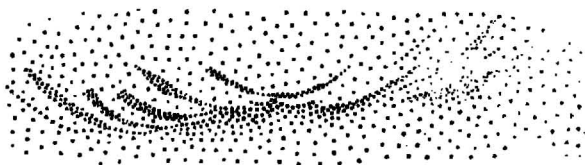
Substancja fosforanowa odgrywała w morzu łiasowym znacznie mniejszą rolę i nagromadziła się tylko sporadycznie w postaci fosforytów. Są to kilkucentymetrowe konkrecje, które zostały znalezione w zlepieńcach dolnego łiasu w górnej części Dolinki Smytniej. Głównym składnikiem konkrecji jest masa fosforanowo-serycytowa (illitowa?) o zmiennym składzie i bezładnej teksturze. Masa ta zawiera drobną ilość substancji bitumicznej, pirytu i produkty jego rozkładu, natomiast zupełnie nie posiada glaukonitu. Występujące w niej minerały fosforanowe są lekko żółtawe, prawie bezbarwne. W przeważającej części są izotropowe, a tylko miejscami wykazują bardzo słabą dwójłomność. Składnikami klastycznymi, mającymi wymiary ziarn piasku, są: kwarc, stosunkowo liczne skalenie potasowe (ryc. 5), a dalej okruchy skał kwarcowych, kwarcowo-skaleniovych, pseudomorfozy sercytu po skaleniach, sercyt i muskowiit oraz kalkiem akcesorycznie plagioklaz, cyrkon i turmalin. W stosunku do składników klastycznych agregat fosforanowo-serycytowy ma charakter tła. Zawartość  $P_2O_5$  w fosforytach dochodzi do 21%, części nierozpuszczalnych do 53%.

Omawiane konkrecje fosforanowe różnią się strukturą (wielkością ziarn klastycznych i stopniem ich obtoczenia) oraz składem (duży udział skalenii potasowych, brak okruchów skał węglanowych) od otaczających żwirowatych piaskowców i zlepieńców. Tekstura konkrecji wskazuje na toczenie ich po dnie w stanie niecałkowitej konsolidacji. Wymienione fakty dowodzą, że fosforyty powstały w morzu łiasowym, ale pochodzą z innego miejsca sedymentacji niż osady, w których obrębie zostały znalezione.

## WARUNKI SEDYMENTACJI

Dokładniejsze obserwacje osadów łasowych przeprowadzono dotychczas tylko w Dolinie Smytniej. Odsłaniające się struktury pozwalają wnioskować, że sedymentacja odbywała się w warunkach spokojnych, przypuszczalnie przy głównym udziale prądów dennych i najprawdopodobniej w warunkach płyt-kowodnych.

Wynikiem działalności prądów dennych jest przede wszystkim warstwowanie diagonalne. Najlepiej rozwinięte jest ono w piaskowcach Pisaniej, wysoko na lewym zboczcu Doliny Kościelskiej. Tu poszczególne ławice upadają w całym paśmie warstw pod dość znacznym kątem (20 do 30°) na północ (ryc. 6). Upad ławic wskazuje jednocześnie, że w tej strefie materiał przynoszony był z południa.



Ryc. 7. Warstwowanie diagonalne podłużne. Dolinka Smytnia. Skala 1:6.

Przypuszczalnie w podobnych warunkach tworzyły się ławice warstwowanie równoległe, jednorodne lub bardzo niewyraźnie frakcjonowane, które są najczęstszym typem w łasie, a które występują na przemian z diagonalnymi.

Innym przejawem działalności prądów dennych jest dachówkowate ułożenie (imbrikacja) otoczków w jednej z ławic w Gładkim Złebie oraz warstwowanie diagonalne podłużne (ryc. 7), które spotkać można sporadycznie w warstwach klastyczno-krynowidowych górnego łasu. Typowym miejscem tworzenia się warstwowania diagonalnego podłużnego jest strefa najpłytszego morza (I1), trudno jednak z całą pewnością stwierdzić, czy właśnie w niej utworzyło się omawiane warstwowanie łasowe.

Sedymentacja w łasowym zbiorniku odbywała się raczej spokojnie, bowiem zaburzenia zostały zaznaczone w osadach bardzo rzadko. Wynikiem ich są występujące miejscami brekcje śródownarstwowe oraz ślady rozmyć; niektóre z tych struktur opisane zostały dokładnie przez Z. Kotańskiego (5). Zaburzenia osadów powstały wskutek zwiększenia siły prądów lub obniżenia podstawy falowania.

Inne struktury zaburzeniowe są wynikiem bardzo lokalnego grawitacyjnego poruszenia osadów. Należą tu zmarszczenia warstw piaszczystych utworzone w wyniku ich spełzywania i struktury mikroosuwiskowe.

## LITERATURA

1. Horwitz L., Rabowski F. — O łasie wierzchowym w Tatrach. Postępowania Naukowe PIG nr 3. Warszawa 1922.
2. Humphries D. W. — Chert: its Age and Origin in the Hythe Beds of the Western Weald. „Proc. Geol. Ass.” 1956, vol. 67.
3. Jaroszewski W. — Geologia pasma Świerku. „Acta Geol. Pol.” 1957, v. VII.
4. Kotański Z. — O stratygrafii i paleogeografii skał wierzchowego w Tatrach. „Acta Geol. Pol.” 1956, v. VI.
5. Kotański Z. — Profile stratygraficzne serii wierzchowej Tatr Polskich. IG Biul. nr 139. Warszawa 1959.
6. Kotański Z. — Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierzchowego trąsu Tatr. „Rocznik PTG” 1955, v. XXIV.
7. Kuźniar C. — Skały osadowe tatrzańskie. „Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. A. U.”, s. 3, dz. A, v. 13 (53). Kraków 1913.
8. Lefeld J. — Budowa geologiczna Zawratu, Kasprowego i Kopy Magury. „Acta Geol. Pol.” 1957, v. VII.
9. Passendorfer E. — Jura Tatr (Regionalna Geologia Polski, t. I — Karpaty). 1951.
10. Radwański A. — Struktury litoralne w łasie w Dolinie Smytniej. „Acta Geol. Pol.” 1959, v. IX.
11. Reineck H. E. — Longitudinale Schrägschichtung im Watt. „Geol. Runds.” 1958, v. 47.
12. Sujkowski Z. — Niektóre spongiolity Tatr i Karpat. Sprawozdania PIG, v. VII. Warszawa 1933.
13. Turnau-Morawska M. — Kajper tatrzański, jego petrografia i sedymentologia. „Acta Geol. Pol.” 1953, v. III.
14. Turnau-Morawska M. — Uwagi o sedymentacji wretenu tatrzańskiego. „Rocznik PTG”, 1955, v. XXIII.
15. Turnau-Morawska M. — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji piaskowców. „Arch. Min.” 1956, v. XX.
16. Twenhofel W. H. — Principles of Sedimentation. Second edition 1950.