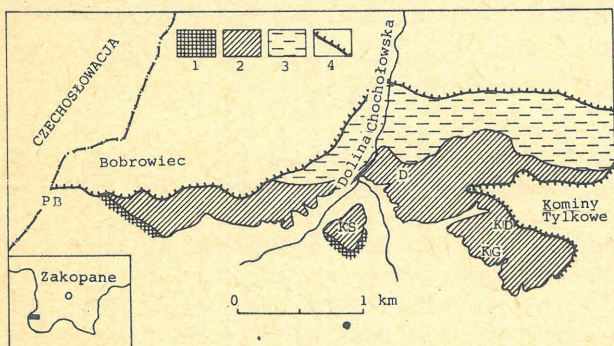


WYKSZTAŁCENIE FACJALNE LIASU WIERCHOWEGO W OTOCZENIU DOLINY CHOCHOŁOWSKIEJ W TATRACH

UKD 551.762.1/2.022:552.513 + 552.541 : 552.14(084.28) + 551.243(438 – 13 Tatry, Dolina Chochołowska – O)

Problematyka opracowania dotyczy wyników szczegółowych badań facjalnych utworów liasu wierchowego odsłaniających się w otoczeniu Doliny Chochołowskiej. Badany teren obejmował pasmo wychodni liasu wierchowej pokrywy autochtonicznej (Tatricum) od okolic Przełęczy Bobrowieckiej do szczytowych partii masywu Kominów Tylkowych (ryc. 1). Zebrano i zanalizowano 10 profilów, a badania oparto głównie na analizie mikroskopowej płytek cienkich.



Ryc. 1. Schematyczna mapa geologiczna obszaru wychodni serii wierchowej w otoczeniu Doliny Chochołowskiej.

1 – retyk, 2 – liaso-dogger, 3 – malm-cenoman, 4 – granice wyższych jednostek tektonicznych, PB – Przełęcz Bobrowiecka, KS – Kopieniec Starorobociański, D – Dudziniec, KD – Kominy Dudowe, KG – Kobyła Głowa.

Fig. 1. Sketch geological map of the high-tatric series in the Chochołowska Valley area.

1 – Rhaetian, 2 – Lias-Dogger, 3 – Malm-Cenomanian, 4 – boundaries of tectonic units, PB – Bobrowiecka Pass, KS – Kopieniec Starorobociański Mt., D – Dudziniec, KD – Kominy Dudowe, KG – Kobyła Głowa.

Wiek liasowy badanych skał wyznaczono na podstawie znalezisk belemnitów w połowie XIX w. (19, 11). W latach dwudziestych naszego stulecia pewien przyczynek do stratygrafii liasu dało opracowanie fauny małżowo-brachio-podowej z profilu dolnej części Doliny Smytniej (3, 18). Autorzy tych opracowań przedstawili propozycje podziału liasu wierchowego, podkreślając jednakże ich prowizoryczny charakter. Proponowane w latach późniejszych podziały liasu wierchowego (2, 1) nawiązują do wymienionych wcześniej. Podłoże liasu stanowią różne ogniwa triasu – od seisu do retyku. Ciągłe przejście między retykiem a liasem istnieje w profilu Kopiańca Starorobociańskiego i w profilu Doliny Cichej.

Granice liasu wyznaczono na podstawie litologii (4). W profilu Kopiańca piaskowce liasowe spoczywają na warstwach różnorodnych wapieni zaliczonych do retyku (6). Są to wapień: organogeniczne, organodetrytyczne, onkolitowe, oolitowe (15). Kotański (4) granicę między

retykiem a hetangiem przyjął umownie w stropie ostatniej ławicy wapiennej, a cały wyżej leżący kompleks skalny nazwał liaso-doggerem. W rozumieniu tego autora górną granicę liaso-doggeru stanowi spąg czerwonych wapieni bulastych zaliczanych do keloweju. Kotański (4) wydzielił w obrębie tak rozumianego liaso-doggeru wielu ogniw litostratygraficznych, jednakże, ze względu na dużą oboczną zmienność facjalną podział ten jest mało użyteczny. Ogólna miąższość liaso-doggeru sięga w profilu Kopiańca Starorobociański – Dudziniec 600 m.

Należy wspomnieć, iż ponad dolną granicę liasu, przez około 10 m profilu, w węglanowym spoiwie piaskowców można obserwować mikrofacje retyckie. Podobne zjawisko opisano z profilu Doliny Cichej (15). Fakt, że interwał pomiędzy stropem wapieni retyckich a ostatnim wystąpieniem mikrofacji retyckich w spoiwie piaskowców jest w Dolinie Chochołowskiej i Dolinie Cichej identyczny może być argumentem przemawiającym za izochronicznością facji retyckich i liasowych serii wierchowej na obszarze Tatr.

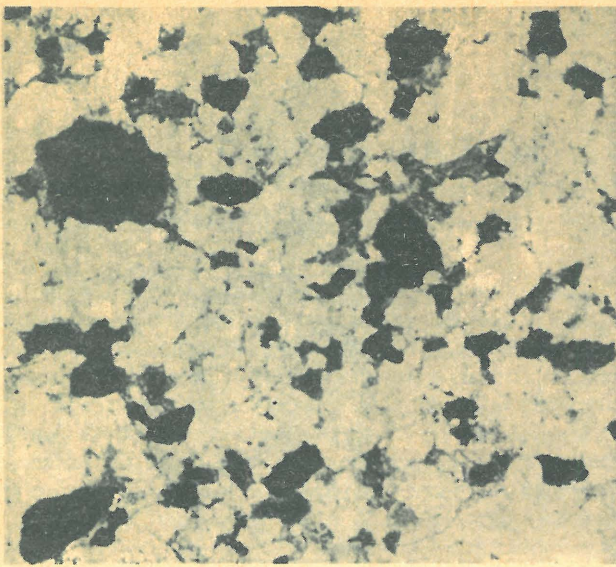
W profilu Doliny Cichej na terygenicznych warstwach tomanowskich występuje 20 m miąższości sekwencja osadów węglanowo-klastycznych uznawanych za retyk lub najniższy lias (2, 4, 5, 15), na których z kolei leżą piaskowce liasowe. Z warstw tomanowskich opisano spory, pozwalające na korelację tych utworów z klasycznym profilem retyku w Kendelbachgraben w Północnych Alpach Wapiennych (SW od Salzburga), gdzie spory współwystępują z przewodnimi amonitami (12). Z badań autorów słowackich (10) wynika, iż flora z górnej części warstw tomanowskich wskazuje na najwyższe poziomy retyku, a więc wiek wyżej leżących morskich wapieni z fauną należy uznać za liasowy. Spodziewać się zatem można, że i w profilu Doliny Chochołowskiej część wapieni włączanych na podstawie litologii do retyku może być wieku liasowego, co przypuszczał Rabowski (13, 14).

CHARAKTERYSTYKA FACJALNA LIASU WIERCHOWEGO

Składniki osadów

Pełna lista składników osadów liasowych jest dość bogata, lecz tylko kilka z nich ma większe znaczenie. Najpospolitszym składnikiem są mono- i polikrystaliczne ziarna kwarcu detrytycznego, osiagające średnicę 35 mm. Napotkano również automorficzne kryształy kwarcu auto-genicznego o pokroju słupkowym i długości do 2 mm. Kryształy te występują głównie w czystych wapieniach krynoidowych (krynoidowych biosparenitach). Bardzo charakterystycznym składnikiem osadów liasowych jest chalcedon. Z reguły występuje on w postaci drobnokrystalicznego tła skalnego, tworząc czasem większe sferulity. W tle dostrzec można poprzeczne i podłużne przekroje przez spikule gąbek krzemionkowych.

Podrzednym, jakkolwiek pospolitym składnikiem skał liasowych są klastyczne ziarna skaleni potasowych, które –



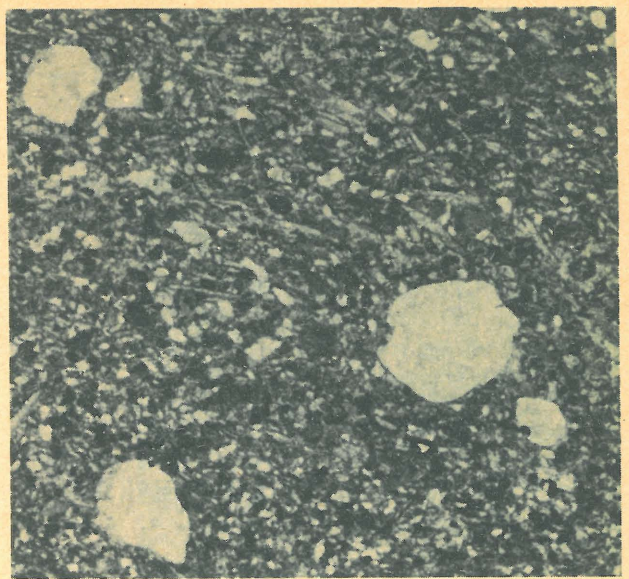
Ryc. 2. Piaskowiec kwarcytowy z ziarnami skał węglanowych, Kominy Dudowe, pow. 10 ×.

Fig. 2. Quartzitic sandstone with limestone detritus, Kominy Dudowe, 10 ×.

podobnie jak skalenie z liasu Doliny Smytniej (7) – często są skalcyfikowane, a rzadziej zsercytyzowane. W jednej z badanych próbek stwierdzono występowanie automorficznych kryształów autogenicznych skaleni potasowych, o wielkości do 0,2 mm. Napotkano także małe, klastyczne ziarna plagioklazów, nieliczne blaszki muskowitu i rzadziej biotytu, ziarna cyrkonu, turmalinu, rutyłu, automorficzne kryształy i nieregularne skupienia pirytu, groniaste koncentracje limonitu. Niewielkie ilości substancji ilastej występujące w skałach różnego typu nie są wystarczające, by nadać skałom charakter marglisty.

Z ważnych składników skałotwórczych wymienić należy ziarna będące fragmentami skał węglanowych i peloidy. Ziarna skał węglanowych są w osadach liasowych bardzo pospolite, a zawartość ich dochodzi do 40%. W materiale tym przeważają bardzo charakterystyczne żółtozielone ziarna noryckich dolomikrytów, często drążone przez wieloszczety. Ziarna te występują we frakcji zbliżonej do kwarcu, ale często są największymi ziarnami w danej próbce. Zidentyfikowano także inne ziarna węglanowe, odpowiadające następującym typom litologicznym: oospalutyty, pelmikryty, pelspalutyty, pelsparenity, biomikryty, sparenity. Ziarn tych jest wyraźnie mniej niż ziarn dolomitów noryckich i frakcja ich jest także mniejsza. Peloidy występują w skałach liasowych często i niejednokrotnie w znacznych ilościach, stając się równorzędnym elementem skałotwórczym. W niniejszym artykule pod pojęciem peloidu kryją się grudki mułowe, fekalne i groniaste. Wielkość znajdujących peloidów zawiera się w przedziale 0,15–0,25 mm. Podrzednie w osadach liasowych występują ooidy oraz intraklasty węglanowe i chalcedonowe.

Najpospolitszym składnikiem organicznym osadów liasowych są szczątki liliowców – trochity. Najczęściej są one składnikiem skałotwórczym, a zawartość ich w poszczególnych próbkach dochodzi do dziewięćdziesięciu kilku procent. Wapienie krynoidowe są jedną z najbardziej charakterystycznych facji liaso-doggeru wierzchowego. Frakcja trochitów waha się w granicach 0,4–2,2 mm. Dłuższe ułamki łodyg liliowców znajdowane były rzadko. Szczątki innych szkarłupni występują w osadach liasowych niezbyt często. Zidentyfikowano okruchy kolców jeżowców, pojedyncze kręgi ramion wężowideł oraz skleryty holoturii.



Ryc. 3. Skała piaszczysto-krynoidowa z grubszymi ziarnami kwarcu oraz różnorodnymi allochemami, Kopieniec Starorobociański, pow. 10 ×.

Fig. 3. Sandy-crinoidal sediment with coarse quartz grains and various allochem, Kopieniec Starorobociański Mt., 10 ×.

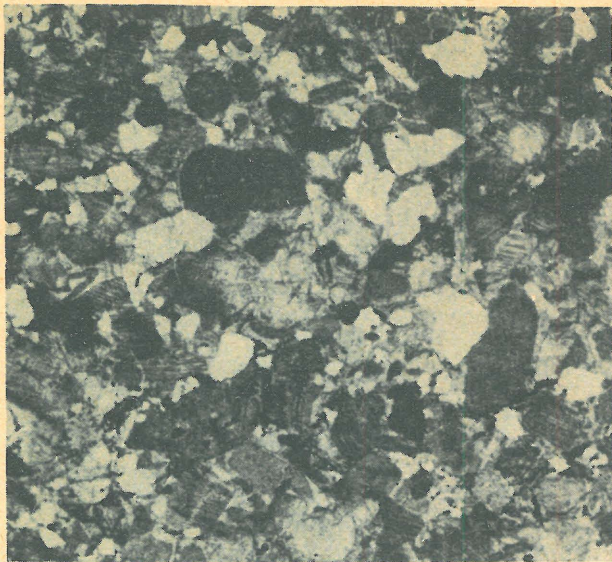
Bardzo częstym składnikiem badanych osadów są okruchy skorupki brachiopodów – spiriferin i rynchonelli.

Innym składnikiem często występującym w osadach liasowych są spikule gąbek krzemionkowych oraz otwornice występują we wszystkich poziomach liasu na badanym obszarze, lecz zawsze w znikomych ilościach. Pojawiają się najczęściej w wapieniach drobnokrynoidowych zawierających peloidy. Olbrzymia większość zidentyfikowanych spikul gąbek krzemionkowych to monaxony, nielicznie występują również tetraxony. Z innych składników organicznych osadów liasowych wymienić należy fragmenty gąbek wapiennych, niewielkie fragmenty gałązek mszywołów, małżoraczki, fragmenty skorupki małżów, ślimaki. Poprzez ślady działalności życiowej form drążących reprezentowane są także wieloszczety. Ze słabo zachowanych i nielicznych makroskamieniałości rozpoznano terebratule, pekteny oraz rostra belemnitów.

Spoivo skał liasowych jest zróżnicowane; w większości wypadków jest to spoivo węglanowe typu matrix lub cement. W spoiwie typu matrix prócz masy mikrytowej występują czasem ziarna kwarcu frakcji aleurytowej, albo też niewielka domieszka substancji ilastej.

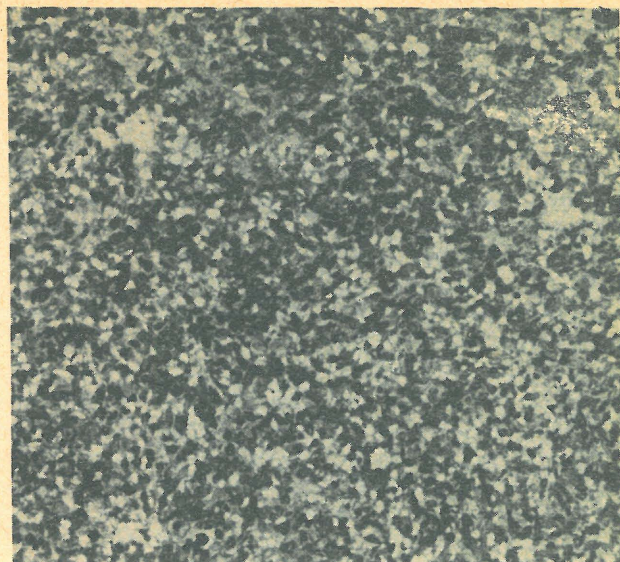
CHARAKTERYSTYKA WYDZIELONYCH FACJI ORAZ ICH PRZESTRZENNE ROZMIESZCZENIE

Na podstawie obserwacji makro- i mikroskopowych wydzielono w liasie wierzchowym badanego obszaru facje piaszczystą, piaszczysto-krynoidową, krynoidową, spongiolitową i spongiolitowo-krynoidową. Do facji piaszczystej zaliczono piaskowce kwarcytowe oraz piaskowce wapieniste o spoiwie mikrytowym, mikrytowym z dodatkiem substancji ilastej, mikrytowym z dodatkiem ziarn kwarcu frakcji aleurytowej. Diagenetyczny cement kalcytowy rzadko jest spoiwem piaskowców innych niż kwarcytowe. Piaskowce kwarcytowe są przeważającym typem litologicznym facji piaszczystej we wschodniej części badanego obszaru. Dominującym składnikiem osadów jest kwarc. Drugim co do znaczenia składnikiem są ziarna skał węglanowych (ryc. 2). Ziarn tych najwięcej jest w piaskowcach



Ryc. 4. Dobrze wysortowana skała piaszczysto-krynowidowa, widoczne narosty kalcytu na trochitach, Kobyla Głowa, pow. 10 ×.

Fig. 4. Well-sorted sandy, crinoidal sediment, calcite overgrowths on crinoid ossicles are visible, Kobyla Głowa, 10 ×.



Ryc. 5. Mikrofacja kwarcowo-krynowido-peloidowa, Kopieniec Starorobociański, pow. 10 ×.

Fig. 5. Quartz-crinoid-peloidal microfacies, Kopieniec Starorobociański Mt., 10 ×.



Ryc. 6. Krynowidowy biosparenit, miejscami przechodzący w krynowidowy biomicryt, Bobrowiec, pow. 10 ×.

Fig. 6. Crinoidal biosparenite in places, passing into crinoidal biomicrite, Bobrowiec Mt., 10 ×.



Ryc. 7. Spongiolit z dostrzegalnymi poprzecznymi przekrojami przez spikule, Dudziniec, pow. 10 ×.

Fig. 7. Spongiolite; cross-sections of spicules are noticeable, Dudziniec, 10 ×.

kwarcyticznych, gdzie też są najbardziej zróżnicowane mikrofacjalnie. Inne składniki terygeniczne osadów tej facji występują w pełnym zestawie wymienionym wcześniej. Wielkość składników ziarnistych zawiera się w przedziale 0,01–35 mm, obtoczenie jest bardzo różne. Wysortowanie jest na ogół słabe (dość dobrze wysortowane są jedynie piaskowce kwarcytyczne o małej zawartości ziarn skał węglanowych), często zdarza się, że rozkład ziarn jest bimodalny. Zawartość materiału gruboklastycznego jest duża. Ze szczątków organicznych napotkano pojedyncze trochity, okruchy skorupek małżów i brachiopodów, a także bardzo rzadko otwornice i skleryty holoturii. Piaskowce są szare bądź ciemnoszare, piaskowce kwarcytyczne są jasnoszare, szare, szarżółte, żółtawe, czerwone.

Do facji piaszczysto-krynowidowej (ryc. 3, 4) zaliczono skały składające się z kwarcu, ziarn skał węglanowych i skaleni w ilości 25–75% oraz z trochitów w ilości 25–75%. Zestaw minerałów terygenicznych jest taki sam, jak w facji piaszczystej. Podobny jest też rozkład wielkości ziarn oraz charakter spoiwa. Regułą jest pojawianie się ziarn skał węglanowych i skaleni potasowych wraz ze wzrostem zapiaszczenia. W osadach tej facji występują wszystkie wymienione poprzednio rodzaje szczątków organicznych. Także występowanie nielicznych liasowych makroskamieniałości ogranicza się do osadów facji piaszczysto-krynowidowej.

W dolnej partii profilu Kopiańca Starorobociańskiego oraz w profilu Kobylej Głowy facja piaszczysto-krynowidowa występuje w specyficznym wykształceniu (ryc. 5).

Wyszczałcenie to nazwano mikrofacją kwarcowo-krynoidowo-peloidową. Charakteryzuje się ona tym, że wszystkie trzy składniki występują w podobnych ilościach i zbliżona jest ich frakcja (0,1–0,4 mm). Zdarza się, że jeden ze składników osiąga większe rozmiary lub że jest go więcej. Spoiwem jest zwykle zrekrytalizowany mikryt. Skalenie są bardzo nieliczne, podobnie jak muskowitz, turmalin, cyrkon. Skały piaszczysto-krynoidowe są szare i ciemnoszare, czasem z lekko niebieskim odcieniem.

Do facji krynoidowej (ryc. 6) zaliczono skały składające się ze szczątków liliowców w ilości większej niż 75%, przeważnie około 90%. W składzie materiału terygenicznego dominuje drobnoziarnisty kwarc, ale występują także wszystkie wymienione wcześniej składniki terygeniczne. Wśród bioklastów dostrzegalne są okruchy gałązek mszycowców, fragmenty skorupki brachiopodów, kolce jeżowców, otwornice i skleryty holoturii. Najczęściej spoiwem wapieni krynoidowych jest zrekrytalizowany mikryt. W wapieniach krynoidowych o spoiwie typu cement napotymano nierzadko małe soczewki krynoidowych biomikrytów, o stosunkowo niewielkiej zawartości trochitów, lecz odznaczających się dużą różnorodnością innych bioklastów. Wapienie krynoidowe są szare i ciemnoszare, bądź też jasnoszare i różowe w najwyższej części profilu.

Osady facji spongiolitowej i spongiolitowo-krynoidowej charakteryzuje obecność masy chalcedonowej z tkwiącymi w niej spikulami (ryc. 7). Najczęściej spongiolity występują na przemian z warstwami wapieni krynoidowych (ryc. 8) lub z domieszką trochitów. Typowe jest tylko nieznaczne zapiaszczenie drobnoziarnistym kwarcem i innymi składnikami terygenicznymi w podrzędnych ilościach. Ze składników organicznych zidentyfikowano ułamki skorupki małżów i brachiopodów, otwornice i skleryty holoturii. Wkładki i soczewki spongiolitów o różnej miąższości i zróżnicowanym, lateralnym rozprzestrzenieniu występują często wśród skał piaszczysto-krynoidowych i w wapieniach krynoidowych. Barwa spongiolitów jest różna – od jasnoszarej aż do czarnej.

Zestawiając i porównując zanalizowane profile otrzymano obraz przestrzennej zależności pomiędzy facjami (ryc. 9). Wobec braku podstaw paleontologicznych korelujących profile opierano się na następujących założeniach:

- granica facji węglanowych retyku i piaszczystych liasu na Kopieńcu Starorobociańskim i w Żlebie pod Bobrowiec jest izochroniczna;
- występowanie mikrofacji kwarcowo-krynoidowo-peloidowej z Kopieńca Starorobociańskiego i Kobylej Głowy jest izochroniczne;

oraz na tym, że nie stwierdzono występowania zaburzeń fałdowych linii Kopieniec Starorobociański – Dudziniec.

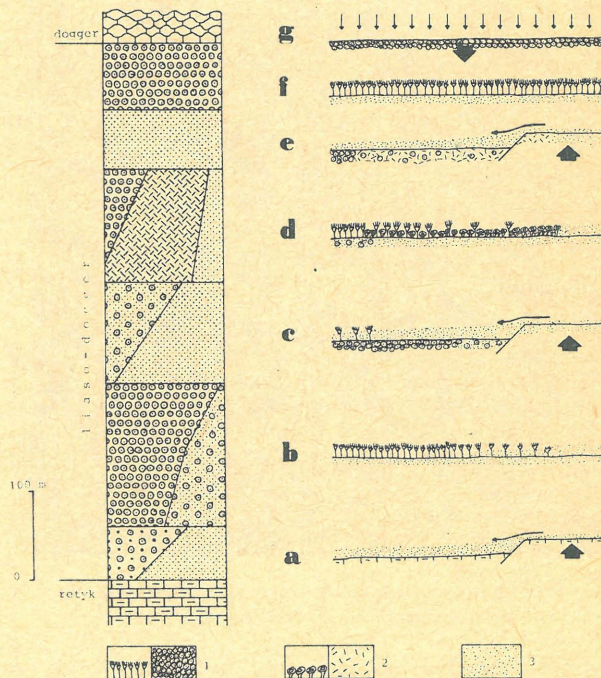
UWARUNKOWANIA GEOTEKTONICZNE

W profilach liasu wierzchołowego z otoczenia Doliny Chochołowskiej, mimo dość skomplikowanego układu facji, dają się zauważyć kilkakrotne okresy przewagi sedymentacji piaszczystej na całym badanym obszarze. Zwiększenie ilości dostarczanego do zbiornika materiału terygenicznego, a także wzbogacenie jego składu w elementy pochodzące ze skał krystalicznych i z formacji węglanowych triasu wierzchołowego wiąże się z ruchami starokimeryjskimi, jakie miały miejsce w geosynklinie tatrzańskej na przełomie triasu i jury oraz w dolnej jurze (5). Ruchy te miały przypuszczalnie charakter blokowy. Wyniesione bloki stawały się obszarami alimentacyjnymi, dostarczającymi do basenu wierzchołowego zróżnicowany w składzie materiał terygeniczny. Okresom wzmoczonego



Ryc. 8. Jasne warstwy spongiolitów i ciemne wapieni krynoidowych, Dudziniec, dl. ołówka 16 cm.

Fig. 8. Alternation of light spongiolite and dark crinoidal limestone, Dudziniec, pencil 16 cm long.



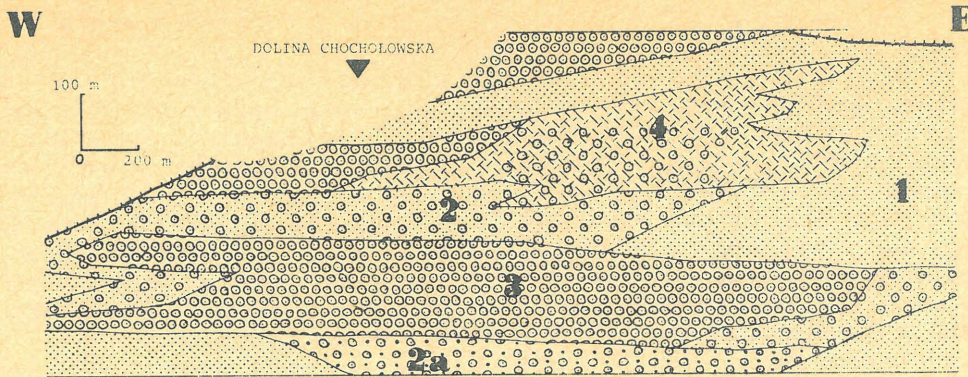
Ryc. 10. Wpływ ruchów blokowych obszarów alimentacyjnych na sedymentację liaso-doggeru.

1 – biotop liliowcowy, osad trochitowy, 2 – biotop gąbkowy, osad spongiolitowy, 3 – osad piaszczysty. Pozostałe objaśnienia jak przy ryc. 9 i w tekście.

Fig. 10. Influence of block uplifts of source areas on sedimentation of the high-tatric Lias-Dogger.

1 – crinoid biotope, crinoidal sediment, 2 – sponge biotope, spongiolitic sediment, 3 – sandy sediment; for other explanations see Fig. 9 and the text.

wynoszenia blokowego obszarów alimentacyjnych (lądowych, bądź podmorskich) odpowiadają okresy przewagi sedymentacji piaszczystej w badanym zbiorniku (patrz a–g na ryc. 10). Na wpływ ruchów wypiętrzających na



Ryc. 9. Układ przestrzenny facji liaso-doggeru w otoczeniu Doliny Chochołowskiej.

1 – facja piaszczysta, 2 – facja piaszczysto-krynoidowa, 2a – mikrofacja kwarcowo-krynoidowo-peloidowa, 3 – facja krynoidowa, 4 – facja spongiolitowa i spongiolitowo-krynoidowa.

sedymencję liasu zwrócili uwagę Kotański (5) i Radwański (16).

Ruchy blokowe z początkiem liasu (*a* na ryc. 10) spowodowały tak duży wzrost ilości materiału terygenicznego dostarczanego z dalej położonych obszarów alimentacyjnych, że doszło do zasypania środowiska sedymencji osadów retyckich. Podobne ruchy miały miejsce w liasie jeszcze dwukrotnie (*c* i *e* na ryc. 10) i za każdym razem odpowiadają im okresy sedymencji piaszczystej. Okresy sedymencji piaszczystej przedzielane są okresami stabilizacji (*b*, *d*, *f* na ryc. 10), w których rozwijają się biotypliliowców i gąbek. Osady krynoidowe z ostatniego okresu stabilizacji (*f* na ryc. 10) są dość szeroko rozprzestrzenione i kończą sedymencję liaso-doggeru. Z końcem liaso-doggeru przestają istnieć wyniesienia będące dotychczas źródłem materiału terygenicznego, dochodzi do pogłębienia zbiornika i zaczynają się osadzać węglanowe osady pelagiczne (*g* na ryc. 10) zespołu czerwonych wapieni bulastych.

Na sterowany ruchami blokowymi styl sedymencji liaso-doggeru wpływ miało położenie paleogeograficzne badanego obszaru. Osady liaso-doggeru wierzchowego powstawały w strefie intraoceanicznego grzbietu rozczłonkowanego licznymi uskoki (8). Uskoki poprzeczne dzielą ów grzbiet na wiele segmentów, którym odpowiadają mniej więcej strefy sedymencji poszczególnych autochtonicznych jednostek pokrywowych (9). Tatrzańska strefa wierzchowa najbardziej zbliżona jest facjalnie do strefy manińskiej, gdzie typowymi facjami liasu są wapień krynoidowe, wapień piaszczysto-krynoidowe, piaskowce wapniste (17). Istnieją również cechy wspólne z innymi strefami wymienionego grzbieta. Bardziej płytkowodny charakter tatrzańskiej strefy wierzchowej (podkreślony przez znaczny udział materiału gruboklastycznego, a szczególnie dużych otoczków skał węglanowych triasu oraz brak typowo głębokowodnych facji w doggerze) świadczyć może o najbardziej wynoszącym charakterze ruchów starokimeryjskich, zachodzących wzdłuż rozważanego grzbieta właśnie w tej strefie.

LITERATURA

1. Andrusov D. – Geológia Československých Karpát. Zv. II. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava 1959.
2. Gorek A. – Geologické pomery skupiny Červených Vrchov, Tomanovej a Tichej Doliny. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied. 1958, vol. 9 no. 2.

Fig. 9. Facies distribution of the high-triassic Lias-Dogger in the Chocholowska Valley area.

1 – sandy facies, 2 – sandy-crinoidal facies, 2a – quartz-crinoid-peloid microfacies, 3 – crinoidal facies, 4 – spongiolitic and spongiolitic-crinoidal facies.

3. Horwitz L., Rabowski F. – O liasie i doggerze wierzchowym w Tatrach. Pos. Nauk. PIG. 1922 no. 3.
4. Kotański Z. – Profile stratygraficzne serii wierzchowej Tatr Polskich. Biul. Inst. Geol. 1959 no. 139.
5. Kotański Z. – Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. Acta Geol. Pol. 1961 no. 2–3.
6. Kotański Z. – Trias tatrzański. Prz. Geol. 1979 nr 7.
7. Kuźniar C. – Skały osadowe tatrzańskie. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Umiej. 1913 seria III, tom 13, dział A.
8. Mahel' M. – Development model of the West Carpathians. Geol. Zbor. – Geol. Carpathica 1977 no. 2.
9. Mahel' M. – Manin tectonic unit; relations of the Kippen Belt and Central West Carpathians. Ibidem 1978 no. 2.
10. Michalik J., Planderova E., Sykora M. – To the stratigraphic position of the Tomanova Formation in the Upper Triassic of the West Carpathians Geol. Ibidem 1976 no. 2.
11. Mojsisovics E. von – Der „Pisana-Quartzit“. Verhandlungen der K.K. Geol. Reichsanstalt 1867 no. 12.
12. Morbey S. J. – The palynostratigraphy of the Rhaetian stage, Upper Triassic in the Kendelbachgraben. Paleontographica 1975 Abt B, Band 152, Lfg 1–3.
13. Rabowski F. – Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1921 w Tatrach, w Niżnych Tatrach, na płycie Muranów i w Pieninach. Pos. Nauk. PIG 1922 no. 3.
14. Rabowski F. – Budowa Tatr. Pasma wierzchowe. Spraw. PIG 1925 no. 1–2.
15. Radwański A. – Studium petrograficzne i sedimentologiczne retyku wierzchowego Tatr. Studia Geol. Pol. 1968 vol. 25.
16. Radwański A. – Polen-Ekskursionen; I Kollok Rapport. Geologisk Institut Aarhus Universitet 1974.
17. Rakuš M. – Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej serie na strednom Považí. Geologické Práce 1977 Správy 68.
18. Siemiradzki J. – Fauna utworów liasowych i jurajskich Tatr i Podhala. Arch. Tow. Nauk. we Lwowie 1923 Dział III – t. III, z. 3.
19. Zejszner L. – Monograficzny opis wapienia liasowego w Tatrach. Roczn. Tow. Nauk. 1852 t. VI.

The paper presents results of facies studies on high-tatric Lias in the neighbourhood of the Chochołowska Valley, Tatra Mts. With reference to macroscopic observations and thin section analyses, 4 major facies and one microfacies of the Lias are differentiated and characterized. Deposits of sandy facies mainly consist of quartz grains of various types and grains of Triassic carbonate rocks (mainly Norian dolomicrites). Other terrigenous components here include K-feldspars, plagioclases, muscovite, zircon, rutile and tourmaline. Deposits of sandy-crinoidal facies consist of quartz grains and trochites as well as the same components as in the above facies. Quartz-crinoidal-pelloidal microfacies, differentiated within the sandy-crinoidal facies, consists of quartz grains, trochites and pelloides of the same fraction (0.1–0.4 mm) and present in similar quantities. Deposits of crinoidal facies yield mainly trochites and, as a rule, insignificant admixture of fine quartz grains. Deposits of spongiolite facies are characterized by the presence of chalcedony mass with embedded siliceous sponge spicules. Organic components other than trochites and sponge spicules, present in all the facies, especially the sandy-crinoidal, include foraminifers, detritus of bryozoan colonies, ostracods, echinoid spines, elements of ophiuroid skeletons, and holothurian sclerites. Macrofossils (terebratulids, pectens and belemnites) are innumerable and poorly preserved.

The surveyed sections were correlated with reference to similarities in microfacies, which casts some light on spatial relations between the facies. The recorded time intervals of predominance of sandy sedimentation are explained in terms of block movements in source areas, which is connected with location of the studied zone at that time within an area of dissected intraoceanic ridge.

В статье рассмотрены результаты фациальных исследований вершинного лейаса в Татрах, в окрестностях Хохоловской долины. На основании макроскопических наблюдений и микроскопического анализа тонких пластинок, выделены и схарактеризованы четыре главные фации лейаса и одна микрофация. Осадки песчаной фации состоят главным образом из разного вида зерн кварца и зерн карбонатных триасовых пород (прежде всего норицких доломикритов). Другие терригенические компоненты следующие: калиевые шпаты, плагиоклазы, мусковит, циркон, рутил, турмалин. Осадки песчано-крыноидной фации состоят из зерн кварца и трохитов, остальные компоненты такие же как в песчаной фации. Выделенная в пределах песчано-крыноидной фации микрофация кварцево-крыноиднопеллоидовая состоит из зерн кварца, трохитов и пелоидов одинаковой фракции (0,1—0,4 мм) и в приблизительно одинаковом количестве. Осадки крыноидной фации состоят из трохитов с небольшой примесью мелкозернистого кварца. Осадки спонгиолитной фации характеризуются присутствием хальцедонной массы со спикулами кремнистых губок. Кроме трохитов и спикул, во всех фациях (чаще всего в песчано-крыноидной) находятся такие компоненты как: фораминиферы, крошки мшанок, остракоды, крошки скорлупок двухстворчатых моллюсков и плеченогих, гастроподы, шипы морских ежей, позвонки плечей змеехвостов. Макроокаменелостей находится немного и они плохо сохранены.

На основании микрофациального сходства поведения корреляция анализированных разрезов и получено пространственное изображение зависимостей между отдельными фациями. Периоды преимущества песчаной седиментации связаны с блоковыми движениями областей питания, связанными с положением исследованной зоны в пределах расчленённого интраокеанического хребта.