

RUCHY NEOKIMERYJSKIE W POLSKICH KARPATACH ZACHODNICH

RÓŻNE ZJAWISKA, które zaszły w polskich Karpatach Zachodnich blisko granicy jury i neokomu wiązano z ruchami neokimeryjskimi o charakterze synorogenicznym (4, 5, 6, 7, 10, 11, 21, 22, 25). Celem obecnej pracy jest przedstawienie ogólnego obrazu ruchów neokimeryjskich w polskich Karpatach Zachodnich. Obraz ten jest niewątpliwie prowizoryczny.

Wiek górnójurajskich i neokomskich utworów Karpat Zachodnich był określany w trzech różnych schematach stratygraficznych: amonitowym, aptychowym i kalpionellowym. Korelacja tych schematów nie jest dokładna. Stąd bierze się głównie fragmentaryczność obrazu ruchów neokimeryjskich.

W obecnej pracy zasadniczo przyjęto schemat amonitowy Arkella (3) dla jury i Kiliana (20) dla neokomu, schemat aptychowy Gąsiorowskiego (16) oraz schemat kalpionellowy oparty na pracach Coloma (13), Birkenmajera (4, 6) i innych. Korelacja schematu amonitowego z aptychowym jest przyjęta za Gąsiorowskim (16) i schematu kalpionellowego z aptychowym za Birkenmajerem i Gąsiorowskim (10, 11).

JURAJSKIE PRZEDTYTOŃSKIE MAKSYMUM GŁĘBOKOŚCI BASENÓW SEDYMENTACYJNYCH

W różnych częściach jury poszczególne baseny sedymentacyjne Karpat Zachodnich osiągały największą swoją głębokość. Wydaje się, że zjawisko to było diachroniczne w kierunku na zewnątrz geosynkliny (por. Birkenmajer i Gąsiorowski — 9). Wynikałoby to z następującego zestawienia danych o wieku utworów reprezentujących jurajskie przedtytońskie maksimum głębokości:

seria reglowa dolna w Tatrach: radiolaryty zielone, dogger (por. Gąsiorowski — 19);

seria wierzchowa w Tatrach; wapienie oksfordu (por. Kotański — 21);

seria haligowiecka: radiolaryty zielone, oksford (por. Birkenmajer — 8);

seria pienińska: przejście od radiolarytów manganowych do zielonych, młodsze od doggeru i starsze od kimerydu (por. Birkenmajer — 4, 5; Gąsiorowski — 16, str. 56—57);

seria braniska: przejście od radiolarytów manganowych do zielonych, granica dolnego i górnego

oksfordu (Birkenmajer i Gąsiorowski — 9, por. Gąsiorowski — 16, str. 43—44);

seria niedzicka: radiolaryty zielone, dolna część górnego oksfordu (Birkenmajer i Gąsiorowski op. cit., por. Gąsiorowski l. c.);

seria czertezicka: radiolaryty zielone, dolna część górnego oksfordu (por. Birkenmajer — 4, 5);

seria czorsztyńska: prawdopodobnie górnooksfordzka część wapieni bulastych (por. Birkenmajer — 6);

seria czetechowicka: część wapieni bulastych oksfordu (por. Andrusov — 2, str. 170—172, Arkell — 3, str. 168—169) lub wapienie radiolariowe (por. Andrusov — 2, str. 172);

seria bachowicka: wapienie trachitowe nieco bulaste górnej części oksfordu (por. Książkiewicz — 23, str. 151—156, 223—224; por. niżej).

Jak widać, maksimum głębokości zostało osiągnięte w strefie granicznej między Karpatami wewnętrznymi a zewnętrznymi blisko granicy dolnego i górnego oksfordu. Jednocześnie nastąpiło pogłębienie i ujednolicenie sedimentacji w morzu epikontynentalnym na zewnątrz morza karpackiego (margle kordatowe południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej), a także w strefie Kruhela związanej jeszcze sedimentacyjnie z strefą epikontynentalną (margle kordatowe). Zjawiska te mogłyby być związane genetycznie.

POCZĄTEK RUCHÓW NEOKIMERYJSKICH — RUCHY POZYTYWNE W KIMERYDZIE

Początek ruchów neokimeryjskich zbiegł się z okresem bezpośrednio po osiągnięciu maksymalnego pogłębienia jednej z najbardziej zewnętrznych stref morza karpackiego (strefa Bachowic). Był wyrażony przez podniesienie się całego obszaru sedimentacyjnego Karpat Zachodnich. Wydaje się, że rowy zostały podniesione bardziej niż strefy geantyklinalne. Zjawiska te nastąpiły w dolnym kimerydzie; można je odnieść do wczesnej fazy Deister.

W rowach Karpat wewnętrznych i Pienińskiego Pasa Skałkowego tam, gdzie w oksfordzie tworzyły się radiolaryty, w dolnym kimerydzie pojawiły się wapienie bulaste, albo jako wkładki w obrębie wapieni radiolariowych (przejście od radiolarytów do górnych wapieni bulastych w serii regłowej dolnej w Tatrach, por. Gąsiorowski — 17; wapienie pseudobulaste w południowych odmianach serii branskiej, Birkenmajer i Gąsiorowski — 9), albo jako kompleksy czysto bulaste (północne odmiany serii branskiej, seria niedzicka, seria czertezicka, prawdopodobnie też seria haligowiecka, Birkenmajer i Gąsiorowski — 9, Birkenmajer — 4, 5, 8). Jedynie w serii pienińskiej, wapienie bulaste nie występują w dolnym kimerydzie, zamiast nich czasem pojawiają się nad radiolarytami zielonymi radiolaryty czerwone, reprezentujące prawdopodobnie dolny kimeryd (por. Birkenmajer — 4, 5, Gąsiorowski — 16, str. 56—57). W innych profilach serii pienińskiej radiolaryty zielone sięgają do dolnego kimerydu (Gąsiorowski l. c.).

W strefach geantyklinalnych Karpat wewnętrznych i pasa skałkowego zaznaczył się w dolnym kimerydzie jedynie słaby ruch pozytywny. Jest on ledwo rozpoznawalny w serii czorsztyńskiej, gdzie dalej osadzały się wapienie bulaste i wyraźniejszy w serii wierzchowej Tatr, gdzie pojawiły się wapienie pseudoolitowe (por. Kobański — 21).

W rowach Karpat zewnętrznych, w serii czetechowickiej kimeryd jest prawdopodobnie reprezentowany przez wapienie szare gruboławicowe (por. Andrusov — 2, str. 172), w serii bachowickiej kimeryd jest reprezentowany przez jasne wapienie pelityczne, które prawdopodobnie są płytsze od wapieni „bulastych” oksfordu¹.

¹ Wg Książkiewicza (23, str. 224) wapienie kimerydu osadzały się głębiej niż wapienie oksfordu. Jednak wapienie oksfordu Bachowic są utworem krynoidowo-bulastym. W jurze Tetydy facja krynoidowa i bulasta jest często związana przejściami sedimentacyjnymi. Obie reprezentują zwykle morze głębokie, co wskazują częste kontakty sedimentacyjne z radiolarytami (np. w pasie skałkowym seria czertezicka) i ogólne następstwo facji w profilach. Z drugiej strony wapienie kimerydu Bachowic zawierają ooidy wapienne i szczątki glonów.

Ze stref geantyklinalnych tej części Karpat wewnętrznych, którą się tu zajmujemy nie są znane żadne utwory malmu niewątpliwie starsze od tytonu. Ruch pozytywny zaznaczył się także w całej strefie epikontynentalnej na N od morza karpackiego.

RUCHY RÓŻNICUJĄCE W TYTONIE

W górnym kimerydzie w Karpatach wewnętrznych przeważnie nie zaznaczyły się wyraźniejsze ruchy pionowe. Dane o Karpatach zewnętrznych są zbyt fragmentaryczne, aby pozwalały na uogólnienia.

W dolnym tytonie następuje nowa faza ruchów neokimeryjskich, mianowicie zaczyna się stopniowe podnoszenie stref geantyklinalnych i obniżenie rowów. Te zjawiska zachodzą aż do kulminacji ruchów neokimeryjskich w beriasie, wywołując w różnych obszarach różne efekty zależnie od lokalnego nasilenia: powstawanie uskoku, trzęsienia ziemi, wulkanizm, tworzenie kordylier, sedimentacja fliszu. Dolnotytońską fazę karpacką można odnieść do późnej fazy Deister.

W rowach Karpat wewnętrznych i pasa skałkowego pogłębienie jest wyrażone przez pojawienie się w dolnym tytonie utworów typu biancone (seria regłowa dolna w Tatrach, seria haligowiecka i branska): wyjątkiem jest seria pienińska, gdzie biancone w niektórych profilach pojawia się już w kimerydzie (4, 5, por. Gąsiorowski — 16, str. 56—57).

W strefach geantyklinalnych Karpat wewnętrznych i pasa skałkowego spłylenie jest wyrażone przez pojawiające się w dolnym tytonie wapienie krynoidowe, globochetowe i pseudoolitowe serii wierzchowej Tatr (21, 28) i wapienie dursztyńskie (kalpionellowe, globochetowe, krynoidowe fałszywskie, muszlowe rogożnickie) serii czorsztyńskiej (6, 10). Dolnotytońskie ruchy wznoszące są bardzo jasno wyrażone w serii wierzchowej Tatr, gdzie u podstawy utworów tytonu występuje miejscami zlepienie lub brekcja sedimentacyjna złożona z fragmentów skał kimerydzkich (21, str. 386—388). Lokalnie dochodzi do wynurzeń nawet starszego podłoża, świadczy o tym obecność klastycznych fragmentów kwarcu w wapieniach dursztyńskich Orawy (por.: Andrusov — 1, str. 23, 26, Birkenmajer — 7, Birkenmajer i Gąsiorowski — 10) i w wapieniach krynoidowych serii wierzchowej (21, 22). Również lokalnie pojawia się zasadowa działalność wulkaniczna (część obszaru serii wierzchowej Tatr — 21, 22). Wkładki wapieni detrytycznych w wapieniach dursztyńskich serii czorsztyńskiej świadczą prawdopodobnie o trzęsieniach ziemi (6, 7).

W północnej brzeżnej części rowu pienińskiego od dolnego tytonu zachodziły ruchy pozytywne (pojawienie się wapieni kalpionellowych w serii czertezickiej i w pewnych odmianach serii niedzickiej — 4, 5). Tylko w serii niedzickiej Kosarzysk nie było wyraźnych zmian głębokości: kontynuowały się wapienie bulaste (Birkenmajer op. cit.). Prawdopodobnie przebiegała tam oś ruchów kompensacyjnych między strefą geantyklinalną czorsztyńską na północy a rowem bransko-pienińskim na południu.

W rowach Karpat zewnętrznych przeważają w niższej części tytonu facje kalpionellowe (por. Książkiewicz — 23, str. 158—161; Andrusov — 2, str. 172—174, Gąsiorowski — 16, str. 69—70) lub ciemnych margli (seria śląska, dolne łupki cieszyńskie — por. Gąsiorowski — 16, 18, str. 63—64, 69). Jeśli kimeryd jest reprezentowany w serii czetechowickiej przez wspomniane wyżej wapienie, to wapienie z kalpionellami i z radiolarytami niższej części tytonu niewątpliwie oznaczają pogłębienie. Także wapienie z kalpionellami Bachowic oznaczają pogłębienie (Książkiewicz — 23, str. 224). W serii śląskiej kimeryd nie był stwierdzony.

W wyższej części tytonu pojawiają się w serii czetechowickiej wapienie detrytyczne (por. Gąsiorowski — 16, str. 69) być może o charakterze fliszu wapiennego, w serii śląskiej — flisz wapienny z domieszką klastycznego kwarcu (por.: Dżułyński et alii — 14, Książkiewicz — 26, Gąsiorowski — 18), w serii bachowickiej — wapienie organogeniczne i oolityczne oraz margle z wyraźnie większą niż w skałach

starszych domieszką klastycznego kwarcu (Książkiewicz — 23, str. 161—163).

Wydać się, że flisz lub inne utwory klastyczne pojawiły się w wyższej części tytonu także w innych rowach Karpat na zewnątrz od Pienińskiego Pasa Skałkowego (np. strefa wewnętrzna Karpat wschodnich, por. Marinescu — 29, Gąsiorowski — 19, str. 252; strefa Severin Karpat Południowych, por. Cordacea et alii — 12, str. 49—59). Jednocześnie w serii czorsztyńskiej pojawiły się wapienie łysańskie (por. Birkenmajer, Gąsiorowski — 10). Te ogólne zjawiska można by tłumaczyć przejściowym przyspieszeniem ruchów różnicujących odpowiadającym fazie Osterwald.

W strefach geantyklinalnych Karpat zewnętrznych tyton jest reprezentowany głównie przez różne wapienie rafowe nazywane ogólnie wapieniami sztramberskimi. Wapienie te dostarczyły faun o charakterze przeważnie tytońskim; z niektórych miejsc pochodzą także fauny, które mogłyby wskazywać z jednej strony na kimeryd, a z drugiej na dolny neokom (2; por. także Frajova — 15). Wydać się, że wapienie sztramberskie tworzyły się na następujących strefach geantyklinalnych:

a) „wyspa śląska” skąd pochodziły fragmenty we fliszu magurskim koło Makowa Padhalańskiego i w warstwach istebniańskich serii śląskiej w różnych miejscach (Książkiewicz — 23, str. 237—238 — 25, 26);

b) skałki andrychowskie, czyli strefa oddzielająca w tytonie rów śląski, w którym tworzyły się warstwy cieszyńskie, od rowu bachowickiego (por. Książkiewicz — 23, 25, Gąsiorowski — 18);

c) strefa na N od rowu bachowickiego, skąd pochodziłyby fragmenty w górnych łupkach cieszyńskich serii podśląskiej i śląskiej (por. Książkiewicz — 25, 26). W niektórych miejscach wapienie sztramberskie prawdopodobnie kontaktują sedimentacyjnie z podłożem krystalicznym (Książkiewicz — 23, str. 237). W wielu utworach fliszowych kredy i trzeciorzędu prawdopodobnie nie ma fragmentów skał jurajskich poza wapieniami sztramberskimi. Dlatego przypuszczano, że w tytonie nastąpiło obniżenie wynurzonych i speneplenizowanych stref geantyklinalnych Karpat zewnętrznych, wyrażone przez „transgresję sztramberską”. Trzeba jednak wziąć pod uwagę, że w tytonie, a zwłaszcza górnym, zwiększa się domieszka terygenicznego materiału klastycznego w utworach rowów (patrz wyżej). Albo więc materiał klastyczny dostawał się do rowów częściowo równoległe do ich osi (longitudinal filling), albo terygeniczny materiał klastyczny i materiał wapienny pochodziły z tych samych stref geantyklinalnych. W drugim przypadku należałoby przyjąć, że strefy geantyklinalne obniżały się na peryferiach, a jednocześnie podnosiły się i były erodowane w częściach środkowych. Ogólny obraz paleogeograficzny mógł więc być taki, jaki przyjmował Książkiewicz dla późniejszych kordyliery².

Jest także możliwe, że rafa sztramberskie tworzyły bariery nie dopuszczając do rowów większych ilości terygenicznego materiału klastycznego, podobnie jak obecna Great Barrier Reef wzdłuż wschodnich wybrzeży Australii (Queensland). Materiał fliszu wapiennego pochodziłby głównie z niszczonego przez falowanie lub przez erozję subaeralną raf sztramberskich.

W strefie epikontynentalnej na N od morza karpackiego zaznaczają się w portlandzie ruchy różnicujące, podobnie jak w tytonie Karpat. W górnej części portlandu zostaje sfałdowany i przekształcony w grzbiet rów środkowopolski — prawdopodobnie jednocześnie z regionalnym pojawieniem się fliszu w rowach Karpat zewnętrznych i z pojawieniem się wapieni łysańskich w serii czorsztyńskiej.

² „These occurrences” (tzn. fragmentów wapieni litotamniowych, numulitowych itd.) „indicate that in flysch basins there existed — apart from normal flysch sediments — also organogenic deposits, which presumably formed narrow and limited fringes along the shores of the basins” (Książkiewicz — 24, str. 9). Obfitość wapieni sztramberskich można by tłumaczyć przesuwaniem się tej facji wywołanym ruchami pionowymi.

W dolnej części beriasu kontynuują się ruchy różnicujące strefy geantyklinalne i strefy rowów. Największe obniżenie rowów i podniesienie stref geantyklinalnych Karpat wewnętrznych i pasa skałkowego nastąpiło w górnej części beriasu. Odpowiada ono wczesnej fazie Hils.

W geantyklinalnej strefie wierzchovej Tatr tworzą się wapienie pseudoolityczne, a w innych miejscach kulminuje zasadowa działalność wulkaniczna (21, 22, 28). W geantyklinalnej strefie czorsztyńskiej w górnej części beriasu występuje największe rozprzestrzenienie zjawisk twardego dna (hard ground) i wapieni detrytycznych (główny wapień detrytyczny) — 6, 10.

W północnej brzeżnej części rowu pienińskiego spłylenie staje się bardzo wyraźne (twarde dno w serii czertezickiej i w serii niedzickiej z wyjątkiem skałek Kosarzysk) i rozszerza się na południe obejmując obszary dotychczas obniżające się (wkładka margli bulastych w biancone północnej części serii braniskiej — 11).

W strefach geantyklinalnych Karpat zewnętrznych zanikają rafa sztramberskie prawdopodobnie wskutek zamulenia produktami erozji wznoszących się kordyliery. W rowach pojawia się flisz piaszczysty (por. Dżułyński et alii — 14), którego materiał pochodził częściowo z erodowanych utworów karbońskich (por. Turnau — 31); górne łupki cieszyńskie serii śląskiej (por. Gąsiorowski — 18) i piaszczyste utwory fliszowe Czetechowic (por. Andrusov — 1, 2, str. 261—262, Gąsiorowski — 16, str. 78). Być może górne łupki cieszyńskie serii podśląskiej także pojawiły się w beriasie. Jest możliwe, że zasadowe intruzje w serii śląskiej zaczęły się w tym samym czasie (por. Szczurowska — 30).

W strefie epikontynentalnej na N od morza karpackiego następuje ruch negatywny wyrażony przez transgresję morza na sfałdowaną strefę środkowopolską.

Według Książkiewicza (26) początek sedimentacji fliszu w Karpatach zewnętrznych był rezultatem lokalnych ruchów nie związanych z ruchami neokimeryjskimi. Jednak uderza powtarzająca się jednocześnie ruchów pionowych w tytonie i w dolnym neokomie w Karpatach wewnętrznych, w pasie skałkowym i w strefie epikontynentalnej z jednej strony, a w Karpatach zewnętrznych z drugiej strony. Wydać się, iż można przyjąć, że sedimentację fliszu w Karpatach zewnętrznych zapoczątkowały ruchy neokimeryjskie. Inną sprawą jest późniejszy mechanizm podnoszenia kordyliery i obniżania rowów, które musiały zachodzić ciągle aż do trzeciorzędu. Być może ruchy neokimeryjskie utworzyły uskoki, wzdłuż których potem częściowo izostatycznie wypiętrzały się kordyliery.

KONIEC RUCHÓW NEOKIMERYJSKICH — RUCHY WYRÓWNUJĄCE W WALANŻYNIE

W Karpatach wewnętrznych i w pasie skałkowym zaznaczają się w walanzynie ruchy skierowane przeciwnie niż ruchy w tytonie i w beriasie. Mianowicie następuje obniżenie stref geantyklinalnych i podnoszenie rowów.

Obniżenie geantyklinalnej strefy wierzchovej nie jest wyraźne (por. Kofański — 21, Lefeld — 28). Natomiast obniżenie geantyklinalnej strefy czorsztyńskiej jest bardzo jasno wyrażone przez pojawienie się krynowidowych wapieni spiskich. Lokalnie jednak następuje podniesienie (twarde dno w wapieniu spiskim w niektórych profilach) — 6, 10.

Spłylenie rowów jest wyrażone przez pojawienie się margli plamistych w serii reglowej dolnej Tatr (por. Wigilew — 32, Gąsiorowski — 16, str. 91) i przez zapoczątkowanie stopniowego przejścia do margli plamistych w seriach pienińskiej i braniskiej lub do urgonu w serii haligowieckiej (5, 8).

Natomiast pogłębieniu ulega północna brzeżna część rowu pienińskiego, która dotychczas podnosiła się razem ze strefą geantyklinalną czorsztyńską. Jest to wyrażone przez pojawienie się utworów typu biancone w seriach: niedzickiej i czertezickiej (4, 5)

W Karpatach zewnętrznych, w rowie czetechowickim walażyn jest reprezentowany prawdopodobnie przez piaskowce z *Lamellaptychus didayi* posiadające być może charakter fliszowy (por. Andrusov — 2, str. 262). W rowach na zewnątrz od „wyspy śląskiej” osadzają się na wielkich obszarach górne łupki cieszyńskie, przykrywając różnorodność facji tytonu i beriasu. W strefie epikontynentalnej trwa transgresja.

ZAKOŃCZENIE

Zjawiska, które zachodziły w alpejskiej geosynklinie Karpat Zachodnich, można podzielić na dwie grupy: zjawiska diachroniczne z S na N i z W na E i zjawiska synchroniczne na całym obszarze. Do pierwszych należą: transgresja jurajska, jurajskie przedtętońskie maksimum głębokości, zmiany miąższości poszczególnych utworów fliszowych Karpat zewnętrznych, fałdowania trzeciorzędowe; do drugich należą: ruchy kimeryjskie tak doggerskie, jak z pogranicza jury i kredy oraz ruchy urgońskie. Wydaje się, że zjawiska pierwszej grupy są bardziej endemiczne niż drugiej. Za przykład mogą służyć fazy ruchów neokimeryjskich współczesne z karpackimi, które można znaleźć na ogromnych obszarach zachodniej Tetydy i epikontynentalnej Europy, a prawdopodobnie nawet w Azji i Amerykach, gdy współcześnie z trzeciorzędowymi fałdowaniami Karpat Zachodnich fałdowały się tylko niektóre części stref geosynkinalnych alpidów.

Zjawiska synchroniczne mogłyby być efektem „pulsu Ziemi” (Pulse of the Earth” w znaczeniu Umbgrove’a), natomiast zjawiska diachroniczne byłyby związane ze stadiami ewolucji imigracji poszczególnych geosynklin.

LITERATURA

- Andrusov D. — Étude géologique de la zone des Klippes Internes des Karpates Occidentales. Slov. Akad. Vied. a Umeni, Geol. Práce 34. Bratislava 1953.
- Andrusov D. — Geológia československých Karpat, II. Bratislava 1959.
- Arkell W. J. — Jurassic geology of the world. Edinburgh-London 1956.
- Birkenmajer K. — Esquisse de la stratigraphie du Mésozoïque et du Paléogène dans la Zone des Klippes Piénines en Pologne. VIe Congrès Géol. Ass. Carp.-Balk. 1963.
- Birkenmajer K. — Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Jahrb. d. geol. Bundesanst., Bd. 103, H. 1. Wien 1960.
- Birkenmajer K. — Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej Pienińskiego Pasa Skałkowego Polski. Studia Geol. Pol., Vol. IX. Warszawa 1963.
- Birkenmajer K. — Submarine erosional breaks and late Jurassic synorogenic movements in the Pieniny Klippen Belt geosyncline. Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. sci. chim. géol. et géogr., Vol. VI, No 8. Varsovie 1958.
- Birkenmajer K. — Znaczenie skałki haligowieckiej dla geologii Pienińskiego Pasa Skałkowego. „Roczn. PTG”, XXIX, 1. Kraków 1959.
- Birkenmajer K., Gąsiorowski S. M. — Stratigraphy of the Malm of the Niedzica and Branisko series... based on Aptychi. Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. sci. géol. et géogr., Vol. VIII, No 2. Varsovie 1960.
- Birkenmajer K., Gąsiorowski S. M. — Stratigraphy of the Tithonian and Lower Neocomian of the Czorsztyń series... based on Aptychi. Ibidem, Vol. IX, No 2, 1961.
- Birkenmajer K. — Lower Neocomian variegated nodular marls of the Branisko series... Ibidem, Vol. X, No 2, 1962.
- Codârcea et alii — Aperçu sur la structure géologique des Carpathes méridionales entre le Danube et l'Olt. Guide des excursions, Ass. Géol. Carp.-Balk., Ve Congrès. Bucarest 1961.
- Colom G. — Fossil Tintinnids: Loricated Infusoria of the order of Oligotricha. „Journ. Paleont.”, Vol. 22, 1948.
- Dziubiński S., Książkiewicz M., Kuenen Ph. H. — Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mts. Bull. Geol. Soc. of America, Vol. 70, 1959.
- Frajova H. — Nález spodnokřídového druhu *Pseudobelus bipartitus* Blainville 1827 v kopřivnickém vývoji štramberských vapencu ve Štramberku Věstník UUG. XXXV, 1960.
- Gąsiorowski S. M. — Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. Studia Geol. Pol., Vol. X, Warszawa 1962.
- Gąsiorowski S. M. — Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej w Tatrach. Acta Geol. Pol., Vol. IX. Warszawa 1959.
- Gąsiorowski S. M. — Nowe dane o wieku warstw cieszyńskich serii śląskiej. Sprawozd. z Pos. Kom. Oddz. PAN w Krakowie. Kraków 1961.
- Gąsiorowski S. M. — Sur les Aptychi à côtes. „Roczn. PTG” XXXII, 2. Kraków 1962.
- Kilian W. — Unterkreide (Palaeocretacicum). Lethaea Geogn., II. Teil, 3. Bd. Stuttgart 1910.
- Kotański Z. — Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. Acta Geol. Pol., Vol. XI. Warszawa 1961.
- Kotański Z., Radwański A. — Fauna z Pygope diphyi i limburgity w tytonie wierzchowym Osobitej. Acta Geol. Pol., Vol. IX. Warszawa 1959.
- Książkiewicz M. — Jura i kreda Bachowic. „Roczn. PTG”, XXIV, 2—3. Kraków 1954.
- Książkiewicz M. — Life conditions in flysch basins. „Roczn. PTG”, XXXI, 1. Kraków 1961.
- Książkiewicz M. — Outline of the palaeogeography in the Polish Western Carpathians. IG Prace XXX, str. 237—238. Warszawa 1960.
- Książkiewicz M. — Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. Geol. Rundschau, Bd. 50. Stuttgart 1960.
- Książkiewicz M. — Sedimentation in the Carpathian flysch sea. Geol. Rundschau, Bd. 47. Stuttgart 1958.
- Lefeld J. — Preliminary stratigraphy of the High-Tatric Lower Cretaceous... Bull. Acad., Pol. Sci., Sér. sci. géol. et géogr., Vol. X, No 3. Varsovie 1962.
- Marinescu I. — Aptychus-Schichten im Kreideflysch der Ostkarpathen (Rumänien), N. Jahrb. f. Geol. u. Paläont. Bd. 107, H. 1. Stuttgart 1958.
- Szczurowska J. — O wieku cieszyńskich na podstawie analiz minerałów ciężkich w górnych łupkach cieszyńskich. „Kwart. Geol.” t. 5, 1, 1961.
- Turnau E. — The age of the coal fragments from the Cretaceous deposits in the Outer Carpathians, determined on microspores. Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. sci. géol. et géogr. Vol. X, No 2. Varsovie 1962.
- Wigilew B. — Neokom reglowy w Tatrach. Spraw. Kom. Fizjogr. Akad. Um. w Krakowie, XLVIII. Kraków 1913.

SUMMARY

The Neo-Cimmerian movements in the Polish Western Carpathians are expressed by vertical movements, faulting, initiation of Flysch sedimentation, and slight volcanic activity. In the Lower Kimeridgian there occurred a positive movement of the whole area. On the contrary, Upper Kimeridgian was a period of stability. In the Lower Tithonian began differential movements resulting in uplifting of geanticlinal areas and in deepening of troughs, persisting till the culmination of the Neo-Cimmerian movements at the upper Berriasian time. In the

Valanginian there began in the Inner-Carpathians and in the Pieniny Klippen Belt an uplifting of the folds and a deepening of geanticlinal areas. In the Outer-Carpathians, the sedimentation of Flysch was continued.

РЕЗЮМЕ

Неокиммерийские движения в Польских Западных Карпатах выражаются вертикальными пере-

мещениями, образованием сбросов, началом флишевого осадконакопления и проявлениями основного вулканизма. В раннем кимеридже произошло поднятие всей площади. Поздний кимеридж отличается спокойными условиями. В раннем титоне начинается постепенное погружение прогибов и поднятие геоантиклинальных зон, продолжавшиеся до конца берриаса. В валанжине, на площади Внутренних Карпат и Пеннинской утесовой зоны, происходит обмеление прогибов и снижение геоантиклинальных зон.