

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

O charakterze mezozoicznej geosynkliny Karpāt Zachodnich i o epimiogeosynklinie podhalańskiej

STRESZCZENIE: Zostały przytoczone dowody miogeosynklinalnego charakteru geosynkliny Karpāt Zachodnich w mezozoiku. W nawiązaniu do klasyfikacji geosynklin M. Kaya, został wyróżniony nowy rodzaj geosynkliny — epimiogeosynklina. Jest to geosynklina wtórna, powstała w tym przypadku na miejscu miogeosynkliny po tektogenezie typu alpejskiego. Osady epimiogeosynklinalne mają charakter głębokomorski, głównie fliszowy. Typowymi osadami tego rodzaju jest flisz podhalański w Karpatach.

WSTĘP

Klasyfikacja geosynklin została obecnie bardzo rozbudowana, głównie dzięki syntetycznym ujęciom H. Stillego (1941) i M. Kaya (1947). Za tymi oboma badaczami ogólnie wyróżnia się eugeosynkliny i miogeosynkliny. Eugeneosynkliny charakteryzują się przede wszystkim rozwojem zasadowego (głównie ofiolitowego) wulkanizmu podmorskiego (tzw. wulkanizm inicjalny), towarzyszącego najczęściej głębokomorskim utworom radiolarytowym lub niekiedy osadom fliszowym. Zajmują one centralne położenie w geosynklinie (Internidy). W odróżnieniu od eugeosynklin, miogeosynkliny cechują się brakiem inicjalnego wulkanizmu, a wybitnym rozwojem pelagicznych, częściowo detrytycznych facji węglanowych. Miogeosynkliny znajdują się w zewnętrznej części geosynkliny (Eksternidy). Obie te zasadnicze strefy geosynklinalne charakteryzują ortogeosynkliny, a więc geosynkliny będące później siedliskiem silnej tektogenezy typu alpejskiego, i z których w przyszłości zrodzą się łańcuchy górskie. Są to zatem geosynkliny macierzyste (Muttergeosynklinalen) sensu Stille, w odróżnieniu od parageosynklin, z których nie powstają łańcuchy górskie.

M. Kay (1947) zwrócił uwagę na to, że po ruchach fałdowych nie zawsze muszą ulec likwidacji warunki geosynklinalne na sfałdowanym obszarze. Przytacza on przykłady późniejszych zbiorników geosynklinalnych, które zapełniane są osadami klastycznymi pochodzącymi z gór

powstałych na miejscu dawnych eugeosynklin. Takie baseny nazywa on *epieugeosynklinami*. W takich zbiornikach powstał, jego zdaniem, karbon Nowej Szkocji i trzeciorzęd Kalifornii.

Należy zaznaczyć, że ostatnio coraz bardziej zaznaczają się tendencje do zamuczenia terminu ruchy górotwórcze (orogeniczne) oraz do zastąpienia go terminem ruchy tektogeniczne. Już E. Haug (1921) zwrócił uwagę na to, że powstanie łańcuchów górskich nie jest bezpośrednim efektem fałdowania, lecz ruchów wynoszących, które odbywają się na sfałdowanych obszarach geosynkinalnych. S. Bubnoff (1930) również wypowiada się przeciwko nazywaniu procesów prowadzących do powstawania fałdów ruchami górotwórczymi. V. V. Belousov (1948, 1954) używa tego terminu tylko w odniesieniu do ruchów wynoszących, które bezpośrednio spowodowały powstanie gór. A. Caire (1957) wyróżnia trzy rodzaje ruchów — ruchy pretektogeniczne, tektogeniczne i orogeniczne. Taki podział zastosowałem również ostatnio (1961) w Tatrach, omawiając rozwój geosynkliny wierzchowej. D. Andrusov (1959) posuwa się jeszcze dalej, eliminując za Bubnoffem i Belousovem w ogóle pojęcia orogenezy i epeirogenezy, a w swej wielkiej Geologii Czechosłowackich Karpat używa wyłącznie określeń ruchy falujące (kolebательные движения Belousova), tektogeniczne (fałdowe) i diktyogeniczne (termin Bubnoffa odnoszący się do powstania intrageosynklin i intrageoantyklin — ruchy pretektogeniczne Caire'a). Andrusov nie używa również wcale terminu orogen L. Kobera (1921).

Takie stanowisko wydaje się jednak zbyt kraciowe wobec faktu, że terminy ruchy orogeniczne, orogeneza i orogen używane są bardzo powszechnie. Sądzę, że terminy te należy zachować, lecz stosować je w bardziej ograniczonym znaczeniu, sprecyzowanym ostatnio przez Caire'a (1957). Chodzi o ruchy wynoszące powodujące powstanie łańcucha górskiego, likwidację warunków geosynkinalnych i przekształcenie całego obszaru ortogeosynkinalnego w sztywny orogen.

J. Aubouin (1959) w ogóle nie uważa epieugeosynklin za geosynkliny, lecz utożsamia je ze śródgóorskimi lub zagóorskimi rowami molasowymi. Przykłady takich rowów stanowią, jego zdaniem, baseny neogeńskie istniejące między łańcuchami alpidy-dynarskimi o charakterze eugeosynkinalnym — Basen Pannoński i Transsylwański, lub wewnątrz tych łańcuchów — rów mezohelleński lub albano-tessalski w Dynarydach. Jego zdaniem należą tu również liminiczne zagłębienia węglowe łańcucha hercyńskiego w Europie. W stosunku do tych ostatnich jednak V. V. Belousov (1948) używa określenia subgeosynkinalny, a M. Kay (1947) — autogeosynkinalny. Są to parageosynkliny H. Stillego (1941).

O ile przynależność pewnych wymienionych przez Aubouina basenów do geosynklin istotnie może budzić wątpliwości, to należy zwrócić uwagę, że dotyczy to zbiorników molasowych, które tylko M. Kay uważa za geosynkliny (egzogeosynkliny lub geosynkliny deltowe), natomiast inni badacze wolą tu używać terminów molasowe rowy przedgórskie, śródgórskie lub zagórskie. Ujęcie takie jest zapewne słuszne, jednak tylko w przypadku, jeśli powstają wówczas utwory molasowe, które mogą tworzyć się niekoniecznie w geosynklinie, a z obszarem geosynkinalnym związane są tylko w ten sposób, że powstałe na jego miejscu góry stanowią ich obszar alimentacyjny.

Zupełnie odmienna sytuacja zachodzi wówczas, gdy po intensywnych ruchach tektonicznych w geosynklinie, zaznaczonych np. wyraźną fazą powstawania płaszczowin, tworzą się nadal osady geosynklinalne. Tak jest właśnie z przykładami przytoczonymi przez M. Kaya, gdzie powstają wówczas osady fliszowe. W wyniku rozwijających się ostatnio coraz więcej badań sedymentologicznych nad osadami fliszowymi, nikt już nie wątpi, że są to głębokomorskie osady pelagiczne, utworzone głównie dzięki działalności prądów zawieszinowych. Tak więc pojawienie się facji fliszowej po ruchach tektonicznych może być dostatecznym dowodem odnowienia się warunków geosynklinalnych. Wyróżnienie zatem przez M. Kaya epieugeosynkliny jako odrębnego rodzaju geosynklin należy uznać za w pełni uzasadnione. J. M. Pušcarovskij (1960), który zajął się ostatnio charakterystyką rowów przedgórskich, stwierdza, że mogą się w nich gromadzić utwory molasowe lub węglonośne, lecz nigdy fliszowe. Zbiorniki epieugeosynklinalne nie mogą być zatem uznane, wbrew temu co sądził o nich J. Aubouin (1959), ani za baseny czy rowy przedgórskie, ani zagórskie, ani śródgórskie.

W definicji M. Kaya epieugeosynkliny są to długie, wąskie peryferyczne geosynkliny późniejszego cyklu (later cycle), pozbawione wybitniejszego wulkanizmu, a otrzymujące materiał detrytyczny z obszarów eugeosynklinalnych. Należy się domyślać, że taka geosynklina jest zatem sama założona na podłożu, które dawniej należało do strefy eugeosynklinalnej.

W definicji tej proponuję przenieść nacisk na fakt, iż zbiorniki takie są wyraźnie odnowione na sfałdowanym podłożu geosynklinalnym, są to zatem epigeosynkliny. Z kolei zależnie od tego, czy to sfałdowane podłoże należało pierwotnie do strefy eugeosynklinalnej, czy miogeosynklinalnej, proponuję wyróżniać epieugeosynkliny i epimiogeosynkliny. Natomiast eu- czy miogeosynklinalny charakter obszaru alimentacyjnego byłby w myśl tej nieco zmienionej definicji sprawą mniejszej wagi.

M. Kay w swej klasyfikacji wyróżnił jedynie epieugeosynkliny. Nie ma jednak żadnych powodów, dla których warunki epigeosynklinalne miałyby się odnawiać tylko w strefach eugeosynklinalnych, a nie w miogeosynklinalnych. Celem tego artykułu jest właśnie m.in. wykazanie, że można i należy wyróżnić epimiogeosynkliny.

MIOGEOSYNKLINALNY CHARAKTER GEOSYNKLINY KARPAT ZACHODNICH W MEZOZOIKU

Aby zdecydować, jakiego rodzaju jest epigeosynklina powstająca w geosynklinie po ruchach, należy stwierdzić, czy dawna geosynklina miała charakter eu- czy miogeosynklinalny. Ponieważ jako typ epimiogeosynkliny proponuję uznać paleogeńską geosynklinę Karpat Wewnętrznych, należy uprzednio udowodnić, że została ona założona na

podłożu miogeosynklinalnym i że była otaczana przez łańcuchy górskie powstałe w tej właśnie strefie, z których pochodził materiał osadowy.

Aczkolwiek nie wszyscy badacze wydzielają eu- i miogeosynkliny jako osobne zbiorniki geosynklinalne, to należy stwierdzić, iż wszyscy geologowie, nawet tak niechętni klasyfikacji geosynklin jak Aubouin, w geosynklinie sensu lato wydzielają strefy eu- i miogeosynklinalne.

Należy stwierdzić, że geosynklina karpacka posiada cechy rozwojowe, które nie dadzą się umieścić w żadnej z podanych wyżej dwóch definicji. Wybitny rozwój facji węglanowych w triasie i jurze, szczególnie w Karpatach Wewnętrznych, i brak ofiolitów przemawiają za tym, że jest to w całości miogeosynklina. Wynika to wyraźnie wówczas, gdy nie rozpatruje się samej geosynkliny karpackiej, lecz całą geosynklinę karpacko-bałkańską, jak to czyni M. V. Muratov (1960). Wówczas staje się zupełnie jasne, że cała geosynklina Karpat Zachodnich jest miogeosynkliną, a stref eugeosynklinalnych należy szukać dopiero w Dynarydach oraz w wewnętrznych strefach Karpat Południowych, gdzie istnieją prawdziwe ofiolity i serpentynyty, reprezentujące wspaniałe rozwinięty wulkanizm inicjalny. Za przydzieleniem Karpat Zewnętrznych do eugeosynkliny mógłby przemawiać potężny rozwój facji fliszowej, uważanej przez niektórych badaczy za cechę właściwą strefom eugeosynklinalnym. Jest to jednak argument niewystarczający, gdyż brak w Karpatach właściwego wulkanizmu inicjalnego lub ma on podrzędne znaczenie, a ponadto Karpaty fliszowe leżą w zewnętrznej części geosynkliny.

Na przejawy wulkanizmu inicjalnego w Karpatach Zachodnich, będące podstawą wyróżniania stref eu- i miogeosynklinalnych, zwrócił ostatnio uwagę D. Andrusov (1958, 1959). Jego zdaniem geosynklina karpacka w ogóle miała charakter eugeosynklinalny, co się przejawiało w rozwoju wulkanizmu inicjalnego we wszystkich jej strefach i w różnych etapach jej rozwoju. Wulkanizm ten towarzyszył intensywnemu pograżaniu, powodującemu powstawanie osadów o dużej miąższości. Zauważa on, że ta faza pograżeń i wulkanizmu inicjalnego wędruje w czasie od południa ku północy. W dolnym triasie faza ta zaznaczyła się w strefie gemerskiej i pienińskiej, w jurze bardzo nieznacznie w paśmie Tatrydów, a w dolnej kredzie — w Karpatach Zewnętrznych i nieznacznie — w strefie weporskiej. Andrusov wyróżnia dwie strefy eugeosynklinalne — weporsko-gemerską na południu i pienińską na północy, przedzielone geantykliną Tatrydów. Należy zatem sądzić, że chodzi tu o strefy intrageosynklinalne, przedzielone intrageoantykliną. Podział ten odnosi się przede wszystkim do sytuacji, jaka istniała w triasie.

Za przejaw dolnotriasowego wulkanizmu inicjalnego uważa D. Andrusov melafiry choczańskie i związane z nimi zasadowe i ultrazasadowe intruzje, m.in. seprentynyty Dobszyny. Należy jednak zauważyć, że melafiry choczańskie towarzyszą utworom molasowym, nie zaś głęboko-

morskim i dlatego wraz z porfirami permskimi werrukana można je uważać raczej za przejaw wulkanizmu finalnego hercyńskiego cyklu diastroficznego. Tak przynajmniej ujmuje się tę kwestię w Alpach Zachodnich, gdzie za przejaw wulkanizmu inicjalnego przyjmuje się wyłączenie ofiolity (roches vertes) o strukturach poduszkowych i tylko taki wulkanizm uważa się za typowy dla stref eugeosynklinalnych. Poważnym argumentem za eugeosynklinalnym charakterem strefy gemerskiej jest obecność w niej serpentynitów, szczególnie charakterystycznych dla takich właśnie stref w Dynarydach. Serpentynity te do niedawna były zaliczane do utworów przedśrodkowokarbońskich i dopiero ostatnio został wypowiedziany pogląd, że tworzą one hypoabysalne intruzje w werfenie (Andrusov 1959). Byłby to w istocie decydujący argument za zaliczeniem pasma gemerskiego do strefy eugeosynklinalnej, tym bardziej że już w Górach Bukowych w północnych Węgrzech zasadowe wulkanyty znane są nawet ze środkowego triasu. Uznanie zatem strefy gemerskiej Dobszyny wraz z obszarami znajdującymi się dalej na południu za strefą eugeosynklinalną należy uznać za uzasadnione, jeśli istotnie serpentynity Dobszyny są mezozoiczne. Mniej uzasadnione jest natomiast zaliczanie do tej strefy płaszczowiny choczańskiej.

Jako przejaw wulkanizmu inicjalnego traktuje D. Andrusov również cieszynity neokomu płaszczowiny śląskiej oraz migdałowce augitytowe i ich tufy w neokomie płaszczowiny reglowej dolnej w Niżnych Tatrach i w Wielkiej Fatrze. Przejawem inicjalnego wulkanizmu są, jego zdaniem, również limburgity wierchowe rejonu Osobitej. Wszystkie te przejawy wulkanizmu wiąże Andrusov z intensywnym pograżaniem się geosynkliny Karpat Zachodnich, szczególnie w dolnej kredzie.

Jeżeli chodzi o cieszynity śląskie, to nie mają one charakteru ofiolitowego, gdyż są to przeważnie żyły pokładowe. Ostatnio jednak M. Książkiewicz (1962) zwrócił uwagę, iż w podobnym położeniu stratygraficznym w Rumunii zostały znalezione diabazy o strukturze poduszkowej i uważa również śląskie cieszynity za przejaw wulkanizmu inicjalnego. Aczkolwiek ewenement cieszynitowy nie gra znaczniejszej roli w całym procesie powstawania osadów fliszowych, to jednak łączne występowanie obu tych zjawisk — wybitnego rozwoju facji fliszowej i wulkanizmu inicjalnego można by uważać za dowód eugeosynklinalnego charakteru geosynkliny Karpat Zachodnich. Wtedy jednak stanęlibyśmy wobec faktu, że strefa eugeosynklinalna zajmuje w Karpatach pozycję najbardziej zewnętrzną, a więc przeciwnie, niż to przyjmował H. Stille w swych syntetycznych ujęciach. Wybitny rozwój facji fliszowej w Karpatach Zewnętrznych jest zresztą związany nie tyle z eu- czy miogeosynklinalnym charakterem geosynkliny, lecz z określoną fazą jej rozwoju. Do takiego wniosku doszli S. Dzużyński i C. Zak (1960), którzy badali terrygeniczne facje górnego kambru z Gór Świętokrzyskich oraz flisz Karpat Zewnętrznych i oba zbiorniki uznali za miogeosynklinalne.

Na osobne omówienie zasługuje wulkanizm limburgitowy w serii wierchowej rejonu Osobitej.

Uznanie limburgitów tatrzańskich za przejaw wulkanizmu inicjalnego jest formalnie poprawne, gdyż wulkanizm ten jest związany z pretektonicznym okresem ewolucji geosynkliny (Kotański 1961). Nie można jednak tego wulkanizmu uważać za czynnik decydujący o zaliczeniu basenu wierchowego do strefy eugeosynklinalnej. Lawy te nie mają charakteru poduszkowego, a przeciwnie — wykazują obecność struktur sznurowych, świadczących o płytkomorskich warunkach erupcji (Kotański & Radwański 1959). Osadów tytońskich serii Osobitej i bobrowieckiej, z których znane są limburgity, również nie można uważać za głębokomorskie. Są to raczej pelagiczne osady stosunkowo płytkomorskie. Pogląd taki jest szczególnie uzasadniony na tle ogólnego rozwoju geosynkliny wierchowej, cechującej się wybitnym rozwojem pelagicznych facji węglanowych. Był to intrageoantyklinalny obszar miogeosynkliny wewnętrznokarpackiej (Kotański 1961).

Należy z całą stanowczością stwierdzić, że seria wierchowa, stanowiąca podłoże płaszczowin reglowych w południowej części fliszu podhalańskiego, tworzyła się w basenie miogeosynklinalnym. Zgodnie z definicją M. Kaya (1947), rola wulkanizmu była tutaj minimalna, materiały klastyczne dostarczane były z północy, ogromny rozwój osiągnęły pelagiczne lecz nie głębokomorskie facje węglanowe, a rola osadów fliszowych, które pojawiły się tutaj w cenomanie, była również nieznaczna. Cechy te świadczą o tym, że był to basen miogeosynklinalny. Natomiast takie cechy jak liczne luki sedymentacyjne, lokalne niezgodności, liczne okresy erozji są dowodem intrageoantyklinalnego charakteru tego zbiornika.

Jak wynika z rekonstrukcji paleogeografii serii wierchowych (Kotański 1961), serie fałdowe tworzyły się na południe od dzisiejszego masywu tatrzańskiego — na obszarze Spisza i Liptowa. Zatem i tam podłoże przyszłego fliszu paleogeńskiego stanowił wierchowy basen miogeosynklinalny.

Serie reglowe, bez względu na to, gdzie pierwotnie powstawały, również muszą być uznane za osady miogeosynklinalne. Zdaniem D. Andrusova (1959), o ich eugeosynklinalnym charakterze świadczy obecność wymienionych uprzednio erupcji zasadowych, głównie w dolnym triasie i w dolnej kredzie. Jak to już wykazałem powyżej, nie jest to jednak wulkanizm ofiolitowy, a udział skał wulkanicznych w sedymentacji w ogóle nie jest znaczny. Argument D. Andrusova, że za eugeosynklinalnym charakterem serii reglowych przemawia duża miąższość osadów triasowych (szczególnie dolnotriasowych), związana z intensywnym pograżaniem się tych basenów, nie jest jednak wcale argumentem za eugeosynklinalnym charakterem zbiorników reglowych, lecz za ich intrageosynklinalnym charakterem w miogeosynklinalnym zbiorniku. Miąż-

szość osadów triasowych w serii reglowej jest jednak znacznie mniejsza od miąższości triasu w rowach intrageoantykliny wierchowej (np. w rowie Kominów Tylkowych — Kotański 1961). Obecność radiolarytów w serii krizniańskiej mogłaby wprowadzić świadczą, zgodnie z definicją Kaya o eugeosynklinalnym charakterze tej serii, jednak zupełny brak ofiolitów sprawę rozstrzyga. Dopiero radiolaryty łącznie z ofiolitami mogłyby świadczyć o eugeosynklinalnym charakterze serii krizniańskiej. Jeśli chodzi natomiast o serię choczańską, to brak tam w ogóle facji głębokomorskich. W triasie i w jurze panują tam pelagiczne facje płytkomorskie, różniące się od facji wierchowych tylko faunistycznie¹. Wynika to jednak z położenia serii choczańskiej w geosynklinie Tetydy, nie zaś z jej eugeosynklinalnego charakteru. W Karpatach Wewnętrznych nie widać zatem owej naprzemianległości stref eu- i miogeosynklinalnych, tak charakterystycznej np. dla Dynarydów.

Pozostaje obecnie odpowiedzieć na pytanie, jaki charakter miało autochtoniczne podłoże fliszu podhalańskiego na Podhalu, między Tatrami a Pienińskim Pasem Skałkowym.

K. Birkenmajer (1959a,b; 1960) umiejscawia tam właśnie masyw egzotykowy i zauważa, że w skład tzw. serii egzotykowej wchodziły m.in. jakieś wylewne skały zasadowe. Ich obecność jest o tyle ważna, że mogłoby to świadczyć o istnieniu tam ofiolitów, a więc skał najbardziej charakterystycznych dla stref eugeosynklinalnych. Wylewne skały zasadowe mogą pochodzić zresztą z werfenu płaszczowiny choczańskiej, jednak — zdaniem T. Wiesera (fide Birkenmajer 1959b) — nie mają one charakteru werfeńskich melafirów, lecz noszą właśnie charakter spilitów, będących produktem podmorskich wylewów lawy.

I tutaj właśnie wychodzą na jaw braki w definicjach M. Kaya odnośnie do poszczególnych rodzajów geosynklin. W wyróżnieniu epieugeosynklin kładł on większy nacisk na rodzaj materiału w osadach epieugeosynklinalnych, niż na budowę jego podłoża. W Karpatach sprowadzałoby się to do rozstrzygania o epieu- czy epimiogeosynklinalnym charakterze zbiornika na podstawie materiału przeważnie egzotykowego. Tymczasem o wiele bardziej istotną rzeczą jest stwierdzenie, czy podłoże epieugeosynkliny miało charakter eu- czy miogeosynklinalny, niż rozważanie, czy obszar alimentacyjny dostarczający materiału do zbiornika epieugeosynklinalnego miał charakter eu- czy miogeosynklinalny.

Wydaje się jednak w ogóle rzeczą wątpliwą, czy spility T. Wiesera pochodzą z serii egzotykowej, tzn. z głębokiego masywu Podhala. Nie mogą one również pochodzić z werfenu płaszczowiny choczańskiej, gdyż melafiry choczańskie nigdzie nie mają spilitowego charakteru.

¹ Niektóre wapienie i dolomity choczańskie w Wielkich i Małych Koryciskach mają charakter organodetrytyczny. Jak wykazują obserwacje płytek cienkich, składają się one z okruchów różnych organizmów bentonicznych, m.in. rafowych.

Można natomiast wyrazić przypuszczenie, że spility egzotyczne ze zlepieńców upohlawskich wraz z keratofirami nie należą w ogóle do mezozoiku, lecz do paleozoiku i wchodziły w skład węższego masywu Podhala. W takim przypadku można by wysunąć kwestię następstwa po sobie stref eu- i miogeosynklinalnych w różnych cyklach diastroficznych. Takie rozważania w oparciu o nikłe przesłanki zaprowadziłyby nas jednak zbyt daleko, a nie są istotne dla omawianych tu zagadnień.

Charakter podłoża fliszu podhalańskiego na Podhalu stanie w nowym świetle, jeśli uwzględnimy nowe poglądy o związku najbardziej północnych serii wierchowych (seria bobrowiecka i Osobitej) z najbardziej południowymi seriami skałkowymi (seria haligowiecka). Ponieważ analogie w wykształceniu poszczególnych ogniw stratygraficznych (lias, neokom, alb) w tych seriach są uderzające, zaproponowałem dla nich nazwę seria podhalańska (Kotański 1961). Seria Osobitej i bobrowiecka mają jeszcze charakter intrageoantyklinalny, chociaż obecność liasu świadczy o znacznych pograżeniach. Jeśli chodzi o serię haligowiecką, to głębokomorski charakter osadów doggeru i malmu (Birkenmajer 1959a) jest dowodem jej intrageosynklinalnego charakteru w środkowej i górnej jurze. W obu przypadkach była to miogeosynklina, gdyż — jak to stwierdziłem już wyżej — obecność limburgitów w rejonie Osobitej nie może być uważana za cechę eugeosynklinalną.

Pomimo że nie ma obecnie związku przestrzennego między seriami wierchowymi i skałkowymi, należy stwierdzić, że łączyły się one ze sobą, a między nimi nie ma już miejsca na strefę eugeosynklinalną. Można zatem przyjąć, że na całym obszarze występowania fliszu podhalańskiego, jego podłoże stanowi strefa miogeosynklinalna. Jak wyglądają ogniewa pośrednie między seriami wierchowymi i skałkowymi, wiadomo jest tylko z badań nad egzotykami, a dowiemy się czegoś więcej dopiero po przeprowadzeniu kilku podstawowych głębokich wierceń na Podhalu. Wtedy też uzyskamy nowe dane dla dokładniejszego zdefiniowania serii podhalańskich.

D. Andrusov (1959) uważa, że serie skałkowe (pienińska i kysucka) powstawały w zbiorniku eugeosynklinalnym. Píše on przy tym o przejawach inicjalnego wulkanizmu w dolnym triasie, mając zapewne na myśli egzotyki ze zlepieńców upohlawskich. Zagadnienie to omówiłem już uprzednio. Jak to udowodnił K. Birkenmajer (1958), nie ma żadnej gwarancji, że egzotyki te pochodzą z serii skałkowej. Ten argument o eugeosynklinalnym charakterze serii skałkowych automatycznie zatem upada.

Obecność radiolarytów w seriach skałkowych istotnie świadczy o głębokim morzu, nie ma jednak związku z wulkanizmem podmorskim (Birkenmajer & Gąsiorowski 1961). Nie jest to zatem cecha eugeosynklinalna, lecz po prostu intrageosynklinalna.

EPIMIOGEOSYNKLINA PODHALAŃSKA
I EPIMIOGEOSYNKLINA PALEOGENSKA KARPAT CENTRALNYCH

Likwidacja miogeosynkliny na obszarze Karpat Wewnętrznych nastąpiła w wyniku ruchów subhercyńskich. Powstały wówczas wędrujące ku północy fale nabrzmień, na zboczach których rozwinęły się na wielką skalę ześlizgi i spływy grawitacyjne (Kotański 1961). Jeśli tę fazę ruchów uznać za Caire'em (1957) za fazę tektogeniczną, to wówczas albsko-turoński flisz Karpat Wewnętrznych (łącznie z fliszem skałkowym) należy uznać za flisz pretektogeniczny, natomiast flisz eoceński — za flisz posttektogeniczny. To samo odnosi się również i do osłony przedlaramijskiej w tych częściach Pienińskiego Pasa Skałkowego, gdzie zaznaczyły się ruchy subhercyńskie. Osady tej osłony należy uznać również za epimiogeosynklinalne, gdyż serie skałkowe noszą wyraźny charakter miogeosynklinalny, z tym, że jedne z nich tworzyły się w intra-geosynklinie, a inne w intrageoantyklinie.

Określenie charakteru osłony przedlaramijskiej w pasie skałkowym jest o tyle ważne, że na niej została założona geosynklina podhalańska. Bez względu na to, jakie warunki istniały na Podhalu w górnej kredzie — czy powstała tam osłona przedlaramijska czy też nie, jest rzeczą pewną, że epimiogeosynklina podhalańska nie powstała od razu po ruchach subhercyńskich, lecz dopiero po laramijskich.

Karpaty Centralne są obszarem, na którym można stwierdzić w zupełności jednoznaczny sposób, że sfałdowanie osadów geosynklinalnych nie oznacza wcale likwidacji reżimu geosynklinalnego. Przeciwnie — po ruchach warunki geosynklinalne odradzają się znowu, choć w zupełnie zmienionej postaci.

Za każdym razem ogólny charakter geosynkliny zostaje ten sam — a mianowicie jest to strefa miogeosynklinalna. Tatry i duże obszary Karpat Centralnych były w górnej kredzie lądem (Passendorfer 1959, 1961), choć jest rzeczą możliwą, że kreda gozawska wykrywana ostatnio coraz częściej na Słowacji (Andrusov 1959, Andrusov & Bystrický 1959) może się znaleźć w niektórych miejscach również i na Podhalu (Kotański 1961).

W tym samym czasie powstawał nieprzerwanie flisz Karpat Zewnętrznych, gdzie fazy subhercyńska i laramijska nie zaznaczyły się wcale niezgodnościami, przerwami w sedymentacji lub zmianą ogólnego reżimu geosynklinalnego, lecz jedynie ruchami kordyliier, będących obszarami alimentacyjnymi basenów filiszowych. Jest rzeczą wysoce prawdopodobną, że zalew morza eoceńskiego posuwał się od północy. Zostało to zresztą stwierdzone paleontologicznie, gdyż w pasie skałkowym znane są niższe ogniwa eocenu (dolny eocen), niż w Tatrach (środkowy eocen) — (Bieda 1959).

Tak więc trzeba przyjąć, że warunki epimiogeosynklinalne zaplanowały na całym tym obszarze stopniowo, posuwając się od północy

na południe. Na obszarze Pienińskiego Pasa Skałkowego istniały one już w górnej kredzie, a na obszarze Podhala i Tatr zapanowały dopiero w eocenie, z tym że na północy (w pasie skałkowym) już w dolnym, a w Tatrach dopiero w środkowym eocenie.

FAZY ROZWOJU EPIMIOGEOSYNKLINY PODHALAŃSKIEJ

Prześledzenie rozwoju epimiogeosynkliny podhalańskiej jest o tyle interesujące, że jest to nieczęsty przypadek, kiedy mamy do czynienia ze wszystkimi fazami rozwoju geosynkliny — począwszy od jej założenia, aż do likwidacji warunków geosynkлинаlnych. Jest to zatem interesujący przykład rozwoju geosynkliny w ogóle, a epimiogeosynkliny w szczególności.

Osady serii podhalańskiej znane są stosunkowo dobrze. Były one badane od dawna. Szczególnie dużo nowych danych nagromadziło się w ostatnich latach, co znalazło swój wyraz w syntezach przygotowanych na XXXII Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatrach i na Podhalu w 1959 r. Dzięki badaniom F. Biedy, E. Passendorfera, J. Gołąba, L. Watychy, B. Halickiego, S. Sokołowskiego i A. Radomskiego mamy już obecnie stosunkowo pełny obraz stratygrafii, sedymentologii i paleogeografii utworów eoceńskich, który może się stać podstawą wyróżnienia faz rozwoju epimiogeosynkliny podhalańskiej i w ogóle epimiogeosynkliny paleogeńskiej w Karpatach Centralnych.

Założenie epimiogeosynkliny podhalańskiej; eocen nummulitowy

Wkraczające od północy morze eoceńskie zastało bardzo urozmaiconą morfologię. Powierzchnia transgresji znana jest dokładnie w Tatrach, gdzie problemami paleogeograficznymi związanymi z transgresją eocenu zajmuje się głównie E. Passendorfer (1951, 1958, 1959, 1961; Passendorfer & Roniewicz 1963). Powstawały wówczas zlepieńce residualne i klifowe, a w chwilach spokoju — wapienie nummulitowe. Bardzo charakterystyczną facją są również piaskowce dolomitowe, składające się głównie z ziaren dolomitów triasu reglowego. Cały obszar dzisiejszych Tatr nie był jeszcze wówczas zalany, a na istniejącej wtedy wyspie rozwijała się bujna roślinność o charakterze podzwrotnikowym.

W tej fazie rozwoju osady epimiogeosynkliny podhalańskiej nie mają właściwie wyraźnych cech geosynkлинаlnych. O takim ich charakterze świadczy głównie wybitne zróżnicowanie facjalne oraz obecność ruchów sejsmicznych, które powodowały zanurzanie jednych obszarów a wynurzanie innych. Utworzone uprzednio osady eoceńskie znajduje się z tego powodu często na złożu wtórnym w zlepieńcach tego samego wieku.

*Powstanie głębokomorskiego zbiornika geosynklinalnego;
warstwy zakopiańskie*

W wyniku dalszego pograżania, został utworzony głębokomorski zbiornik, do którego znoszone były materiały mulasto-ilaste (warstwy zakopiańskie). Ławice piaskowców są tu stosunkowo rzadkie (Gołąb 1952, 1959; Radomski 1958), natomiast w pewnych miejscach, np. na przedpolu Tatr Bielskich (Passendorfer & Roniewicz 1963), powstały wówczas liczne ławice zlepieńców. Brzegi zbiornika podlegały ciągłym ruchom wypiętrzającym, a istniejąca jeszcze wówczas wyspa tatrzańska była silnie erodowana. Zbiornik ten powoli lecz stale był wypełniany przez drobnoziarniste osady warstw zakopiańskich, a gruboziarnisty materiał niesiony przez prądy zawiesinowe o większej sile transportowej docierał wtedy na dno zbiornika niezbyt często. Cykliczność sedymentacji całej tej serii jest jednak bardzo wyraźna, a charakter fliszowy sedymentu jest niewątpliwy.

*Zapełnianie epimiogeosynkliny podhalańskiej przez piaszczyste osady
fliszowe*

Leżące powyżej warstw zakopiańskich warstwy chochołowskie i ostryskie (Gołąb 1952, 1959) są jedną z najbardziej typowych facji fliszowych w ogóle. Są to typowe osady prądów zawiesinowych (Radomski 1958), cechujące się warstwowaniem frakcjonalnym, licznymi hieroglifami wlezeniowymi (Dżułyński & Radomski 1955) i obecnością osuwisk podmorskich (Gołąb 1954, Halicki & Grzybek 1958). Przejawy wulkanizmu (tufity) mają tutaj wybitnie podrzędne znaczenie (Gołąb 1959, Michalik & Wieser 1959, Halicki 1961) i nie mają poważniejszego wpływu na charakter sedymentacji. Wyspa tatrzańska była już wtedy zapewne zalana, a kierunek transportu materiału przez prądy zawiesinowe w zbiorniku podhalańskim był z zachodu na wschód. Nie wiadomo, jaki charakter miały najwyższe warstwy fliszu podhalańskiego, gdyż są one obecnie zerodowane. Epimiogeosynklinalny zbiornik paleogeński Karpat Centralnych uległ likwidacji w wyniku ruchów fazy sawskiej.

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w październiku 1962 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1958. *Geologia československých Karpat*, I. Bratislava.
 — 1959. *Geologia československých Karpat*, II. Bratislava.
- ANDRUSOV D. & BYSTRICKÝ J. 1959. O význame subhercynskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch (Über die Bedeutung der subhercynischen Faltungsphase im Gebiete der Westkarpaten). — *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied*, r. X, č. 2. Bratislava.
- AUBOUIN J. 1959. À propos d'un centenaire: les aventures de la notion de géosynclinal. — *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, vol. II, fasc. 3. Paris.
- BELOUSOV V. V. 1948. *Obščaja geotektonika*. Gosgeoloizdat. Moskva—Leningrad.
 — 1954. *Osnovnye voprosy geotektoniki*. Gosgeoltechizdat. Moskva.
- BIEDA F. 1959. *Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego* (Paleontological stratigraphy of the Tatra Eocene and the Podhale Flysch). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. 1959a. Znaczenie Skałki Haligowieckiej dla geologii Pienińskiego Pasa Skałkowego (Significance of the Haligowce Klippe for the geology of the Pieniny Klippen Belt, Central Carpathians). — *Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXIX, z. 1. Kraków.
 — 1959b. *Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym*. Wyd. Geol. Warszawa.
 — 1960. *Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland*. — *Jb. Geol. R.-A.*, Bd. 103. Wien.
- BIRKENMAJER K. & GĄSIOROWSKI S. M. 1960. *Badania sedimentologiczne kompleksu radiolarytowego pienińskiego pasa skałkowego*. — *Spraw. Pos. Kom. Oddz. PAN*, styczeń—czerwiec. Kraków.
- BUBNOFF V. S. 1935. *Geologie von Europa*. Bd. II. Berlin.
- CAIRE A. 1957. *Étude géologique de la région des Biban (Algérie)*, t. 1 i 2. Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie (N—S). Bull. No. 16. Alger.
- DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1955. Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawieszinowych (Origin of groove casts in the light of turbidity current hypothesis). — *Acta Geol. Pol.*, vol. V/1. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. & ŻAK C. 1960. Środowisko sedimentacyjne piaskowców kambryjskich z Wiśniówki i ich stosunek do facji fliszowej (Sedimentary environment of the Cambrian quartzites in the Holy Cross Mts. (Central Poland) and their relationship to the Flysch facies). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXX, z. 2. Kraków.
- GOŁĄB J. 1952. *Tektonika Podhala*. — *Geol. Biul. Inf. P.I.G.*, z. 1. Warszawa.
 — 1954. Rockslides and flows and their meaning for the tectonic of the Flysch of Podhale. *Soc. Sc. Lettr. de Łódź*, vol. V, nr 1. Łódź.
 — 1959. *Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala* (On the geology of the western Podhale Flysch area). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- GRZYBEK K. & HALICKI B. 1958. *Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim* (Submarine slides in the Podhale flysch, Carpathians). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/3. Warszawa.
- HALICKI B. 1961. *Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu* (Notes on the Podhale and Magura Flysch in the Podhale region). — *Ibidem*, vol. XI/4.
- HAUG E. 1921. *Traité de géologie* II. Paris.

- KAY M. 1947. Geosynclinal nomenclature and the cratons. — *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, vol. 31.
- 1951. North American geosynclines. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 48.
- KOBER L. 1921. *Der Bau der Erde*. Berlin.
- KOTAŃSKI Z. 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatique dans les Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. XI/2-3. Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. & RADWAŃSKI A. 1959. Fauna z Pygope diphya i limburgity w tytonie wierzchowym Osobitej (High-tatric Tithonian in the Osobita region, its fauna with Pygope diphya and products of the volcanoes). — *Ibidem*, vol. IX/4.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1962. Sur quelques analogies lithostratigraphiques entre les Carpathes roumaines et polonaises. — *Bull. Acad. Sci. Pol., sér. géol. géogr.*, vol. X, no. 1.
- MARSCHALKO R. & RADOMSKI A. 1960. Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materiału w basenie fliszowym centralnych Karpat (Preliminary results of investigations of current directions in the flysch basin of the Central Carpathians). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXX, z. 3. Kraków.
- MICHAŁIK A. & WIESER T. 1959. Tufity we fliszu podhalańskim (Tuffites in the Podhale Flysch — Western Carpathians). — *Kwartalnik Geol.*, t. 3, z. 2, Warszawa.
- MURATOV M. V. 1960. Tectonic structures of the Alpine geosynclinal area in Eastern Europe and Asia Minor and the history of their development. — *Inst. Geol. Congr., XXI Session, Reports of Soviet geologists, problem 18*.
- 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. Kraków.
- 1958. W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego (About sedimentation of the Eocene in the Tatra). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/3. Warszawa.
- 1959. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu (Eocene palaeogeography of the Tatra island). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- 1961. Rozwój paleogeograficzny Tatr (Évolution paléogéographique des Tatras). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXX. Kraków.
- PASSENDORFER E. & RONIEWICZ P. 1963. Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskiej w eocenie (Additional notes on an Eocene island in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. XIII/1. Warszawa.
- PUŠČAROVSKIJ J. M. 1960. Osobennosti tektoničeskogo stroenia i razvítia kraevych progibov. *Mežd. Geol. Kongr. XXI Sesii. Doklady sovetских geologov, problema 18*, Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskva.
- RADOMSKI A. 1958. Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (The sedimentological character of the Podhale flysch). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/3. Warszawa.
- STILLE H. 1941. *Einführung in der Bau Nordamerikas, Bornträger*. Berlin.
-

Z. KOTAŃSKI

**ON THE CHARACTER OF THE WESTERN CARPATHIAN MESOZOIC
GEOSYNCLINE AND THE PODHALE EPIMIOGEOSYNCLINE****(Summary)**

Evidence is given of the miogeosynclinal character of the geosyncline in the Mesozoic of the Western Carpathians. This is most conclusively demonstrated — in agreement with M. Kay's (1947, 1951) statement — by the lack of well developed initial volcanism. Neither the Lower Triassic volcanites of Chocz, the Tithonian high-tatric limburgites, nor the Lower Cretaceous teschenites from the Flysch of the Outer Carpathians, may be regarded as expressions of this volcanism. Spillites from the exotics of the Pieniny Clippen Belt most likely do not derive from the Mesozoic but from the Paleozoic. Hence, contrary to what D. Andrusov (1958, 1959) postulated, there is no reasonable ground to suppose that during the Mesozoic eugeosynclinal and miogeosynclinal basins occurred alternately within the Western Carpathians.

On the other hand, within the miogeosyncline, the alternate occurrence may be observed of intrageanticlinal basins (e.g. the high-tatric and the Czorsztyn series) and of intrageosynclinal basins (e.g. the sub-tatric and the Pieniny series).

With reference to M. Kay's classification of geosynclines, a new type — the epimiogeosyncline, has been erected by the writer. This is a secondary geosyncline (epigeosyncline) which after the tectogenesis of the Alpine type replaced the miogeosyncline. The epimiogeosynclinal sediments display a deep-sea mainly Flysch, character. The Podhale Flysch in the Central (Inner) Carpathians are the representative type of this kind of sediments.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, October 1962*
