

MODEL HECHO DLA FLISZU PODHALAŃSKIEGO?

UKD 551.78(438–924.51)

W grudniowym numerze Przeglądu Geologicznego z 1986 r. ukazała się praca E. Westwalewicz-Mogilskiej (dalej EWM) pt. „Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego” (41). W tej pracy autorka rozpatruje sedymentację fliszu podhalańskiego w świetle koncepcji podmorskich stożków, ponadto sugeruje istnienie ruchów wynoszących na obszarze Tatr w trakcie sedymentacji tego fliszu. Zaprezentowany przez EWM schemat sedymentacji w basenie podhalańskim nasunął autorowi myśl o podobieństwie tego modelu do modelu sedymentacji grupy Hecho w Pirenejach (13, 22, 23, 34, 35). Model Hecho jest jednym z najbardziej znanych modeli sedymentacji turbidytovej. Model ten jest słabo znany lub nieznan w środowisku polskich sedimentologów. Nic na ten temat nie wspomina EWM, niestety nie ma opisanego tego modelu w „Zarysie sedimentologii” (6).

Celem niniejszego artykułu jest porównanie głównych cech basenu Hecho i basenu podhalańskiego oraz rozważenie zasadności głównych tez pracy EWM.

Problematyka poruszana w niniejszym artykule była prezentowana w maju 1988 r. w ramach posiedzeń naukowych Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Krakowie. Autor dziękuje dr S. Dżużyńskiemu i dr G. Haczewskiemu za dyskusje.

UWAGI O STANIE POZNANIA BASENU HECHO I BASENU PODHALAŃSKIEGO

Eoceński basen Hecho położony na południe od osi Pirenejów należy niewątpliwie do najlepiej poznanych basenów turbidytowych w świecie. Był on obiektem badań wielu geologów z całego świata (Hiszpania, Włochy, USA, Francja, Anglia, RFN i in.). Niezbyt skomplikowana tektonika i znakomite odsłonięcia zachęcają do prowadzenia szczegółowych badań sedimentologicznych. Analityczne dane z basenu Hecho odegrały istotną rolę w wypracowaniu modelu stożków podmorskich (24, 25).

Należy tu dodać, że badania basenu Hecho są zwykle finansowane przez firmy naftowe zainteresowane analizą basenów sedymentacyjnych nawet jeśli płynne surowce energetyczne w nich nie występują. Modele takich basenów są bowiem przydatne do interpretacji bardziej skomplikowanych sytuacji geologicznych. Opracowania basenu Hecho są przedstawione w syntetycznych, klarownych artykułach, w których na kilku stronach można zapoznać się z głównymi cechami basenu (np. 22).

Basen podhalański stanowiący część bardziej rozległego

paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego jest znacznie słabiej poznany. Nie jest to tylko rezultat słabszego odsłonięcia tego terenu. Badania sedimentologiczne w niecce podhalańskiej są słabo finansowane lub prowadzone hobbystycznie. Większość sedimentologicznych publikacji dotyczących paleogenu Podhala przypada na lata 50 i 60 (3, 5, 9, 10, 12, 19, 26–33, 36–38, 40–42). Pozytywnym i nietypowym dla polskiego środowiska zjawiskiem jest prowadzenie badań na terenie Podhala zarówno przez geologów krakowskich, jak i warszawskich. Niestety do badań nie są włączani geolodzy zagraniczni (wyjątek stanowi R. Marschalko) mimo, że tradycje międzynarodowej współpracy nad geologią Podhala mamy piękne. Przypomnieć bowiem należy, że na Podhalu prowadził badania sam sir R. Murchison (21). Właśnie R. Murchison pierwszy prawidłowo zaliczył wapienie numulitowe do eocenu, podobnie jak wyżej leżące utwory, zwane obecnie warstwami zakopiańskimi.

Do dnia dzisiejszego stratygrafia fliszu podhalańskiego budzi kontrowersje (32, 41). Istnieją rozbieżności między datowaniami osadów na podstawie małych i dużych otwornic oraz nannoplanktonu. W pracy EWM wyrażono głosowny pogląd o wyjątkowo młodym wieku fliszu podhalańskiego, który zdaniem tej autorki ma obejmować przedział stratygraficzny: środkowy oligocen-miocen (por. również 28).

GŁÓWNE CECHY BASENU HECHO

Na południe od osiowej strefy Pirenejów podczas eocenu powstały dwa rozległe baseny: wschodni (Cadi–Rippol–Terrades) oraz zachodni (Ager–Jaca–Pomplona) oddzielone uskokiem Segre aktywnym podczas eocenu. Zachodnią część basenu zachodniego określa się mianem basenu Hecho, a osady turbidytovej deponowane w tym basenie podczas eocenu wyróżniane są jako grupa Hecho (22, 34).

Basen Hecho był basenem synorogenicznym założonym na sunącej ku depresji Ebro płaszczowinie Gawarnie. Od północy basen był ograniczony jeszcze wyższymi płaszczowinami nasuwającymi się ku południowi podczas eocenu. Obszary źródłowe dla osadów turbidytowych były położone na S od basenu Hecho. W basenie Hecho oprócz normalnych osadów turbidytowych były deponowane węglanowe megaturbidyty (34).

Główne cechy turbidytovej basenu Hecho przedstawiają się następująco (por. 22):

- 1) basen synorogeniczny,
- 2) miąższość osadów – 3500 m,
- 3) szerokość basenu – 40–50 km,
- 4) rozciągłość basenu – 175 km,
- 5) podłoże – płytkowodna platforma węglanowa (wapienie alweolinowe),
- 6) nadkład – margle hemiplagiczne i molasa,
- 7) model sedimentacji – model podmorskiego stożka (model lobów oderwanych od kanałów zasilających).

MODEL HECHO – ZARYS PROBLEMATYKI

Basen Hecho jest rzadkim przykładem basenu, w którym są zachowane nie tylko osady stożków podmorskich i osady równi basenowych, ale i osady strefy kanionów i kanałów. Zachowane są także obszary źródłowe dla osadów turbidytowych (22, 23, 34, 35). Basen Hecho (por. ryc. 1 i 2) był przedzielony antykliną Boltaña, aktywną tektonicznie podczas eocenu, na dwa sektory: wschodni i zachodni. W sektorze wschodnim można rozpoznać 6 sekwencji depozycyjnych, które tworzą osady kanionów i kanałów oraz osady międzykanałowe. W antyklinie Boltaña odsłaniają się obecnie wapienie alweolinowe wieku paleocen–eocen i nie jest pewne czy obszar ten był przykryty przez facje siliciklastyczne. Na zachód od antykliny deponowane były osady piaszczyste tworzące wyraźne loby, w których można rozpoznać kilka subfacji stożka (24, 25).

Cechą charakterystyczną modelu sedimentacji w basenie Hecho jest obecność piaszczystych lobów oderwanych od kanałów zasilających. Kanały od lobów były oddzielone strefą niedepozycji (by-passing), która zdaniem Mutti'ego była wywołana czynnikami hydrodynamicznymi. Shanmugam i Moiola (35) sugerują jednak tektoniczną kontrolę tego procesu. Przyczyną niedepozycji ich zdaniem było wynoszenie antykliny Boltaña. Tym samym model podmorskich stożków zaproponowany przez E. Mutti'ego i F. Ricci Lucchi'ego (24, 25) jest pozbawiony uniwersalnego znaczenia, gdyż odnosiłby się do niezbyt typowej sytuacji paleogeograficznej, kiedy prądy zawieszinowe natrafiają na swej drodze na przeszkodę morfologiczną (wyniesienie podmorskie). Wiele współczesnych stożków (por. 2) charakteryzuje się brakiem strefy „by-passing”, a loby depozycyjne są połączone z kanałami zasilającymi. W środowiskach współczesnych przykłady stożków, które by odpowiadały modelowi Hecho nie są znane.

GŁÓWNE CECHY BASENU PODHALAŃSKIEGO

Basen podhalański jest częścią basenu centralnokarpacciego założonego w paleogenie na podłożu sfałdowań

i nasuniętych w czasie ruchów medyterańskich jednostek mezozoicznych. Należy jednak zaznaczyć, że w strefie przyskałkowej luka między początkiem sedimentacji fliszu centralnokarpacciego a zakończeniem sedimentacji w basenach wewnątrzkarpackich (strefa manińska *sl.*) może być nieznaczna (por. 1). Główna część basenu położona wokół dzisiejszych Tatr założona została podczas eocenu. Według Z. Kotańskiego (11) basen podhalański miał charakter epimioogeosynkliny.

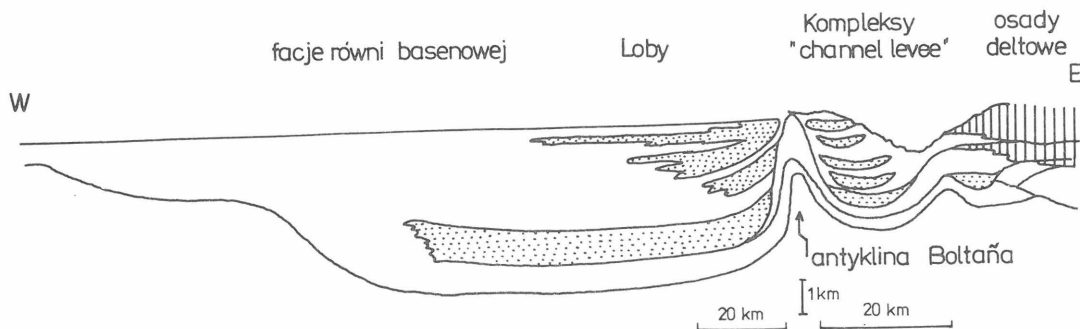
Rozpoznanie rozkładu facji w basenie centralnokarpackim natrafia na pewne trudności spowodowane erozją osadów paleogeńskich znad wyniesionych w okresie paleogeńskim masywów (np. Tatr). W strefie przyskałkowej natomiast należy się liczyć z pogrążaniem masywów, które dostarczały materiału terygenicznego do basenu centralnokarpacciego w ciągu paleogenu.

Sekwencję paleogenu w basenie centralnokarpackim rozpoczyna kompleks zlepieńców zwanych często zlepieńcami sułowskimi. Ostatnio postuluje się jednak stosowanie tego terminu tylko do rejonu Sułowa, a zlepieńce eoceńskie (lokalnie może również starsze od eocenu) z rejonu Orawy i Spisza nazywa się warstwami borowskimi (Borovske suvrstvie, Borove Formation) (8). Sedimentacja tego kompleksu nie jest dokładnie opracowana pod względem sedimentologicznym. Mogą w nim występować zarówno utwory pochodzenia morskiego, jak i lądowego.

Wyżej leżące wapienie numulitowe (właściwie wapienie i dolomity) tworzyły rozległą platformę węglanową. Występują one w spągu kompleksu fliszowego zarówno w strefie przytatrzańskej, gdzie ukazują się na powierzchni, jak i w strefie przypienińskiej, gdzie są stwierdzane wierceniami (36). Lokalnie jest brak wapieni numulitowych i bezpośrednio na starszym podłożu mogą występować osady fliszowe (38).

Na sekwencję fliszu podhalańskiego składają się warstwy szaflarskie, zakopiańskie, chochołowskie i ostrzyckie (5).

Warstwy szaflarskie osiągają miąższość ok. 1000 m (36). Na powierzchni występują jedynie w strefie niecki przylegającej do pienińskiego pasa skałkowego. Stwierdzone zostały również w wierceniu Bańska IG-1 bezpośrednio ponad wapieniami numulitowymi (36). Na terenie Słowacji, na Spiszu, odpowiednikiem warstw szaflarskich są warstwy szambrońskie osiągające co najmniej 2 km miąższości (4). Warstwy szaflarskie są generalnie starsze od warstw zakopiańskich jak na to wskazuje wiercenie Bańska IG-1, jakkolwiek w podłożu niecki można się spodziewać ząbienia litosomu warstw szaflarskich i zakopiańskich. Na sekwencję warstw szaflarskich składają się łupki o cechach zbliżonych do łupków warstw zakopiańskich, oraz piaskowce i zlepieńce różniące się od wkładek piaskow-



Ryc. 1. Przekrój przez eoceński basen Hecho (13)

Kropki – ciała piaszczyste, pionowe kreski – osady rzeczno-deltowe

ców w obrębie warstw zakopiańskich. Ławice piaskowców warstw szafarskich często są pozbawione struktur wewnętrznych. W warstwach szafarskich liczne są osuwiska podmorskie (9).

Sekwencję warstw zakopiańskich osiągającą miąższość ok. 1200 m tworzą głównie łupki oraz wkładki piaskowców liczniejsze w górnej części profilu. Piaskowce są zwykle laminowane równoległe lub przekątnie, rzadziej spotyka się ławice uziarnione frakcjonalnie (3). Autorzy słowaccy (8) odpowiedniki warstw zakopiańskich na Orawie wydzielili w formację huciańską (hutianske suvrstvie, Huty Formation).

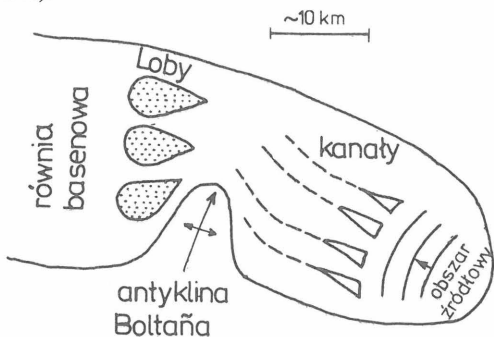
Warstwy chochołowskie o miąższości co najmniej kilkuset metrów charakteryzują się w porównaniu z warstwami zakopiańskimi większym udziałem piaskowców w profilu. Należy jednak zaznaczyć, że wkładki piaszczyste stają się rzadsze we wschodniej części Podhala (40). Ze względu na brak jasnych kryteriów zakres warstw chochołowskich jest różnie rozumiany przez różnych autorów (np. 5, 40, 41). Wśród piaskowców warstw chochołowskich dominują ławice równoległe laminowane (3). W warstwach chochołowskich dominują ławice równoległe laminowane (3). W warstwach chochołowskich częste są osuwiska podmorskie oraz wkładki tufitów, które są wykorzystywane do celów korelacyjnych, podobnie jak skamieniałości śladowe (9, 28, 33, 41).

Na Orawie odpowiednik warstw chochołowskich stanowi formacja zuberecka (Zuberske suvrstvie, Zuberec Formation).

Najwyższą część sekwencji fliszu podhalańskiego, stanowią warstwy ostryskie wykształcone głównie jako piaskowce gruboziarniste. Warstwy te na terenie Polski występują jedynie w rejonie G. Ostrysz i są słabo odsłonięte. Znacznie pełniej wykształcone są one na Orawie (4, 8), gdzie są zwane warstwami białopotockimi (bielopotocke suvrstvie, Biely Potok Formation) osiągającymi do 3000 m miąższości. Lateralnie warstwy ostryskie zdają się ku wschodowi zająć z wyższą częścią warstw chochołowskich (41). Praktycznie jest jednak wyodrębniać te różne litosomy do celów kartograficznych, jak i w opracowaniach sedymentologicznych.

Główne cechy basenu podhalańskiego można przedstawić następująco:

- 1) basen postorogiczny,
- 2) miąższość osadów – 3500 m – 5000 m.
- 3) szerokość basenu – 15 km,
- 4) rozciągłość basenu – ok. 100 km (łącznie z Orawą i Spiszem),
- 5) podłoże – płytkowodna platforma węglanowa (wapienie numulitowe),
- 6) nadkład – molasa neogeńska i osady czwartorzędowe,
- 7) model sedymentacji ? (patrz dyskusja w następnym rozdziale).



Ryc. 2. Mapa basenu Hecho (35)

Zgodnie z pierwszymi badaniami sedymentologicznymi (29, 30) basen podhalański stanowił wydłużoną rynnę pochyloną ku wschodowi, a zasilaną z zachodu materiałem piaszczystym jak na to wskazują kierunki transportu. Ten bardzo prosty obraz basenu komplikowało nieco występowanie egzotyków we fliszu podhalańskim, które zdaniem A. Radomskiego miały być dostarczane zarówno z północy, jak i z południa (30). Późniejsze badania R. Marszałki i A. Radomskiego (19, 31) sugerują, że oś basenu centralnokarpackiego przebiegała przez Tatry, gdy natomiast E. Passendorfer i P. Roniewicz starają się wykazać istnienie wyspy na terenie Tatr, przynajmniej w okresie sedymentacji warstw zakopiańskich (26, 27). Okresowe istnienia wyspy na terenie wschodniej części Tatr zaznacza również R. Marszałko (15) na rekonstrukcji paleogeograficznej basenu centralnokarpackiego. EWM w swym spojrzeniu na przebieg sedymentacji fliszu podhalańskiego widzi na terenie Podhala trzy stożki podmorskie zasilane głównie z południa (41).

Najstarszy stożek zdaniem EWM zasilany przez kanion w rejonie Kubina miał rozprzodzać materiał warstw szafarskich. Młodszy stożek Tokarni rozwinięty we wschodniej części Podhala miał być zasilany ze strefy weporsko-gemerskiej. Najmłodszy stożek rozwinięty głównie na Orawie i częściowo w zachodniej części Podhala miał być zasilany z kanionu Sliacze w Kotlinie Liptowskiej poprzez wynoszony obszar Tatr (41).

Taki model sedymentacji fliszu podhalańskiego jest słabo uzasadniony. Dotychczas znany rozkład facji fliszu podhalańskiego bynajmniej nie sugeruje istnienia trzech różnowiekowych litosomów piaszczystych. Dotychczas znane kierunki transportu nie sugerują południowych źródeł materiału piaszczystego, lecz raczej źródła położone na zachodzie (dla warstw zakopiańskich, chochołowskich i ostryskich – 29) lub na północy (dla warstw szafarskich – 12). Ze źródła południowego był zasilany co prawda stożek Tokarni, ale nie miał on decydującego znaczenia dla sedymentacji fliszu podhalańskiego (krótki okres sedymentacji, mały zasięg rozprzodczanych osadów).

EWM postuluje bardzo duży zasięg kanałów rozprzodczających materiał piaszczysty na Podhalu. Zgodnie z rysunkiem 12 w pracy EWM (41) kanały te wykraczają nawet na północ od pienińskiego pasa skałkowego! Gdyby rejon Podhala przecinały kanały to wówczas należałoby się spodziewać we fliszu podhalańskim głównie facji kanałowych i międzykanałowych. Takie facje należą jednak do rzadkości we fliszu podhalańskim.

Niestety erozyjny charakter obecnego zasięgu warstw zakopiańskich i chochołowskich utrudnia rozważania nad rolą masywu tatrzańskiego w paleogeografii basenu centralnokarpackiego. Jednak schemat EWM (41) sugerujący przecinanie wynoszonego masywu tatrzańskiego przez system stożków (II i III stożek) wydaje się mało prawdopodobny. W takiej sytuacji przypominającej sytuację z basenu Hecho (Tatry w roli antykliny Boltaña) Tatry stanowiłyby chyba obszar niedepozycji: na północ od Tatr należałoby się spodziewać facji zewnętrznego stożka, a na południe od Tatr – facji kanałowych i międzykanałowych. Takiego rozkładu facji nie obserwuje się. W Kotlinie Liptowskiej lokalnie stwierdza się co prawda facje kanałowe (7), ale między facjami fliszu Liptowa i Podhala nie ma dużych różnic. W Kotlinie Liptowskiej są obecne również facje łupkowe (odpowiedniki warstw zakopiańskich) oraz facje piaszczyste (odpowiedniki warstw chochołowskich).

Opracowanie modelu sedymentacji fliszu podhalańskiego musi uwzględniać dane z całego obszaru sedymentacji paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego. Szczególnie wiele danych na ten temat przynoszą prace R. Marszałki (15–18).

Uwzględniając dotychczasowe dane o sedymentacji w basenie centralnokarpackim oraz swoje wstępne obserwacje terenowe autor skłania się do zasugerowania odmiennego modelu sedymentacji fliszu podhalańskiego.

Dla wyjaśnienia sedymentacji warstw szałfarskich model klastycznego podmorskiego stożka jest mało prawdopodobny. Lepiej charakter sedymentacji tych warstw tłumaczyłby model podmorskiej rampy kontrolowanej tektonicznie (39). Taki model sedymentacji został wypracowany przez F. Surlyka dla wyjaśnienia sedymentacji górnourajskiej formacji Hareelev odsłaniającej się we wschodniej części Grenlandii (39). Model ten zakłada redepozycję materiału terygenicznego w postaci łobów, zasilanych z wielu źródeł, położonych na brzegu obszaru lądowego aktywnego tektonicznie. Cechą soczewkowatych ciał piaszczystych występujących wśród ciemnych mułowców jest brak struktur wewnętrznych. W sekwencji są liczne osuwiska podmorskie i żyły klastyczne. Takie cechy wykazują również warstwy szaflarskie. Materiał tych warstw redeponowany był z wielu punktów masywu egzotycznego ograniczającego od południa basen pieniński (16).

Dla wyjaśnienia sedymentacji warstw wyższych od warstw szałfarskich należałoby zastosować inny model. Następstwo facji w sekwencji warstw: zakopiańskich chochołowskich i ostryskich jest podobne do sekwencji stożków podmorskich. Warstwy zakopiańskie wykazują cechy hemipelagicznych osadów brzeżnych stref stożka (fan fringe facies). Warstwy chochołowskie wykazują cechy osadów środkowego stożka, a warstwy ostryskie (białokamięskie) mają cechy stożka wewnętrznego.

Profil fliszu podhalańskiego powyżej warstw szałfarskich stanowi sekwencję osadów coraz bardziej gruboziarnistych ku górze, a jednocześnie coraz bardziej drobnoziarnistych ku wschodowi. Takie są też główne kierunki transportu osadów (z zachodu na wschód). Facje gruboziarniste pojawiają się wcześniej w zachodniej części Podhala. Można zatem sądzić o progradacji stożka ku wschodowi. Stożek taki mógł być zasilany z jednego źródła, z kanionu w rejonie Kubina, gdzie osady gruboklastyczne (zlepience pucowskie) gromadziły się podczas eocenu i oligocenu (8).

Warto tu zaznaczyć, że obserwuje się wyraźną różnicę między facjami zachodniej i wschodniej części basenu centralnokarpackiego (15). Strefę graniczną wyznacza „linia Drużbaków” o przebiegu SW–NE, wzdłuż której ukazują się na powierzchni elementy reglowe. Można sądzić, że wzdłuż tej linii podniesione podłoże mezozoiczne zaznaczało się podczas sedymentacji paleogenu. Na wschód od „linii Drużbaków” dominują osady gruboziarniste a kierunki transportu są skierowane głównie ku zachodowi. R. Marszałko (18) ostatnio sugeruje istnienie tam podmorskiego stożka. Obszarem źródłowym materiału terygenicznego był masyw Braniska. Można sądzić, że również inne wyniesienia podłoża mezozoicznego (20) mogły modyfikować rozkład najstarszych facji w samej niecce podhalańskiej. Problem ten być może wyjaśnią wiercenia na Podhalu.

WNIOSKI

Na pytanie postawione w tytule nie można obecnie w sposób jednoznaczny odpowiedzieć. Można jednak

z całą pewnością stwierdzić, że basen Hecho może być bardzo dobrym przykładem dla badań geologicznych w basenie podhalańskim.

Model sedymentacji fliszu podhalańskiego przedstawiony przez EWM mający cechy modelu Hecho ma kilka słabych punktów do których należą:

- 1) pogląd o istnieniu trzech stożków na terenie niecki podhalańskiej,
- 2) pogląd o transporcie materiału terygenicznego poprzez wynoszony obszar Tatr,
- 3) zasięg kanałów rozprowadzających materiał terygeniczny,
- 4) wiek osadów.

Analiza dotychczasowych danych skłania autora do sugestii, że lepiej sedymentację fliszu podhalańskiego tłumaczyłyby:

- 1) model rampy kontrolowanej tektonicznie dla sedymentacji warstw szałfarskich,
- 2) model stożka podmorskiego zasilanego z kanionu w rejonie Kubina – dla interpretacji sedymentacji warstw zakopiańskich – chochołowskich – ostryskich (białokamięskich).

Te sugestie mają charakter hipotezy roboczej i winny być sprawdzone w wyniku szczegółowych badań terenowych.

Konieczne jest przeprowadzenie we fliszu podhalańskim:

- 1) szczegółowego profilowania sedymentologicznego,
- 2) kartowania geologicznego w małej skali,
- 3) analizy danych z wierceń na Podhalu,
- 4) określenie zasięgu warstw szałfarskich w podłożu niecki,
- 5) określenie roli podłoża mezozoicznego w sedymentacji fliszu podhalańskiego.

L I T E R A T U R A

1. Birkenmajer K. – Stud. Geol. Pol., 1988 vol. 91.
2. Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. (eds.) – Submarine fans and related turbidite systems. Springer Verlag 1985.
3. Bromowicz J., Rowiński Z. – Kwart. Geol., 1965 nr 4 s. 837–854.
4. Fejdiowa O. – Geol. Pr. 1972 vol. 58.
5. Gołąb J. – Biul. Inst. Geol., 1959 nr 149 s. 225–237.
6. Gradziński R., KostECKA A. i in. – Zarys sedymentacji. Wyd. Geol., 1985.
7. Gross P., Kohler E. et al. – Geologia Liptovskej Kotliny. Geol. Ustav D. Stura. 1980.
8. Gross P., Kohler E., Samuel O. – Geol. Pr., 1984 vol. 81.
9. Grzybek K., Halicki B. – Acta Geol. Pol., 1958 nr 3 s. 411–444.
10. Halicki B. – Biul. Inst. Geol., 1959 nr 149 s. 241–246.
11. Kotański Z. – Acta Geol. Pol., 1963 nr 1 s. 13–25.
12. Krysiak Z. – Kwart. Geol., 1976 nr 2 s. 323–330.
13. Labaume P., Madariaga R. i in. – Eocene paleoseismicity in the Pyrenees from megaturbidites in the South Pyrenean basin. 1983.
14. Leško B. et al. – Reg. Geol. Zapadnych Karpat, 1983 vol. 18.
15. Marszałko R. – Geol. Zb. Geol. Carpathica, 1968 nr 2.
16. Marszałko R. – Ibidem, 1980 nr 4.
17. Marszałko R. – [W:] Marszałko R. (ed.)

- Meso-Cainozoic and Palaeozoic flysches in Czechoslovak Carpathians. Bratislava 1981.
18. Marschalko R. — [W:] Flysch deposits from the Hartz, the Thuringian and Vogtlandian Slate Mountains, the Carpathians, the Balkans and the Caucasus. Stefanescu M. (ed.) Bucharest 1987.
 19. Marschalko R., Radomski A. — Geol. Pr., 1970 vol. 53.
 20. Mastella L. — Roczn. Pol. Tow. Geol., 1975 nr 3, 4 s. 361–401.
 21. Murchison R.I. sir — On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians, more especially to prove a transition from Secondary to Tertiary rocks, and the development of Eocene deposits in Southern Europe. London 1849.
 22. Mutti E. — Geo-Marine Letters, 1985 vol. 3.
 23. Mutti E. — [W:] Zuffa G. G. (ed.) — Provenance of Arenite. 1985.
 24. Mutti E., Ricci Lucchi F. — Mem. Soc. Geol. Ital., 1972 vol. 11.
 25. Mutti E., Ricci Lucchi F. — [W:] Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. Field Trip Guidebook A-11. Int. Sediment. Congr. IX, Nice 1975.
 26. Passendorfer E. — Biul. Inst. Geol., 1959, nr 149 s. 259–268.
 27. Passendorfer E., Roniewicz P. — Acta Geol. Pol., 1963, nr 1 s. 1–9.
 28. Pieńkowski G., Westwalewicz-Mogil-ska E. — Lethaia, 1986 vol. 19 s. 53–65.
 29. Radomski A. — Biul. Inst. Geol., 1959 nr 149 s. 251–255.
 30. Radomski A. — Acta Geol. Pol., 1958, nr 3 s. 335–391.
 31. Roniewicz P. — Acta Geol. Pol., 1969 nr 3 s. 503–591.
 32. Roniewicz P. — Paleogen Tatr i Podhala. Przewodnik LI Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane 13–15 września 1979. Warszawa.
 33. Roniewicz P., Westwalewicz E. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre., 1974 nr 1 s. 37–43.
 34. Rosell J., Wieczorek J. — Ann. Soc. Géol. Pol., 1989 vol. 59.
 35. Shanmugam G., Moiola R.J. — Earth-Sc. Rev., 1988 vol. 24.
 36. Sokołowski J. — [W:] Struktura i współczesna dynamika obszaru Podhala. Konf. terenowa, Zakopane, 20–21 czerwca 1986.
 37. Sokołowski S. — Biul. Inst. Geol., 1973 nr 265 s. 5–74.
 38. Starczewska-Koziołowa A. — Kwart. Geol., 1961 nr 1 s. 207–215.
 39. Surlyk F. — AAPG Bull., 1987 nr 4.
 40. Watycha L. — Prz. Geol., 1959 nr 8 s. 350–356.
 41. Westwalewicz-Mogil-ska E. — Prz. Geol., 1986 nr 12 s. 690–698.
 42. Wieser T. — Biul. Inst. Geol., 1973 nr 265, s. 135–152.