

NOWE SPOJRZENIE NA GENEZĘ OSADÓW FLISZU PODHALAŃSKIEGO*

UKD 551.78.022(438–924.51)

W badaniach osadów fliszowych największą trudność stanowi korelacja utworów, ze względu na ich monotonne wykształcenie. Dlatego mimo wieloletnich, szczegółowych badań (3, 5, 6, 8, 15, 20, 21) zagadnienia dotyczące źródła materiału, mechanizmu transportu i osadzania, związku z osadami fliszu zewnętrznego oraz dokładnego wieku nie zostały całkowicie wyjaśnione. W niniejszym artykule podjęto próbę odpowiedzi na niektóre z tych problemów. Oparto się na badaniach prowadzonych w latach 1970–1980 na terenie całej polskiej części Podhala, na Spiszu, Orawie i Skoruszynie po stronie słowackiej oraz fragmentarycznie w Kotlinie Liptowskiej i Levočy.

Dzięki szczegółowemu przebadaniu wszystkich odsłoneń na tak dużym terenie i zastosowaniu różnych metod udało się skorelować utwory polskiej części Podhala i jednocześnie powiązać je z utworami występującymi na Spiszu, Orawie, Skoruszynie oraz Liptowie i Levočy. W wyniku korelacji zestawiono zbiorczy profil i mapę litostratygraficzną całości osadów fliszu podhalańskiego od transgresywnych zlepieńców eoceńskich do piaskowców i zlepieńców tzw. warstw ostryskich, stanowiących najmłodsze obserwowane utwory.

Uzyskane rezultaty sugerują, że osady fliszu podhalańskiego powstały w związku z istnieniem kilku głębokowodnych stożków, czynnych w różnym czasie, w różnych miejscach skłonu fliszowego zbiornika centralnych Karpat Zachodnich. Źródłem materiału i energii były wypiętrzające się masywy zlokalizowane na S i W od dzisiejszych wystąpień fliszu Centralnych Karpat Zachodnich.

Fragmentaryczne przebadanie otwornic pozwoliło stwierdzić, że osady fliszu podhalańskiego są młodsze niż sądzono dotychczas. W najniższej części warstw zakopiańskich znaleziono otwornice oligocenu środkowego, a w najwyższej warstwie ostryskiej otwornice mioceńskie.

POZIOMY KORELACYJNE

Osady fliszu podhalańskiego są jednostajnie wykształcone w postaci występujących na przemian piaskowców i łupków. Dotychczasowe wydzielenia litostratygraficzne (3, 8, 20, 21) opierały się głównie na przewadze ilościowej jednego z tych składników. Tu posłużono się poziomami korelacyjnymi, przeważnie warstewkami tufitów i warstwami charakterystycznymi. Pomysł wykorzystywania poziomów tufitowych jako narzędzia do korelacji osadów fliszu podhalańskiego pochodzi jeszcze z opracowania B. Halickiego (6) i został autorce zasugerowany przez prof. P. Roniewicza.

Poziomy tufitowe stanowiące osad całkowicie chronostratygraficzny są bezspornie najlepszym narzędziem korelacyjnym. Jednak znaczna ich ilość (ok. 30 warstewek w ponad 100 odkrywkach) oraz podobny skład chemiczny (11, 17) utrudnia ich identyfikację w poszczególnych odsłonięciach. W związku z tym posługiwano się następującą

metodą. Uznawano, że warstewki tufitowe odsłaniające się w dwu różnych miejscach reprezentują ten sam poziom, jeśli odkrywki znajdują się w najbliższym sąsiedztwie, za utożsamieniem ich przemawia sytuacja tektoniczna i intersekcja, wygląd zewnętrzny (miąższość, stopień bentonizacji, zanieczyszczenie przez łupki) oraz położenie warstewek tufitowych w całym zespole warstw, a zwłaszcza wobec piaskowców o określonych typach warstwowań, warstw z hieroglifami mechanicznymi i organicznymi**, poziomów osuwiskowych oraz ławic brekcji i zlepieńców.

Gdy zachodziła potrzeba korelacji odsłoneń położonych dalej od siebie napotymano na trudności wynikające ze zmiennego wykształcenia ławic towarzyszących tufitom. Różnice te wynikają z różnej odległości od źródła pochodzenia materiału. Wtedy należało uchwycić tendencję i kierunek zmian miąższości ławic, grubości ziarna, występowania typów warstwowań (2) i zespołów hieroglifów mechanicznych znajdujących się w porównywanych zespołach warstw. Znajomość tej tendencji pozwalała na porównywanie osadów w odległych odkrywkach. Na ile zmieniają się zespoły tych samych warstw w bliższym i dalszym sąsiedztwie ilustrują załączone ryciny (4, 6, 7, 8, 10).

PROFIL ZBIORCZY

Stosując metodę kolejnego zestawienia części profilu odsłaniających się w sąsiednich potokach zestawiono profil zbiorczy całości utworów fliszu podhalańskiego od eoceńskich zlepieńców podstawowych do najmłodszych utworów opisywanych przez J. Gołąba (3) jako tzw. warstwy ostryskie (ryc. 1) i mapę litostratygraficzną Podhala (ryc. 2). Przedstawiony profil ma w przybliżeniu 2,5 km miąższości. Zaproponowane wydzielenia litostratygraficzne częściowo opierają się na dotychczasowych, lecz granice pomiędzy nimi stanowią konkretne poziomy bądź zespoły warstw dające się dobrze śledzić w terenie.

W spągu osadów fliszowych znajdują się transgresywne zlepienie, tzw. zlepienie spągowe (16) lub zlepienie sułowskie autorów słowackich. Utwory te w północnym skrzydle synklinorium podhalańskiego odsłaniają się poza granicami Polski. W skrzydle południowym znane są z odsłoneń na kontakcie z Tatrami (9, 16, 18), natomiast wyżej w skrzydle południowym znajduje się tzw. eocen numuli-towy (16).

Warstwy szaflarskie część najniższa (a) i środkowa (b)

Są to najstarsze utwory odsłaniające się w skrzydle północnym w części środkowej polskiego Podhala, ku W i E ścięte są tektonicznie przez przebijające je utwory

** Dokładny opis skamieniałości śladowych, warunki ich powstania, rozmieszczenie w profilu osadów fliszowych oraz zgodność przebiegu z innymi poziomami korelacyjnymi opisano w artykule: G. Pieńkowski i E. Westwalewicz-Mogilska, *Lethaia* 1986 nr 1.

* Artykuł stanowi fragment szerszego opracowania osadów fliszu podhalańskiego, przygotowanego jako praca doktorska pod kierunkiem prof. Piotra Roniewicza.

pienińskiego pasa skałkowego. Poza granicami Polski opisywane były z licznych wystąpień (1). Są to łupki z wkładkami piaskowców i zlepieńców, przy czym różnią się one ilością wkładek piaskowców.

Warstwy szaflarskie dolne część najwyższa (c)

W tej części profilu przeważają piaskowce i zlepieńce. Mało jest łupków rozdzielających ich ławice, a jeśli są, to frakcji mułowcowej i piaskowcowej, są to tzw. łupki piaszczyste (8). Piaskowce gruboziarniste zawierają dobrze obtoczone ziarna kwarcu, okruchy skał krystalicznych, mają zielonkawy kolor od związków żelaza i glaukonitu. Wietrzeją, tworząc koncentryczne buły i łatwo rozspływają się. Ich odsłonięcia występują w potokach: Biały Dunajec, Mały Rogoźnik, Leśnica i Białka. Największą miąższość zaobserwowano w potoku Mały Rogoźnik, ku E wyraźnie ona maleje.

Na E i W od wymienionych potoków warstwy te nie są widoczne, ponieważ przy tektonicznym kontakcie z Pieninami odsłaniają się utwory młodsze. Poza granicami Polski wśród podobnych utworów sygnalizowane były okruchy skał krystalicznych koło miejscowości Kriva (12). Pochodzenia grubookruchowych osadów w północnym skrzydle tłumaczono istnieniem kordyliery zwanej orawską lub przypienińską, a tymczasem materiał może pochodzić z SW. Skały krystaliczne z Krivej podobne są do występujących w masywie Małej Fatry (12).

W południowym skrzydle osadom tym mogą odpowiadać soczewkowate wkładki piaskowców w potokach Białym, Strążyskim i Dolina za Bramką. Z tego wynika, że przytatrzańskie łupki typu zakopiańskiego korelować można z warstwami szaflarskimi.

Warstwy szaflarskie środkowe

Są to łupki z wkładkami dolomitów i piaskowców. W części wschodniej skrzydła południowego osadom warstw szaflarskich dolnych i środkowych odpowiada tzw. dolny flisz (9). Na granicy warstw środkowych i górnych w skrzydle północnym pojawiają się dwa poziomy osuwiskowe z dużymi okruchami skał węglanowych (wapienie i dolomity) i otoczkami skał krystalicznych. Te dwa poziomy rozdzielone są warstwą tufitu – t_1 (jest to najniższy poziom tufitowy). Odsłonięcia znane są z potoków: Leśnica, Białka, Łapszanka, Niedziczanka, Starowiński i Zlatny. Opisywane były jako powłoki osuwiskowe strefy przypienińskiej (5; ryc. 4).

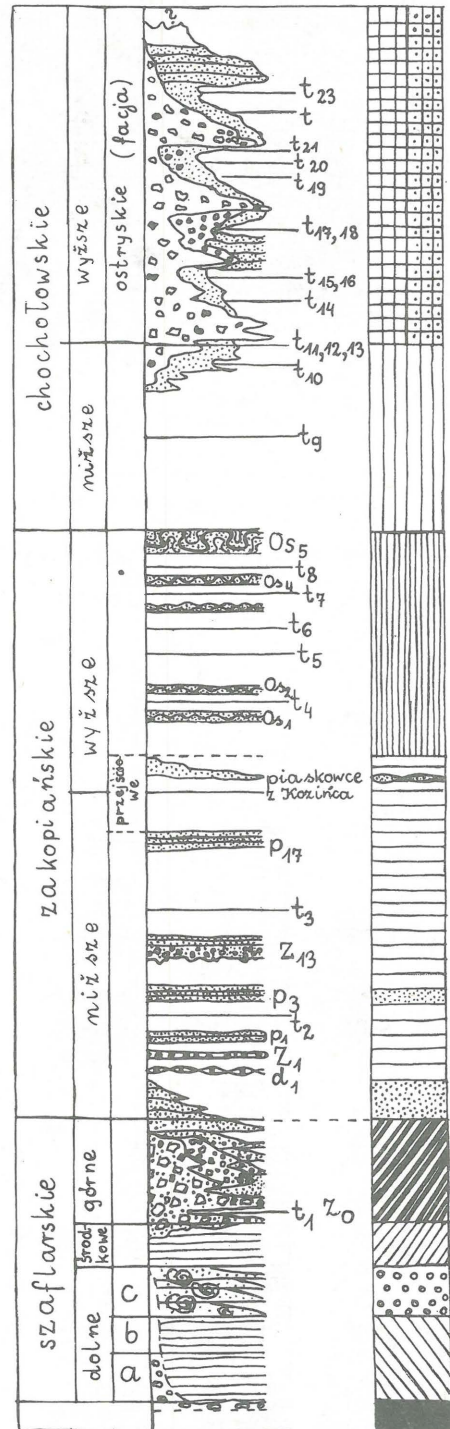
Jako materiał źródłowy skał gruboklastycznych w skrzydle północnym wskazywano Pieniny, ponieważ jednak w osuwiskach tych występują także skały nieznanne z Pienin wyprowadzono je z mającej wówczas istnieć kordyliery przedpienińskiej, która następnie zniknęła. Tymczasem poziomy osuwiskowe korelują się z występującym w skrzydle południowym tzw. stożkiem Tokarni na przedpolu Tatr Bielskich (9), którego materiał niewątpliwie pochodzi z południa. Grubookruchowe, chaotyczne osady, głównie składające się z fragmentów skał węglanowych i otoczków skał krystalicznych oraz osadowych, intra-klastów łupków i piaskowców typu fliszowego, tworzą tam stożek o miąższości ok. 120 m. W pobliżu w potoku Nowym, Podspadach, Javořinie, Łysej Polanie i dalej w Jaszczyrówce występują podobne utwory, ale o mniejszej miąższości i rozciągłości.

Osady osuwisk w północnym i południowym skrzydle można dokładnie skorelować na podstawie wyżej i niżej leżących poziomów, składzie materiału, struktur oraz

za pomocą przekroju geologicznego na linii Tokarnia-Magura Spisska-Kacwin Niedzica (ryc. 5).

Warstwy szaflarskie górne

Są to warstwy piaskowcowe, pozostają w genetycznym związku ze stożkiem Tokarni i korelują się dokładnie z piaskowcami występującymi ponad blokowiskiem w

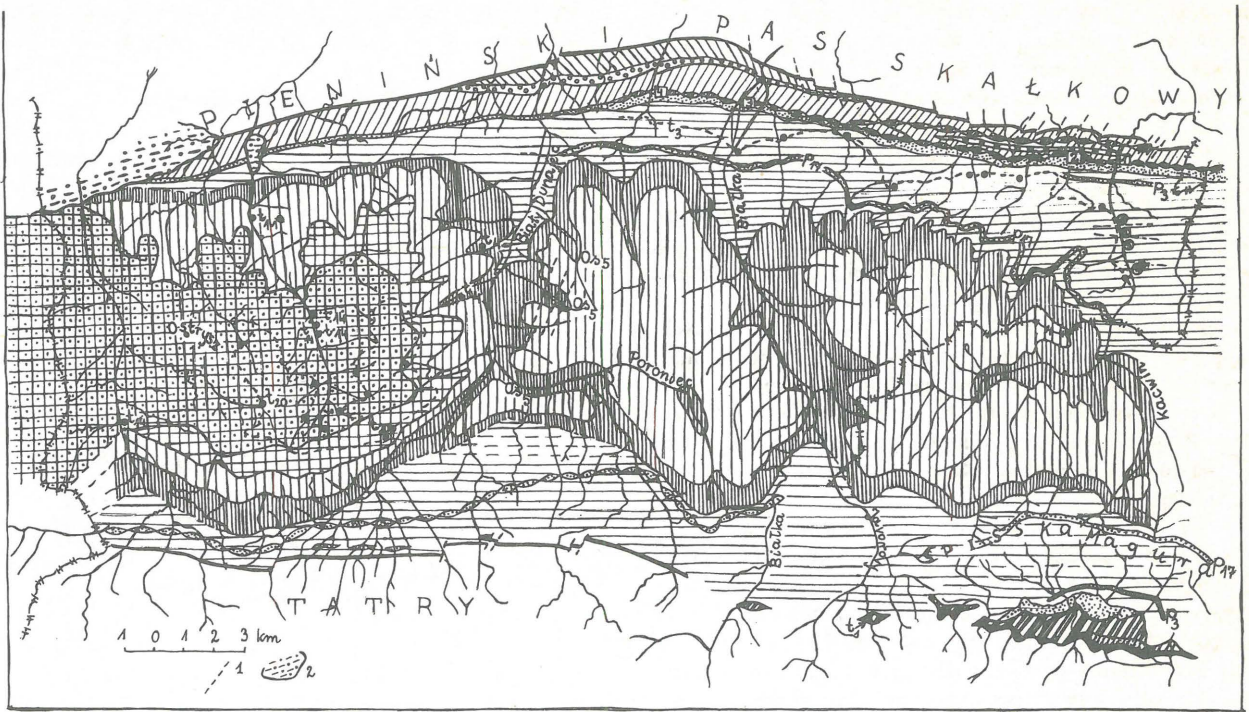


Ryc. 1. Zbiorny profil osadów fliszu podhalańskiego

p – ławice piaskowców laminowanych równolegle, t – poziomy tufitowy, z – zlepieńce i brekcje, os – osuwiska, d – dolomity

Fig. 1. Summative section of Podhale Flysch sediments.

p – sandstone layers with parallel lamination, t – tuffite horizons, z – conglomerates and breccias, os – landslides, d – dolomites

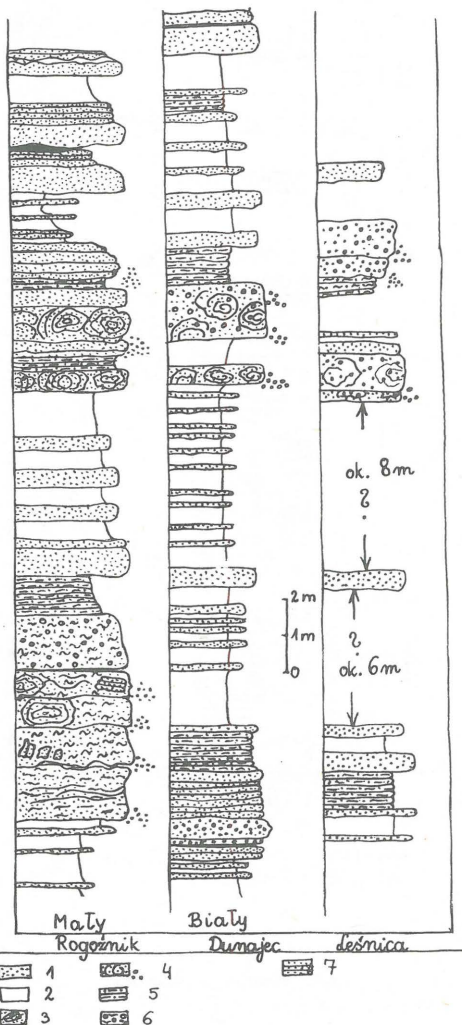


Ryc. 2. Mapa litostratigraficzna Podhala

Fig. 2. Lithostratigraphic map of the Podhale region

Objaśnienia literowe jak na rys. 1; 1 – uskoki tektoniczne, 2 – osady molasy neogeńskiej

Explanations of letter symbols as given in Fig. 1; 1 – faults, 2 – Neogene molasse sediments



spągu stożka (9, 16). Warstwy szaflarskie skrzydła północnego cienieją ku W i pojawiają się w nich coraz liczniejsze wkładki łupków.

Część górna warstw szaflarskich dolnych oraz warstwy szaflarskie środkowe i górne powtarzają się dwukrotnie w części wschodniej skrzydła północnego, wskutek istniejących tam form tektonicznych w strefie przypienińskiej (10).

Warstwy zakopiańskie niższe

Powyżej osadów piaskowcowych zaczynają się osady łupkowe, w najniższej części (20–50 m) niemal całkowicie pozbawione piaskowców. W części wschodniej skrzydła północnego łupki pojawiają się bardzo gwałtownie (przy połączeniu potoków Łapszanka i Kacwin) – w tym miejscu można więc dokładnie postawić granicę między warstwami szaflarskimi a zakopiańskimi.

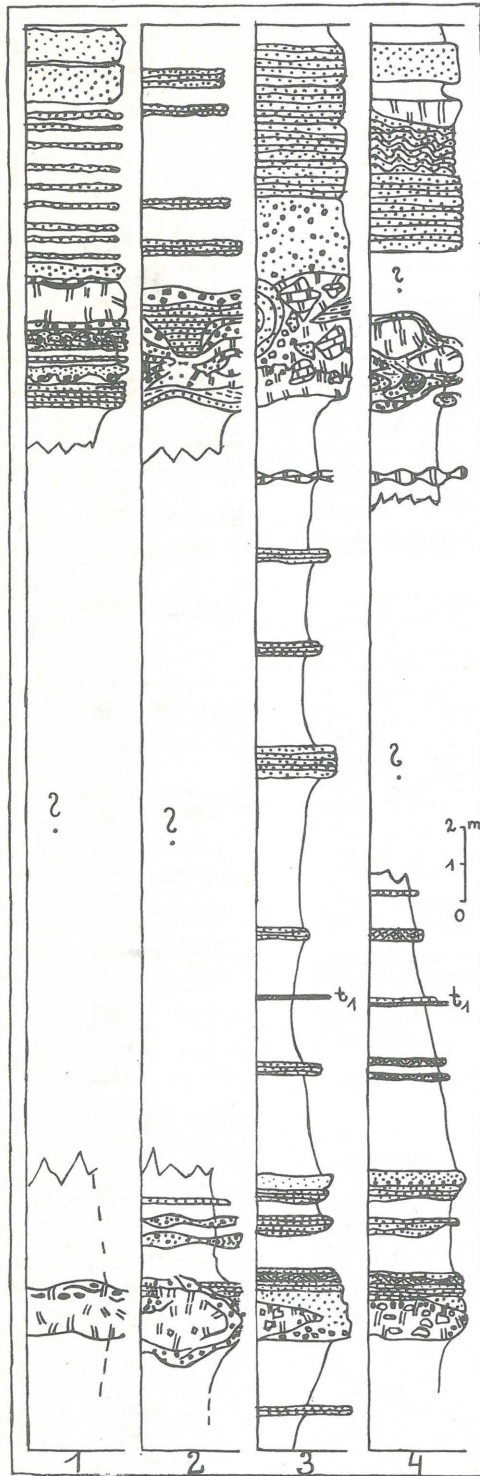
Wyżej wraz z wystąpieniem pierwszych cienkich wars-

Ryc. 3. Porównanie wykształcenia piaskowców najwyższej części warstw szaflarskich dolnych

1 – piaskowce średnio- i drobnoziarniste, 2 – łupki ilaste i mułowce, 3 – intraklasty piaskowców, 4 – piaskowce wietrzejące koncentrycznie i łatwo rozsypujące się, 5 – łupki piaszczyste, 6 – zlepienie słabo spojone mułem, 7 – piaskowce laminowane równoległe

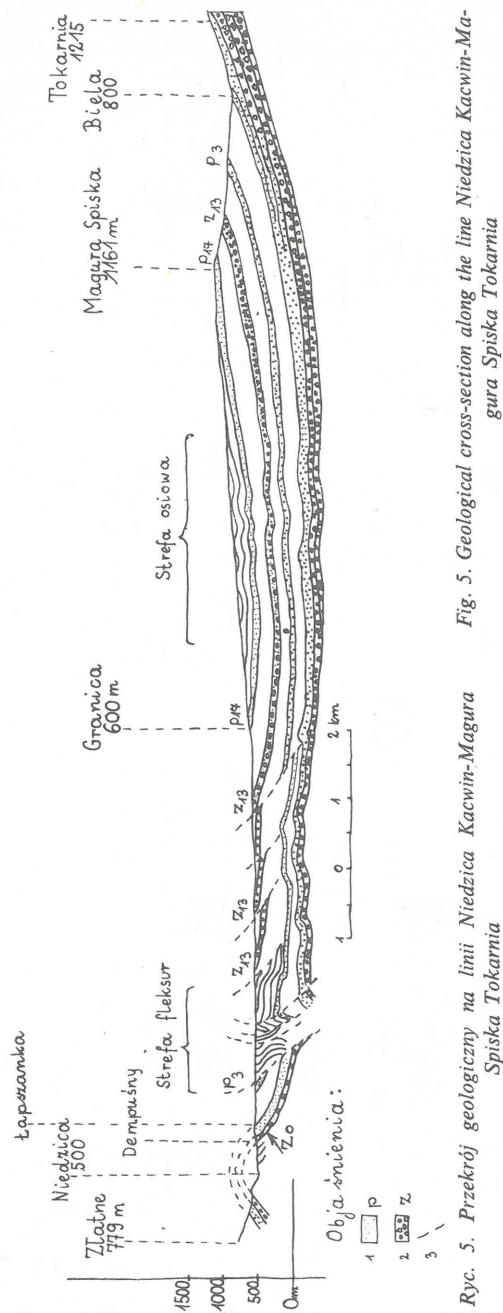
Fig. 3. Comparison of development of sandstones in top parts of the Lower Szaflary Beds

1 – medium- and fine-grained sandstones, 2 – clay shales and mudstones, 3 – sandstone intraclasts, 4 – concentrically weathering and easily disintegrating sandstones, 5 – sandy shales, 6 – conglomerates weakly cemented with mud, silt-size material, 7 – sandstones with parallel lamination



Ryc. 4. Porównanie wykształcenia poziomów osuwiskowych Z_0 .

1 - Niedziczanka, 2 - Łapszanka, 3 - Białka, 4 - Leśnica, a - piaskowce jednorodne, b - sferodolomity, c - piaskowce laminowane równolegle, d - otoczaki skał węglanowych i krystalicznych, e - piaskowce warstwowane skośnie, f - okruchy skał węglanowych i krystalicznych, g - piaskowce warstwowane konwolutive, h - sferosyderyty, i - warstewki tufitu

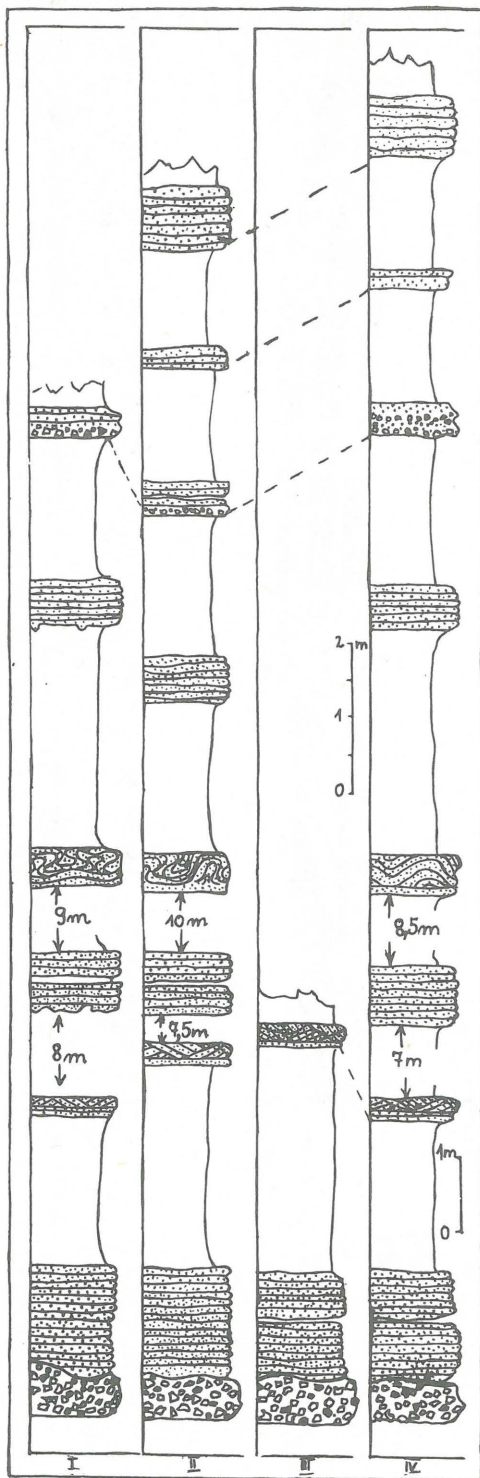


Ryc. 5. Przekrój geologiczny na linii Niedzica Kacwin-Magura Spiska Tokarnia

1 - ławice piaskowców, 2 - ławice brekcji węglanowych, 3 - uskoki

Fig. 4. Comparison of development of the landslide horizon Z_0 .

1 - Niedziczanka, 2 - Łapszanka, 3 - Białka, 4 - Leśnica, a - homogeneous sandstones, b - spherodolomites, c - sandstones with parallel lamination, d - pebbles of carbonate and crystalline rocks, e - sandstones with inclined bedding, f - fragments of carbonate and crystalline rocks, g - sandstones with convolute bedding, h - sphaeroiderites, i - tuffite horizons

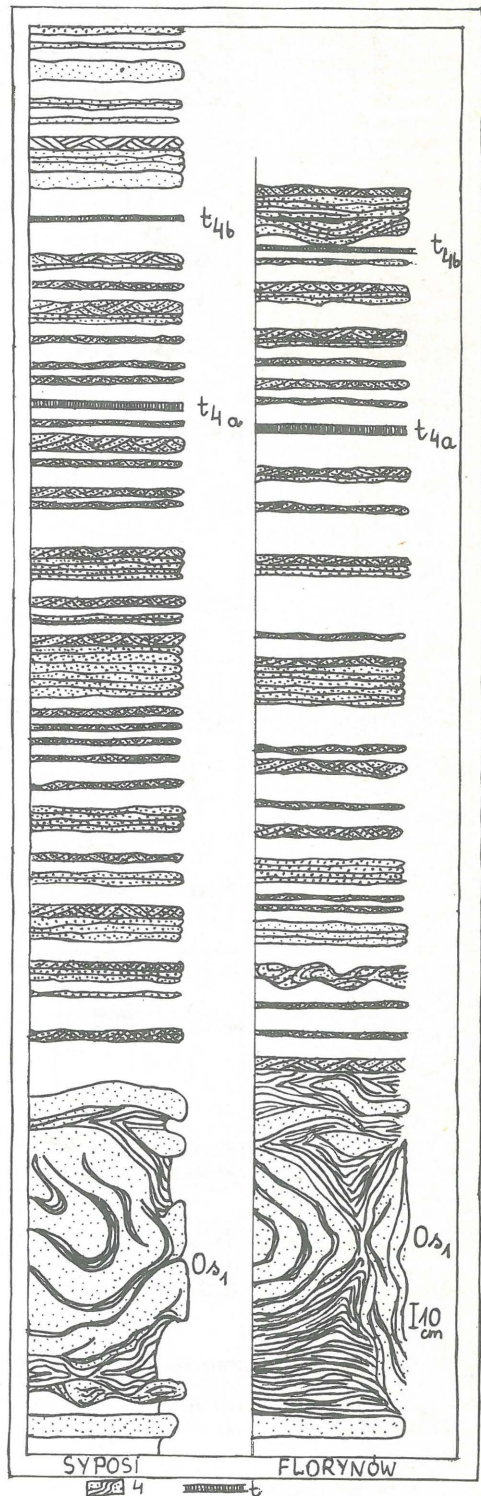


Ryc. 6. Porównanie wykształcenia poziomu z_{13} powtarzającego się w Kacwińskiej Rzece wskutek uskoku

1 – piaskowce laminowane równoległe, 2 – piaskowce warstwowe skośnie, 3 – piaskowce warstwowe konwolutne, 4 – brekcje węglanowe, 5 – łupki ilaste, 6 – piaskowce z hieroglifami mechanicznymi w spągu

Fig. 6. Comparison of development of the horizon z_{13} , repeatedly occurring in the Kacwińska Rzece section due to faulting

1 – sandstones with parallel lamination, 2 – sandstones with inclined bedding, 3 – sandstones with convolute bedding, 4 – carbonate breccias, 5 – clay shales, 6 – sandstones with mechanical hieroglyphs at the base

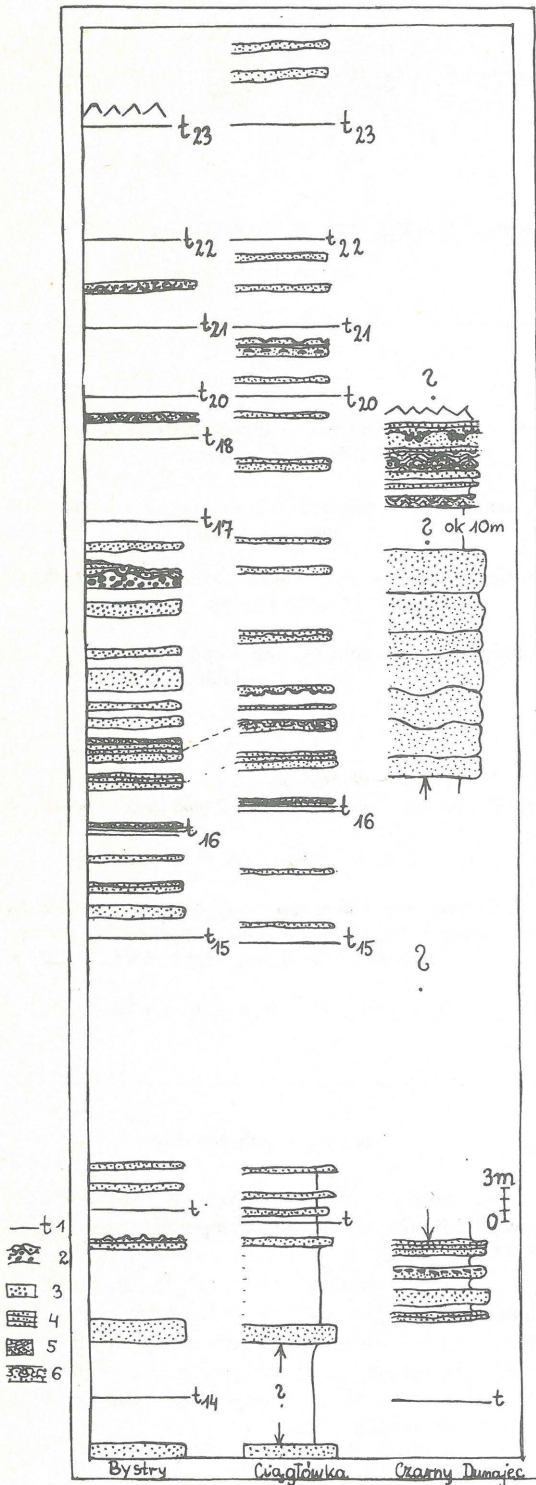


Ryc. 7. Porównanie wykształcenia poziomu os_1 i t_4 w dwu sąsiednich potokach

1, 2, 3 – jak na ryc. 6, t – warstewki tufitowe, os – osuwiska, 4 – łupki ilaste powygniatane przez piaskowce osuwiskowe

Fig. 7. Comparison of development of the horizon os_1 and t_4 in two neighbouring stream valleys

1, 2, and 3 – as in Fig. 6, t – tuffite layers, os – landslides, 4 – clay shales squeezed by landslide sandstones



Ryc. 8. Porównanie profili warstw chochołowskich wyższych odsłaniających się w 3 potokach

1 – warstewki tufitowe, 2 – zlepienie, 3 – piaskowce jednorodne, 4 – piaskowce laminowane równolegle, 5 – piaskowce warstwowane skośnie, 6 – piaskowce warstwowane konwolutnie

Fig. 8. Comparison of three stream valley sections of the Upper Chochołów Beds

1 – tuffite layers, 2 – conglomerates, 3 – homogeneous sandstones, 4 – sandstones with parallel lamination, 5 – sandstones with inclined bedding, 6 – sandstones with convolute bedding

tewek piaskowców obserwuje się hieroglify organiczne. Następnie wśród łupków pojawiają się ławice brekcji węglanowych, piaskowce drobnoziarniste oraz warstwy i soczewki dolomitów i tzw. sferosyderytów. W brekcjach występują skały analogiczne do znanych ze stożka Tokarni, ku górze ich ziarno maleje i w części stropowej przechodzą one w piaskowce drobnoziarniste laminowane równolegle i konwolutnie (t_{a-c} Boumy). Piaskowce laminowane równolegle i konwolutnie występują także samodzielnie bez okruchów gruboziarnistych w spągu. Warstwy ciemnych łupków z wymienionymi wyżej wkładkami mają we wschodniej części skrzydła północnego ok. 600 m miąższości.

W Kacwińskiej Rzece wśród łupków występuje 19 warstw brekcji o różnej miąższości, 23 piaskowca i 23 dolomitów oraz sferosyderytów.

W części środkowej warstw zakopiańskich niższych brekcje i gruboławicowe piaskowce laminowane równolegle występują tak licznie, że zaliczono je do warstw chochołowskich (3). Tymczasem są one genetycznie związane z ciemnymi łupkami warstw zakopiańskich niższych. W Kacwińskiej Rzece warstwy zakopiańskie niższe skrzydła północnego ciągną się daleko na S, ponieważ powtarzają się czterokrotnie wskutek uskoków (ryc. 6). W skrzydle południowym ponad stożkiem Tokarni ilość warstw brekcji jest podobna, ale one są grubiej uławiczone, mają grubsze okruchy i cieńszą warstwę piaskowca laminowanego równolegle w części stropowej. Ku W warstwy brekcji są cienkie, nieliczne, a piaskowce laminowane równolegle ustępują miejsca skośnie warstwowanym.

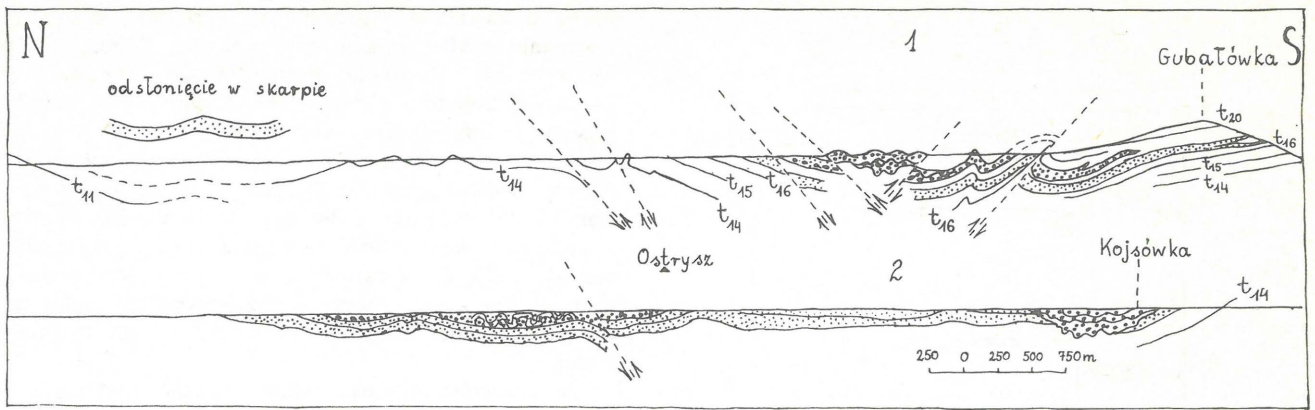
W najwyższej części warstw zakopiańskich niższych skrzydła północnego (ok. 80 m miąższości) następują stopniowe zmiany sygnalizujące przejście do innego typu osadów. Zanikają brekcje węglanowe, piaskowce drobnoziarniste laminowane równolegle oraz dolomity i sferosyderyty. Są to warstwy przejściowe pomiędzy zakopiańskimi niższymi a wyższymi. Należą tu również tzw. piaskowce z Kozieńca.

Warstwy zakopiańskie wyższe

Wśród łupków zakopiańskich występują tu poziomy piaskowców zaburzonych splayowo. Warstwy te mają ok. 500 m miąższości, najlepiej obserwować je można w Białym Dunajcu i Białce oraz ich dopływach. Kilka ławic tworzy poziomy osuwiskowe dające się korelować w sąsiednich odsłonięciach, dzięki występującym w profilu warstewkom tufitów (ryc. 7). W górnej części tego zespołu występuje znane z wcześniejszych prac osuwisko z Porońca (5, 15) os₅. Można je obserwować w dwóch dopływach Białego Dunajca.

Warstwy chochołowskie niższe

Powyżej warstw z poziomymi osuwiskowymi, ponad osuwiskiem os₅, zmienia się charakter osadów. W profilu występuje ok. 100 m fliszu drobnorytmicznego – liczne piaskowce w ławicach 3–4 cm, laminowane skośnie, przekładane łupkami o podobnych miąższościach. Są to tzw. warstwy z Brzegów, które obserwować można w potokach: Zakopianka, Białka, Poroniec i dopływach Białego Dunajca. Ilość i miąższość piaskowców wzrasta stopniowo. W pobliżu dziewiątej warstewki tufitowej t_9 pojawiają się nowe hieroglify organiczne. Granicę pomiędzy warstwami chochołowskimi wyższymi i niższymi postawić należy tam, gdzie pojawiają się gruboławicowe piaskowce warstwowe na frakcjonalne T-a.



Ryc. 9. Przekrój geologiczny na linii Bystry-Gubalówka-1 i wzdłuż potoku Czarny Dunajec-2

1 – piaskowce, 2 – zlepieńce i osuwiska, 3 – warstewki tufitowe, 4 – uskoki

Fig. 9. Geological cross-section along the line Bystry-Gubalówka-1 and the Czarny Dunajec Stream-2

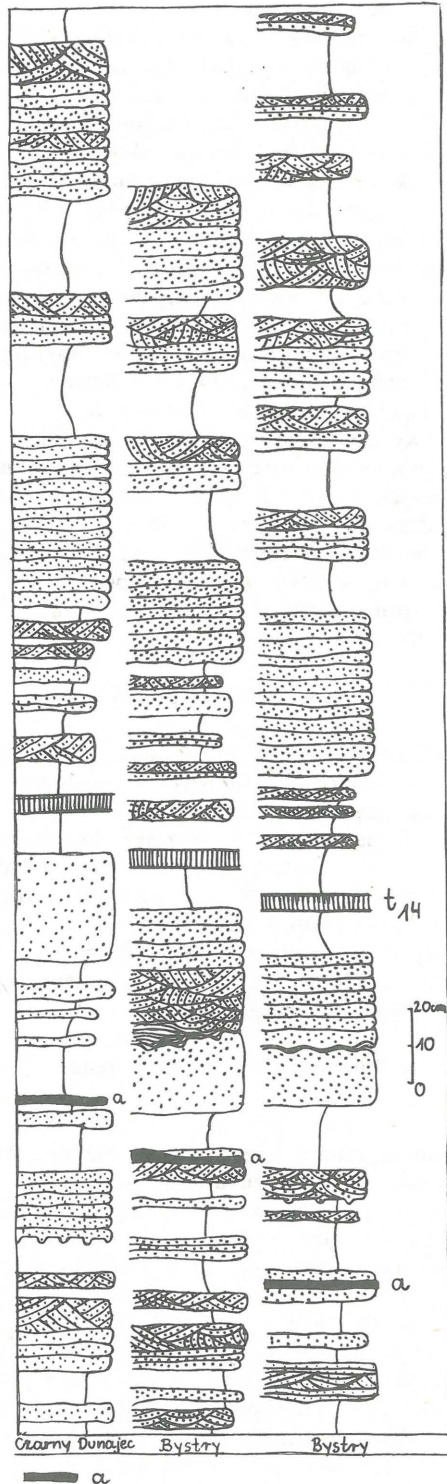
1 – sandstones, 2 – conglomerates and landslides, 3 – tuffite layers, 4 – faults

Ryc. 10. Porównanie wykształcenia poziomu tufitowego t_{14} i warstw sąsiednich w potoku Czarny Dunajec i 2 odkrywkach potoku Bystry

1, 2, 3, 4, 5 – jak na ryc. 6, a – asfaltyt

Fig. 10. Comparison of development of the tuffite horizon t_{14} and adjacent layers in the Czarny Dunajec Stream valley and two exposures in the Bystry Creek valley

1, 2, 3, 4, and 5 – as in Fig. 6, a – asphaltite

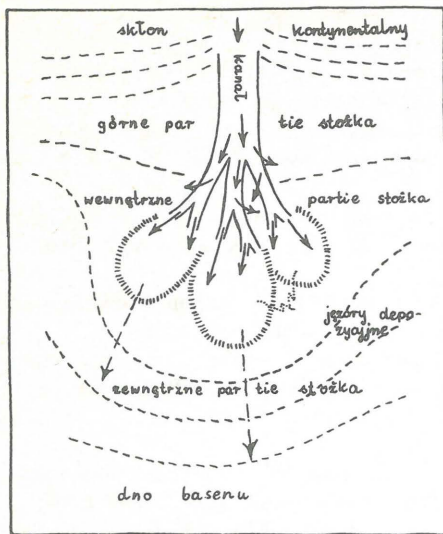


Warstwy chochołowskie

Ławice piaskowcowe występują w zespołach kilkumetrowych. Pojawiają się także zlepieńce, tzw. ility egzotyczne (3). Warstwy o przewadze zlepieńców i osuwisk, występujące w zachodniej części Podhala, uważano za młodsze, tzw. warstwy ostryskie (3). Tymczasem okazuje się, że są one jednowiekową facją warstw chochołowskich wyższych. Wskazuje na to ich poziome wyklinowywanie się wśród osadów skorelowanych za pomocą licznych warstewek tufitowych (ryc. 8, 9, 10).

STOŻKI

Typowa sedimentacja w zbiorniku fliszowym centralnych Karpat Zachodnich była spokojna i w jej wyniku powstawały łupki z wkładkami piaskowców turbidytowych. Jednak liczne wystąpienia brekcji, zlepieńców, osuwisk, piaskowców gruboławicowych w profilu wskazują, że procesowi temu towarzyszyło powstawanie osadów wysypianych przez głębokowodne stożki. Osady stożków głębokowodnych scharakteryzowane zostały w opracowaniu Walkera i Mutti (19). Ze względu na geometrię warstw, kierunki prądów, pionowe następstwo warstw i zespoły występujących facji wydzielają oni 6 różnych



Ryc. 11. Model stożka podmorskiego

Fig. 11. Model of submarine fan

środowisk, tworzących się w określonych miejscach systemu, na który składają się: skłón podmorski, stożek i płaskie dno basenu (ryc. 11), są to:

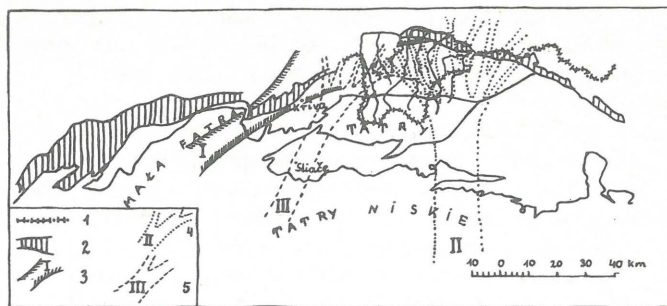
- 1) kanion lub dolina podmorska wyerodowana w skłonie,
- 2) pojedynczy kanał górnych partii stożka,
- 3) kanały dostawcze środkowych partii stożka,
- 4) jezory depozycyjne środkowych partii stożka,
- 5) zewnętrzne partie stożka,
- 6) płaskie dno basenu sedimentacyjnego.

W tych sześciu środowiskach autorzy wydzielają 11 facji charakteryzujących się różną grubością warstw, wielkością ziaren, wysortowaniem, gradacją, typami warstwowości, strukturami sedimentacyjnymi, sekwencjami Boumy i stosunkiem piaskowców do łupków. Są to facje zawierające: uporządkowane i nieuporządkowane zlepieńce, uporządkowane i nieuporządkowane piaskowce zlepieńcowate, piaskowce masywne i bez struktur nieckowatych, turbidyty dystalne i proksymalne, osady wałów brzegowych, osady chaotyczne, łupki pelagiczne.

Ze zmian facjalnych osadów i ich następstwa w profilu wynika, że na badanym terenie obserwuje się skutki działania co najmniej 3 głębokowodnych stożków.

Stożek I. Związane są z nim osady najwyższej części warstwy szaflarskich dolnych (c). Ze względu na małą ilość odsłonięć osady te można obserwować wrywkowo, ale wydaje się, że mają one związek z osadami opisywanymi ze Słowacji w sąsiedztwie pasa skałkowego w zachodniej części (1, 12). Przypuszczalnie utwory obserwowane w Małym Rogoźniku, Białym Dunajcu i Leśnicy (tzw. warstwy maruszyńskie – 3, 8) stanowią osady jednego z jezorów górnej części stożka i częściowo wypełnienia rozgałęziających się kanałów. Osady pojedynczego kanału dostawczego i kanionu tnącego skłón zbiornika znajdowałyby się na W w miejscach, skąd opisywane są liczne otoczaki skał krystalicznych i fragmenty skał krystalicznych (11). Przemawia za tym analogiczna sytuacja w profilu stwierdzona na podstawie położenia w stosunku do skorelowanych warstw białopotockich na Skoruszynie oraz wyższych chochołowskich i ostryskich na Podhalu, a także analiza składu otoczków i zmiana struktur wskazująca na transport z W na E (ryc. 3).

Stożek II (stożek Tokarni). Jest to stożek, którego utwory najlepiej dają się obserwować. Odsłonięcia są



Ryc. 12. Schemat rozmieszczenia stożków

- 1 – granica państwowa, 2 – pieniński pas skałkowy, 3 – stożek I,
- 4 – stożek II, 5 – stożek III

Fig. 12. Scheme of distribution of fans

- 1 – state boundary, 2 – Pieniny Klippen Belt, 3 – fan I, 4 – fan II, 5 – fan III

liczne zarówno w północnym, jak i południowym skrzydle synklinorium podhalańskiego. Fragment najniższej części jego utworów był już opisywany jako tzw. stożek Tokarni (9). Nowością tej pracy jest udowodnienie, iż miał on o wiele większy zasięg pionowy i poziomy. Jego osady odsłaniają się w skrzydle północnym, a w profilu rozciągają się od granicy między warstwami szaflarskimi środkowymi a górnymi aż do stropu niższej części warstw zakopiańskich.

Hipotetyczne źródło materiału znajdowało się na terenie masywu Weporu i Gemerydów, co jest zgodne z wnioskami E. Passendorfera (13, 14). Na przedpolu tego masywu osady (głównie otoczaki skał krystalicznych) gromadziły się na szelfie, a następnie transportowane były po skłonie do zbiornika fliszowego centralnych Karpat Zachodnich. Osady te wyerodowały w skłonie podmorski kanion. Jego wylot znajdował się na terenie dzisiejszych Tatr Bielskich. Następnie kanion rozdzielał się na kilka głównych kanałów dostawczych. Ujście jednego z nich znajdowało się na północnym przedpolu Tatr Bielskich i jego osady stanowi blokowisko stożka Tokarni. Inne kanały usypały mniejsze blokowiska znane z potoku Nowego, Białki i być może Jaszczurówki. Niżej kanały rozdzielały się na mniejsze, a jeden z nich ciągnął się na linii Tokarnia – Kacwin – Niedzica (ryc. 12). Pomiędzy etapami dostaw kanałowych usypywały się tam piaszczyste osady górnych, a następnie wewnętrznych partii stożka (piaskowce powyżej stożka Tokarni). Następnie obserwuje się kolejne słabnięcie i narastanie siły stożka. Wyższe osady reprezentują zewnętrzne partie stożka i osady równi dna basenu (warstwy zakopiańskie).

Zasięg facji kanałów i jezorów stożka w skrzydle północnym jest znacznie szerszy niż w południowym, gdzie gruboławicowe brekcje z materiałem wapieni, dolomitów i skał krystalicznych występują licznie tylko w bezpośrednim sąsiedztwie stożka Tokarni, ku W znane są tylko nieliczne warstewki brekcji do 30 cm miąższości z potoków Filipka, Sucha Wola, Białego, Strążyskiego. W skrzydle północnym brekcje występują jeszcze w potokach Cichym i Bystrym.

Stożek II zaczął działać na opisywanym terenie po osadzeniu się transgresywnych zlepieńców eoceńskich, wapieni numulitowych i utworów fliszu dolnego. W miarę coraz głębszej erozji, a być może także wypiętrzania się Tatr Bielskich, rozcinał i redeponował te osady, aż zaczął wcinąć się w skały budujące Tatry Bielskie.

Istnienie stożka II wyjaśnia pochodzenie gruboklastycznych skał węglanowych i krystalicznych w sąsiedztwie pienińskiego pasa skałkowego bez potrzeby szukania ich źródła na N.

Stożek III. Gruboklastyczne osady warstw chochołowskich wyższych można zinterpretować jako osady kolejnego stożka. Źródło materiału znajdowało się na S od dzisiejszego brzegu Tatr Niskich. Facje kanałowe opisywane były z terenu Liptowa, z okolic Sliaczy (4), gdzie rozcinają różnowiekowe osady fliszowe, począwszy od eocenu poprzez warstwy zakopiańskie do chochołowskich. Partie wewnętrzne tego stożka przypadały na Skoruszynę i okolice Potoku Białego, gdzie piaszczysto-zlepieńcowe tzw. warstwy białopotockie zaczynają się wcześniej i są grubsze niż na terenie polskiego Podhala, gdzie zewnętrzne partie stożka przypadały na warstwy chochołowskie niższe.

Stożek III działał z coraz większą siłą i w momencie, gdy zaczęły wypiętrzać się Tatry Zachodnie zerodował z nich utwory fliszowe, następnie wapienie numulitowe (blok numulitowy w Cichym), a wreszcie skały krystaliczne (bloki granitu z Osłego Wierchu na Skoruszynie – 12). Na terenie potoków Czarny Dunajec, Dzianiski, Bystry odślaniają się osady rozgałęzionych i przesuwających się kanałów wewnętrznych partii stożka (porównaj fig. 26 z 22). Są to tzw. warstwy ostryskie. Dalej na E osadzały się różnowiekowe z nimi utwory niższych partii stożka, zaliczane do wyższej części warstw chochołowskich.

LITERATURA

1. Andrusov D. – Geológia Československých Karpat. Bratislava 1965 v. 3.
2. Bouma A. H. – Sedymentology of some flisch deposits. Elsevier Amsterdam 1962.
3. Gołąb J. – Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biul. Inst. Geol. 1959 nr 149.
4. Gross P. – Geologia zapadnej části Liptowskej Kotliny. Geol. Prace 1971 v. 56.
5. Grzybek K., Halicki B. – Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim, Acta Geol. Pol. 1958 nr 3.
6. Halicki B. – Nowe opracowanie geologiczne Podhala. Biul. Inst. Geol. 1959 nr 149.
7. Książkiewicz M. – Les cordillieres dans les mers cretacees et paleogenes des Carpathes du Nord. Bul. Soc. Geol. Franc. 1965 [7]/3 Paris.
8. Małecką D. – Analiza związków hydraulicznych wód podziemnych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej regionu. Biul. Geol. U.W. 1973 t. 15.
9. Marschalko R., Radomski A. – Sedymentárne textúry a vyvoj okrajových facií eocenneho flyša pri Ždiari (Vysoke Tatry). Geol. Prace 1970 spr. 53.
10. Mastella L. – Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1975 z. 3–4.
11. Michalik A., Wieser T. – Tufity we fliszu podhalańskim. Kwart. Geol. 1959 nr 2.
12. Mišik M., Fejdiova O., Kohler E. – Prakonglomeraty s exotickým materialom z vyssich suvrstvi podhalskego Paleogenu Oravy. Geol. Prace 1968 spr. 46.
13. Passendorfer E. – W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego, Acta Geol. Pol. 1958 nr 3.
14. Passendorfer E. – Paleogeografia wyspy tatrzańskie w czasie eocenu. Biul. Inst. Geol. 1959 nr 149.
15. Radomski A. – Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego. Acta Geol. Pol. 1958 nr 3.
16. Roniewicz P. – Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. Ibidem 1969 nr 3.
17. Roniewicz P., Westwalewicz-Mogilska E. – Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre 1974 nr 1.
18. Sokołowski S. – Tatry Bielskie. Geologia zbroczy południowych. Prz. P.I.G. 1948 t. IV.
19. Walker R. G., Mutti E. – Turbidite facies and facies associations. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Anaheim 1973.
20. Watycha L. – Wstępna ocena warunków i możliwości powstawania ropy naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego. Kwart. Geol. 1958 nr 4.
21. Watycha L. – Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. Prz. Geol. 1959 nr 8.
22. Westwalewicz-Mogilska E. – Trasa wybieżki B8. Przewodnik 51 Zjazdu PTG Zakopane 1979.

SUMMARY

The paper presents summative section and lithostratigraphic map of Podhale Flysch rocks, compiled by the detailed correlation method. Distribution of individual types of sediments and their facies variability are discussed. The studies showed that source areas of clastic material were situated south and south-west of the flysch basin of the Central Western Carpathians. The Podhale Flysch rocks were accumulated at outlets of three submarine canyons as various facies of three submarine fans formed one after another in different parts of the basin of the Central Western Carpathians.

РЕЗЮМЕ

Применяя метод подробной корреляции отложений подгальского флиша составлено его разрез и литостратиграфическую карту. Прослежено распространение разных типов осадков и их фациальное изменение. Определено места происхождения материала к югу и юго-западу от флишевого бассейна Центральных Западных Карпат. Установлено, что осадки подгальского флиша были отсыпаны у выхода трёх каньонов и образовались как разные фации трёх подморских конусов активных поочередно в разных местах бассейна Центральных Карпат.