

Stefan POŁTOWICZ *

GRAWITACYJNE ZEŚLIZGI FLISZU
BRZEŻNEJ STREFY KARPAT W ŚWIELE NOWEJ
TEKTONIKI GLOBU ZIEMSKIEGO

(Pl. I i 8 fig.)

*Gravity slides of the Flysch Carpathian Marginal
Zone in the light of new global tectonics*

(Pl. I and 8 Figs.)

Treść: W oparciu o palinspastyczną rekonstrukcję paleogeografii badeńskiego zbiornika sedymentacyjnego przedstawiono zagadnienie rozwoju zapadliska przedkarpackiego i tektogenezy zewnętrznych Karpat fliszowych. W ostatnich fazach tektoniki Karpat brzeżnych dużą rolę odegrały prawdopodobnie ześlizgi grawitacyjne spowodowane przebudową tektoniczną zapadliska przedkarpackiego i ułatwione uplastycznionymi osadami starszej i młodszej formacji solonośnej (solami i utworami ilastymi). Zjawiska regionalnych ześlizgów grawitacyjnych omówiono na tle tektoniki kier litosfery.

Z wcześniejszych prac autora wynika, że pod koniec badenu brzeg Karpat zewnętrznych znajdował się w odległości kilkudziesięciu kilometrów od jego dzisiejszego położenia (fig. 1). Na południku Krakowa leżał on co najmniej 30 km na południe, u wschodniej granicy Polski był oddalony przypuszczalnie około 60 km na południowy zachód od Przemyśla (Połtowicz, 1972; Połtowicz, Starczewska-Popow, 1973). Do takiego wniosku doprowadziła rekonstrukcja paleogeografii badeńskiego zbiornika sedymentacyjnego na wschód od Krakowa oparta na palinspastycznej analizie osadów miocenich sfałdowanych u czoła Karpat. Pogląd ten potwierdzają wyniki głębokich otworów, odwierconych na obszarze zewnętrznych Karpat fliszowych, gdzie pod fliszem występują autochtoniczne osady badenu dolnego wykształcone w facji wskazującej na sedymentację w strefie zbliżonej do osiowej części zbiornika.

Wskazuje to na bardzo duży skrót orogenetyczny, jakiemu uległy

* Zakład Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego Ośrodek w Krakowie, ul. Lubicz 25, 31-503 Kraków

Karpaty fliszowe w trzeciorzędzie. Teisseyre (1924) intuicyjnie ocenił pierwotną szerokość geosynkliny fliszowej Karpat zewnętrznych na 500—1000 km. J. Nowak (fide Świdzki, 1952) wypowiedział zdanie, że skrót basenu fliszowego na południku Krakowa wynosi 75%, a Świdzki (1952) przypuszczał, że osiąga on 10—48%. Rekonstrukcja paleogeografii geosynkliny fliszowej, przeprowadzona przez Książkiewicza (1956, 1960), wykazała, że pierwotna szerokość geosynkliny wynosiła co najmniej 175 km. Obliczenia Świdzińskiego (1971) doprowadziły do podobnych wniosków; szerokość zbiornika fliszowego Karpat północnych osiągała 100—125 km, a Karpat północno-wschodnich około 140 km. Skrót orogenetyczny geosynkliny wynosi zatem odpowiednio 33—50 i 20 %.

Wyniki głębokich odwiertów wykazują, że skala nasunięć poszczególnych jednostek tektonicznych Karpat fliszowych względem siebie jest znacznie większa, niż przypuszczano, wobec czego wszystkie obliczenia wykonano ze znacznym niedoborem, co zresztą przewidywał J. Nowak uważając obliczone wartości za minimalne (fide Świdzki, 1952).

Rozprostowanie sfałdowanych utworów fliszowych wszystkich jednostek tektonicznych Karpat zewnętrznych (bez uwzględnienia komplikacji tektonicznych w obrębie jednostki podśląskiej) wzdłuż przekroju Leńcze — Rabka — Nowy Targ, skonstruowanego na podstawie szczegółowej mapy geologicznej Karpat w skali 1:50 000 i rozpoznania sejsmicznego i wiertniczego¹, pozwala ocenić pierwotną szerokość strefy, jaką zajmowały utwory fliszowe w zbiorniku sedymentacyjnym, na co najmniej 300 km. A zatem skrót orogenetyczny geosynkliny Karpat zewnętrznych przekracza 80%. Skala zjawiska jest podobna, jak w Alpach Zachodnich (Laubscher, 1973).

NOWA TEKTONIKA GLOBU I TEKTOGENEZA ZEWNĘTRZNYCH KARPAT FLISZOWYCH

Najnowsze poglądy tektoniczne skłaniają się do teorii mobilizmu skorupy ziemskiej. Teoria ta posiada już bardzo obszerną literaturę. W polskiej literaturze geologicznej zagadnienie tektoogenezy Karpat w świetle teorii mobilizmu kier litosfery zostało omówione przez Neya (1975, 1976), Sikorę (1976) i Książkiewicza (1977).

Zwężenie orogenetyczne geosynkliny alpejskiej było następstwem kolizji dwóch kier litosfery: eurazjatyckiej i afrykańskiej (fig. 2). W strefie subdukcji znaczna część podłoża geosynkliny wraz z fliszem kredowo-paleogeńskim i molasą miocenną rowu przedgórskiego została wchłonięta.

Według poglądów prawie wszystkich badaczy w Karpatach strefa

¹ Nie publikowane materiały autora.

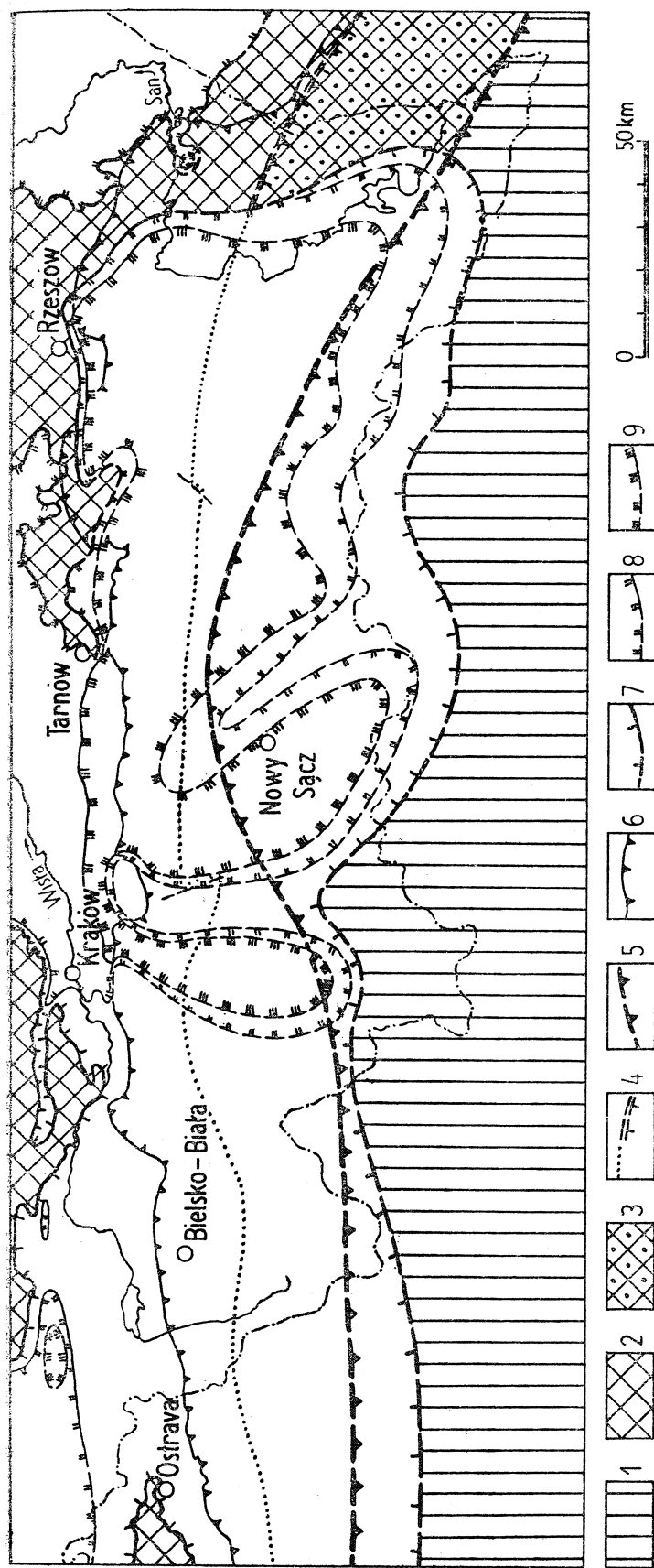


Fig. 1. Szkic paleogeograficzny badenijskiego zbiornika sedimentacyjnego południowej Polski (obszar śląski według Alexandrowicza, 1963). 1 — Karpaty fliszowe w badenie; 2 — utwory ryfeju, paleozoiku i mezozoiku; 3 — utwory ryfeju i paleozoiku pod przypuszczalnymi osadami otnangu i karpatu; 4 — przypuszczalny zasięg osadów otnangu i karpatu; 5 — przypuszczalne położenie brzegu Karpat fliszowych w badenie; 6 — brzeg Karpat obecnie; 7 — przypuszczalny zasięg zbiornika badenijskiego; 8—9 przypuszczalne zasięgi facji ewaporatów: 8 — węglanowo-siarczanowej; 9 — siarczano-chlorkowej

Fig. 1. Palaeogeographical outline of the Badenian sedimentary basin in southern Poland (territory of Silesia according to Alexandrowicz, 1963). 1 — Flysch Carpathians in the Badenian; 2 — Ryfean, Paleozoic and Mesozoic formations; 3 — Ryfean and Paleozoic under the supposed Otnangian and Karpathian deposits; 4 — the assumed range of the Karpathian and Otnangian margin; 5 — supposed position of the margin of Flysch Carpathians in Badenian; 6 — the present Carpathian margin; 7 — supposed range of the Badenian basin; 8—9 supposed range of evaporite facies; 8 — carbonate-sulphureous, 9 — sulphureous-chloride

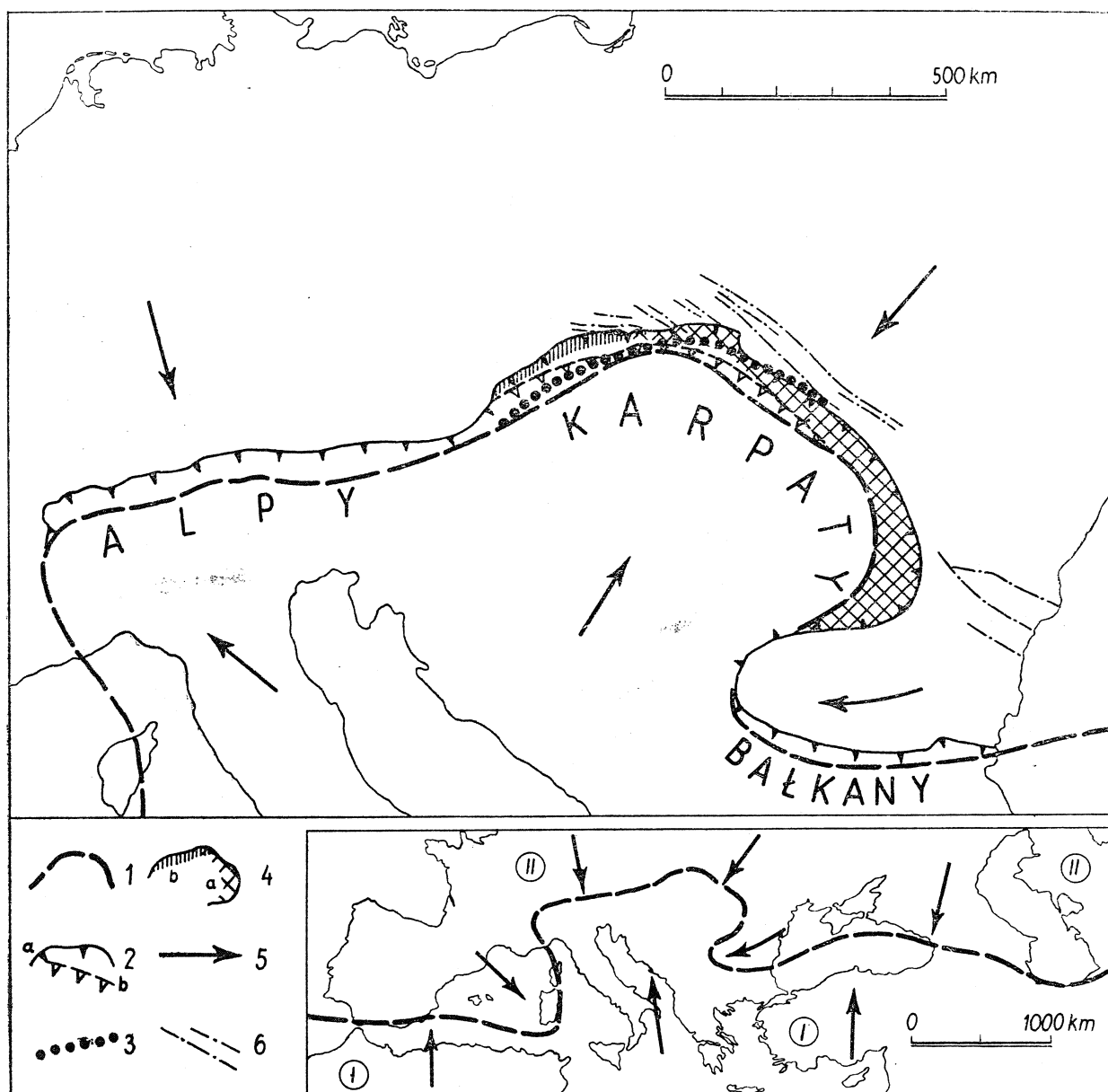


Fig. 2. Dzisiejsze położenie kredowo-trzecionzędowej krawędzi subdukcji kry euro-azjatyckiej (według: Książkiewicz, 1963, Dewey, Bird, 1970, Dewey et al., 1973). 1 — krawędź subdukcji; 2 — brzeg Karpat; 2a — dzisiejszy, 2b — w badenie; 3 — oś ujemnych anomalii grawimetrycznych; 4 — przypuszczalna strefa ześlizgów grawitacyjnych wywołanych uplastycznieniem soli badenkich i worotyckich (a) i ilastymi osadami jednostki podśląskiej (b); 5 — kierunki ruchu kier kontynentalnych: I — kra afrykańska, II — kra eurozjatycka; 6 — ważniejsze podłużne uskoki przedgórza Karpat (według: Dolenko, 1962; Bančilä, 1965; Bonczew, 1965; Karnkowski, Łapinkiewicz, 1965).

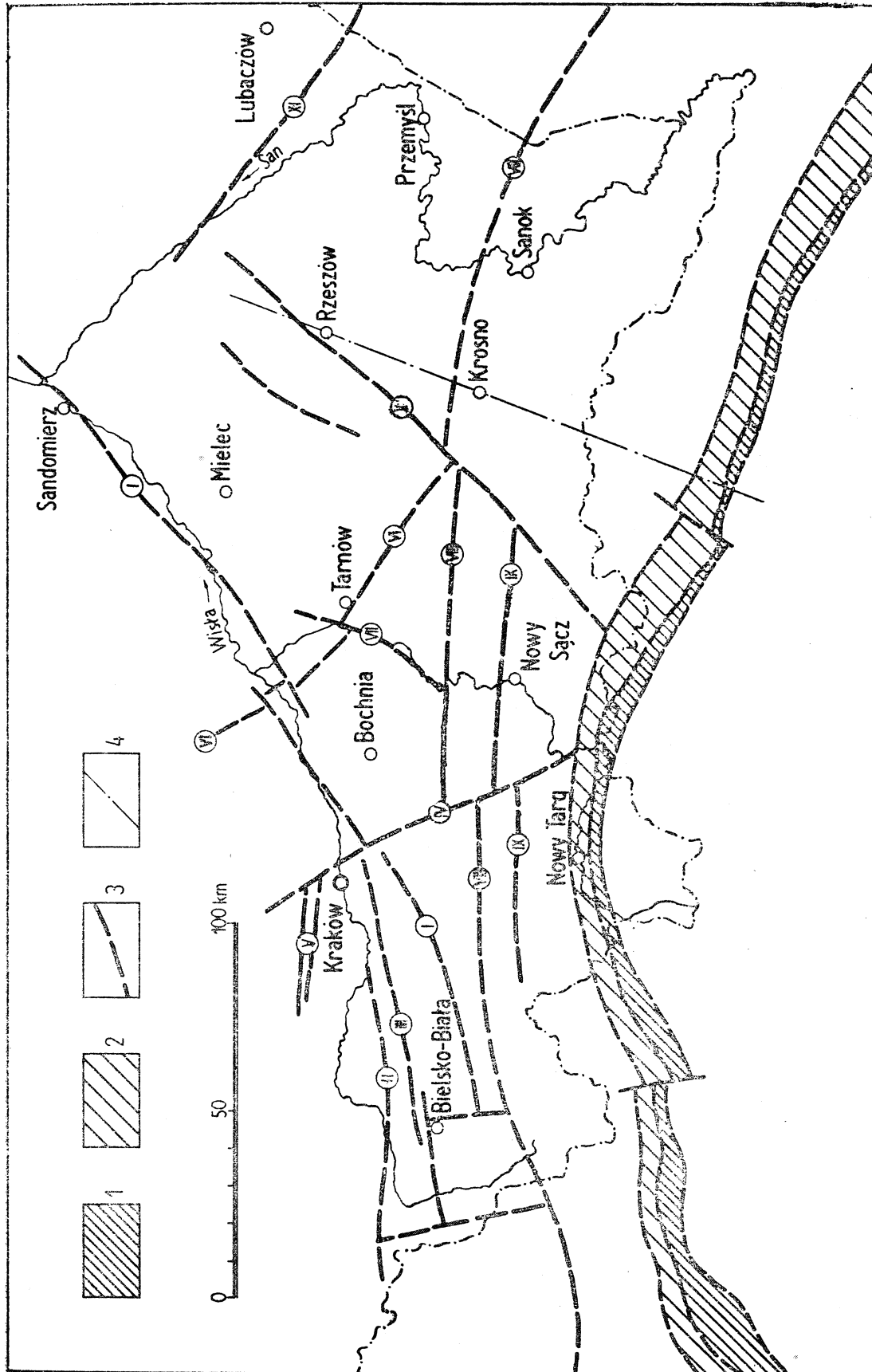
Fig. 2. Present position of Cretaceous-Tertiary subduction margin of Euroasiatic plate (according: Książkiewicz, 1963, Dewey, Bird, 1970, Dewey et al., 1973). 1 — subduction margin; 2 — Carpathian margin; 2a — at present, 2b — in the Badenian; 3 — axis of negative gravimetric anomalies; 4 — supposed zone of gravity slides causes by plasticization of Badenian and the Worotyszcze Beds salts (a) and clay deposits of the Sub-Silesian nappe (b); 5 — direction of movement of continental plates: I — African plate, II — Eurasiatic plate; 6 — more important longitudinal faults of the Carpathian Foreland (according to: Dolenko, 1962, Bančilä, 1965, Bonczew, 1965, Karnkowski, Łapinkiewicz, 1965).

subdukcji przebiegała w trzeciorzędzie na kontakcie Karpat wewnętrznych z zewnętrznymi, na obszarze dzisiejszego pienińskiego pasa skałkowego i w wąskim pasie położonym od niego na północ (Birkenmajer, 1960; Książkiewicz, 1956, 1972, 1977; Dewey, Bird 1970; Ney, 1975, 1976, Książkiewicz, 1977, Kisłowski, Połtowicz, 1977 i inni). Istnieje tu ślad po wchłoniętej części geosynkliny fliszowej wyrażony wielką dyslokacją regionalną (fig. 3), przewidywaną przez Limanowskiego (1922), a uzasadnioną i nazwaną przez Maškę i Zoubka (Zoubek et al., 1960) „peri-pieninian lineament”, dającą się śledzić ku wschodowi na Zakarpaciu i Marmaroszu (Subbotin, 1961, Merlicz, 1965, Krugłowski, Smirnow, 1967), a ku zachodowi prawdopodobnie po nieckę wiedeńską (Kröll, Wessely, 1973).

Lineament perypieniński ma znaczny zasięg głębokościowy. Na międzynarodowym refrakcyjnym przekroju sejsmicznym, przechodzącym w przybliżeniu południkowo przez okolice Nowego Sącza i Brzeska, powierzchnia Mohorovičića zrzucona jest ku północy o ponad 10 km, a w przekroju Debrečen — Dolina zrzut powierzchni Moho w tej strefie osiąga nawet około 20 km (Kisłowski, 1973). Jego dalszy przebieg na obszarze Alp Zachodnich jest niemożliwy do prześledzenia, ponieważ południowa krawędź kry europejskiej chowa się pod brzeżną część kry afrykańskiej i znajduje się przypuszczalnie około 150 km na południe od jej krawędzi (Laubscher, 1971). Lineament perypieniński odegrał zasadniczą rolę w tektogenezie Karpat; wzdłuż niego co najmniej od kredy do końca miocenu miały miejsce podsuwawcze ruchy kry eurazjatyckiej i wchłanianie podłoża geosynkliny fliszowej i jej przedmurza oraz prawdopodobnie znacznej części fliszu Karpat zewnętrznych, łącznie z częścią starszej molasy (fig. 4).

Tezę o ruchach podsuwawczych przedgórza Karpat sformułowano w początku XX w. (Mrazec, Teisseyre, 1902; Teisseyre, 1921a). Myśl tę rozwijali następnie Stille (1953), Książkiewicz (1954, 1956, 1960, 1963, 1972), Ciocărdel, Socolescu, Teodorescu (1967) i inni. Z tymi zjawiskami Książkiewicz (1954) wiązał fałdowanie i nasuwanie się fliszu Karpat zewnętrznych, podkreślił również bierny charakter tego procesu i dysharmonijność fałdowania fliszu w stosunku do skał jego podłoża (Książkiewicz, 1954, 1972).

Świdziński (1971a) zakwestionował możliwość powstawania ruchów podsuwawczych przedgórza Karpat, gdyż przyjęcie ich pociągnęłoby za sobą konieczność przesunięcia pienińskiego pasa skałkowego i krystalicznego masywu Tatr o 100—125 km na południe. Zgodne to jest z wcześniejszymi wnioskami Nowaka (1927), który zlokalizował Tatry w czasie sedymentacji fliszu w odległości 300 km na południe od Krakowa. Również Andrusov (1968) był przeciwnikiem poglądów o podsuwawczych ruchach przedgórza Karpat, uważając je za niemożliwe do przyjęcia.



Badania Watychy (1963a) doprowadziły do wniosku, że w strefie kontaktu Karpat wewnętrznych z zewnętrznymi prawdopodobnie pomiędzy turonem a miocenem miało miejsce skrócenie podłoża fliszu rzędu dziesiątków kilometrów. W wyniku tych ruchów jednostka Turbacza podsunęła się pod fałdy strefy skałkowej (Watycha 1963a).

Można przypuszczać, że śródgórska niecka orawsko-nowotarska, wypełniona słodkowodnymi osadami neogeńskimi, (fig. 5), zawdzięcza swe powstanie końcowym ruchom subdukcyjnym zachodzącym w mio-pliocenie w strefie lineamentu perypienińskiego².

Watycha (1963b) w profilu Cichorzyn — Zielone Skałki obserwował wyruszenie osadów pliocenских z pierwotnego położenia o 10—20°. Może to być wskazówką, że jeszcze w starszym plejstocenie w strefie lineamentu perypienińskiego na obszarze Kotliny Nowotarskiej istniały zanikające ruchy tektoniczne. Należy podkreślić, że Małkowski (1923) wyraził pogląd o kompensacyjnych ruchach fliszu magurskiego przeciwstawnych zapadaniu się Kotliny Nowotarskiej, a Halicki (1930) na podstawie obserwacji utworów plejstocenских Podhala i Kotliny Nowotarskiej wypowiedział zdanie, że ruchy orogeniczne przejawiały aktywność jeszcze w czwartorzędzie. Ich wynikiem było obniżenie pieńńskiego pasa skałkowego o około 80 m w stosunku do niecki Podhala, co z kolei spowodowało powstanie kilkudziesięciometrowej miąższości stożka akumulacyjnego na Domańskim Wierchu (Birkenmajer, 1952).

Strefa lineamentu perypienińskiego miejscami jest nadal aktywna

² Badania sejsmiczne, wykonywane przez Przedsiębiorstwo Geofizyki Górnictwa Naftowego w Krakowie na obszarze niecki nowotarskiej wskazują, że w okolicy Chyżnego można się liczyć z miąższościami osadów neogeńskich wynoszącymi co najmniej 1500 m. Do tej głębokości uzyskano odbicia wysokich wag o znacznej dynamice zapisu, większej, niż uzyskiwanej z utworów fliszowych jednostki magurskiej. Mogą one pochodzić od przelawień piaszczystych.

Fig. 3. Szkic rozmieszczenia ważniejszych uskokuw w podłożu Karpat i na ich przedgórzu. 1—2 lineament perypieniński (według: Maška, Zoubek, vide Zoubek et al., 1961): 1 — kredowo-paleogeński, 2 — neogeński; 3 — uskoki o znaczeniu regionalnym; 4 — linia schematycznego przekroju geotektonicznego przez Karpaty (fig. 4). Oznaczenia uskokuw: I. Kurdwanów — Zawichost (według Teisseyre'a) i jego przedłużenie; II. Czernichów — Jastrzębie; III. Skawina — Skoczów; IV. Kraków — Szczawnica; V. ograniczające rów krzeszowicki; VI. Kazimierza Wielka — Tarnów; VII. Dunajec; VIII. Żywiec — Sambor („krajowej fliszowej razłom” Wiałowa lub rozłam perykarpacki Sikory), IX. Jordanów — Nowy Sącz; X. Rzeszów — Krynica (według Kisłowa); XI. Ryszkowa Wola

Fig. 3. The outline of arrangement of more important faults in the Carpathian basement and in its foreland. 1—2 peripieninian lineament (according to: Maška, Zoubek, vide Zoubek et al., 1961): 1 — Cretaceous-Palaeogene, 2 — Neogene; 3 — faults of regional importance; 4 — line of the geotectonical cross-section of the Carpathians (Fig. 4). Faults: I. Kurdwanów — Zawichost (according to: Teisseyre) and its extension; II. Czernichów — Jastrzębie; III. Skawina — Skoczów; IV. Kraków — Szczawnica; V. enclosing the Krzeszowice Graben; VI. Kazimierza Wielka — Tarnów; VII. Dunajec; VIII. Żywiec — Sambor („krajowej fliszowej razłom”, Wiałow or peri-Carpathian fracture, Sikora); IX. Jordanów — Nowy Sącz; X. Rzeszów — Krynica (according to Kisłow); XI. Ryszkowa Wola

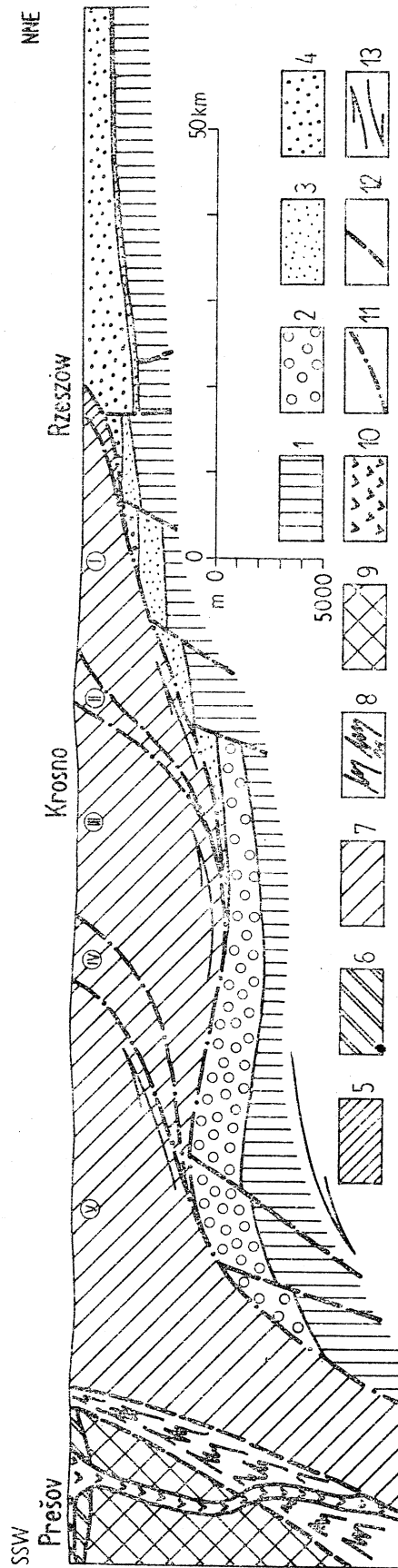


Fig. 4. Schematic cross-section across the external Carpathians. 1 — Miocene basement; 2—4 Autochthonic Miocene; 5 — Lower Sarmatian; 6 — Folded Miocene; 7 — Internal Carpathians flysch; 8 — External Carpathians flysch; 9 — Pieniny Klippen Belt; 10 — Internal Carpathians basement; 11 — Tertiary and Quaternary volcanic rocks; 12 — Main Carpathian thrusts; 13 — Faults.

Fig. 4. Diagrammatic geotectonic cross-section across the external Carpathians. 1 — Miocene basement; 2—4 Autochthonic Miocene; 5 — Lower Sarmatian; 6 — Folded Miocene; 7 — Internal Carpathians flysch; 8 — External Carpathians flysch; 9 — Pieniny Klippen Belt; 10 — Internal Carpathians basement; 11 — Tertiary and Quaternary volcanic rocks; 12 — Main Carpathian thrusts; 13 — Faults.

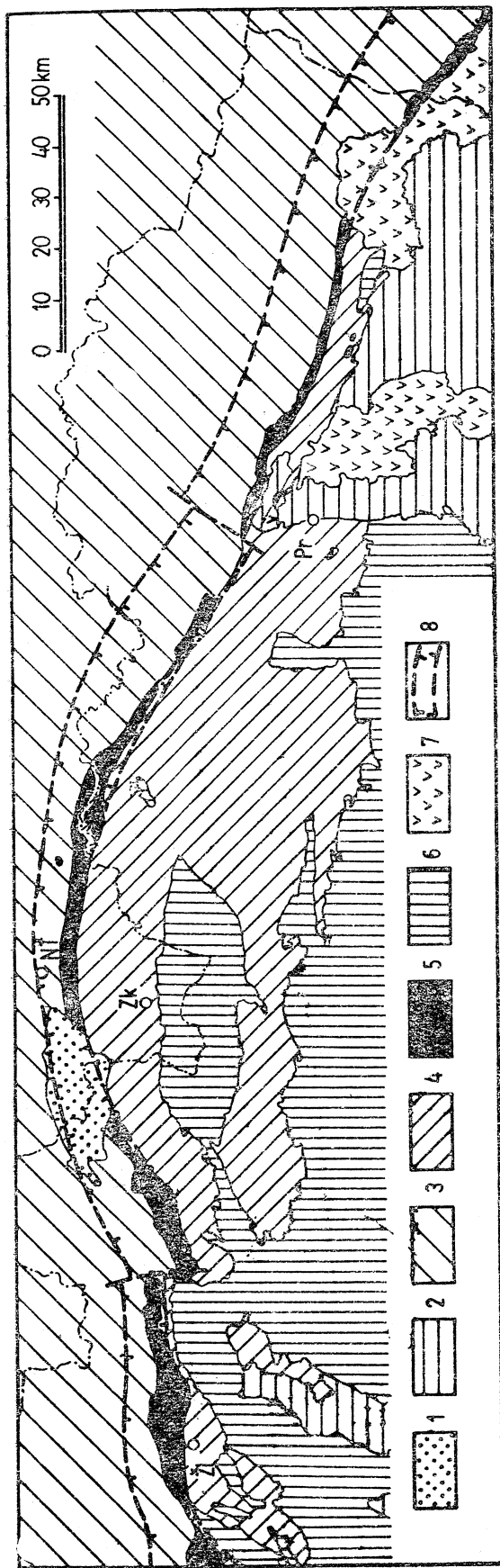


Fig. 5. Położenie niecki orawsko-nowotarskiej i skał wulkanicznych wschodniej Słowacji w stosunku do strefy subdukcji kredowo-trzeciorzędowej. 1 — neogen niecki orawsko-nowotarskiej; 2 — neogen śródgórskich niecek Karpat wewnętrznych; 3 — flisz Karpat zewnętrznych; 4 — flisz Karpat wewnętrznych; 5 — pieniński pas skalowy; 6 — krystalinik i mezozoik Karpat wewnętrznych; 7 — trzeciorzędowe i czwartorzędowe skały wulkaniczne; 8 — strefa subdukcji; NT-Nowy Targ; Zk-Zakopane; Żl-Żilina, Pr-Prešov

Fig. 5. Position of the Orawa-Nowy Targ basin and the Eastern Slovakia volcanic rocks in relation to the Cretaceous-Tertiary subduction zone. 1 — Neogene of the Orawa-Nowy Targ basin; 2 — Neogene of intermontane basin of the Central Carpathians; 3 — flysch of the external Carpathians; 4 — flysch of the internal Carpathians; 5 — The Pieniny Klippen Belt; 6 — Crystalline cores and Mesozoic of the Central Carpathians; 7 — Tertiary and Quaternary volcanic rocks; 8 — subduction zone; NT-Nowy Targ; Zk-Zakopane; Żl-Żilina; Pr-Prešov

tektonicznie, na co wskazują współczesne ruchy wypiętrzające notowane na obszarze Marmaroszu, o szybkości dochodzącej do 10 mm rocznie (Ciocărdel, Popp, 1967). Intensywność tych ruchów na obszarze Rumunii wzrasta ku północnemu zachodowi, na obszarze Karpat południowych zjawiska te stopniowo zanikają i ruchy zmieniają znak na przeciwny osiągając miejscami 2 mm rocznie. Według Cimbalnika, Kruisa i Vyskočila (1967) na południe od lineamentu perypienińskiego na obszarze Słowacji zachodzą współczesne ruchy wypiętrzające o szybkości przekraczającej miejscami 1 mm rocznie. W strefie lineamentu wartości izobaz wahają się około zera, tylko miejscami powierzchnia Ziemi obniża się z szybkością rzędu 0,5 mm rocznie. Nieznaczne ruchy wznoszące zanotowano również w południowej części Karpat zewnętrznych. Wynika z tego, że strefa lineamentu perypienińskiego jeszcze obecnie nieznacznie się obniża w stosunku do obszarów położonych na północ i na południe od niej.

Wszystkie te dane mogą świadczyć o zanikających ruchach subdukcyjnych w strefie kontaktu Karpat wewnętrznych z zewnętrznymi. Szczególnie jaskrawo widoczne to jest na obszarze Karpat Rumuńskich i ich przedgórze, gdzie dane geodezyjne potwierdzają wnioski wyciągnięte z analizy zachodzących tam zjawisk geofizycznych. Pomiar satelitarne umożliwiły wyznaczenie we wschodnich i południowych Karpatach stref ujemnych anomalii siły ciężkości, które mogą wskazywać na istnienie strefy Benioffa na obszarze położonym w zewnętrznej części łuku karpackiego, a rozmieszczenie hypocentrow głębokich trzęsień Ziemi na tym obszarze skłania również do takiej interpretacji (Roman, 1970). Analogiczna strefa obniżonych wartości siły ciężkości znajduje się na terenie Karpat Polskich. Przebiega ona przez Kotlinę Nowotarską, gdzie w okolicy Chyżnego wartości pola grawitacyjnego obniżają się do prawie -60 miligali, najniższych z notowanych na obszarze Karpat Polskich. Strefa ta przedłuża się na obszar położony na północ od Krościenka nad Dunajcem i dalej biegnie przez okolice Nowego Sącza i Grybowa, Jasła, Sanoka i Leska (fig. 2).

Totwiński (1956) ze strefą ujemnych anomalii siły ciężkości wiązał występowanie lekkich osadów mioceńskich zawierających starszą (wrotyską) formację solonośną. Podobne stanowisko zajął Żytko (1965). Książkiewicz (1956) przypuszczał, że strefa ta, przedłużająca się na obszar Moraw i Alp, wiąże się z występowaniem grubego (5—6 km) kompleksu lekkich skał fliszowych, pogrążonych w stosunku do młodszego wypiętrzenia północnego obramowania zapadliska przedkarpackiego, a nawet istnieniem głębokiej depresji w podłożu Karpat.

Badania sejsmiczne potwierdzają pogląd Książkiewicza. Z analizy przekrojów można wnosić, że głębokość występowania podłoża fliszu i neogenu na południe od Babiej Góry przypuszczalnie przekracza 8 km, a na obszarze Kotliny Nowotarskiej może się ono obniżać do jeszcze

większych głębokości, ponieważ do kilkunastu kilometrów nie uzyskano odbić od sprężystych skał podłoża. Od południa niecka orawsko-nowotarska kontaktuje ze strefą o szerokości około 2 km odznaczającą się obrazem falowym, który może być interpretowany jako stroma dyslokacja o dużym zrzucie. W świetle poglądów Birkenmajera (1960) płaszczyzna tej dyslokacji jest nachylona ku południowi.

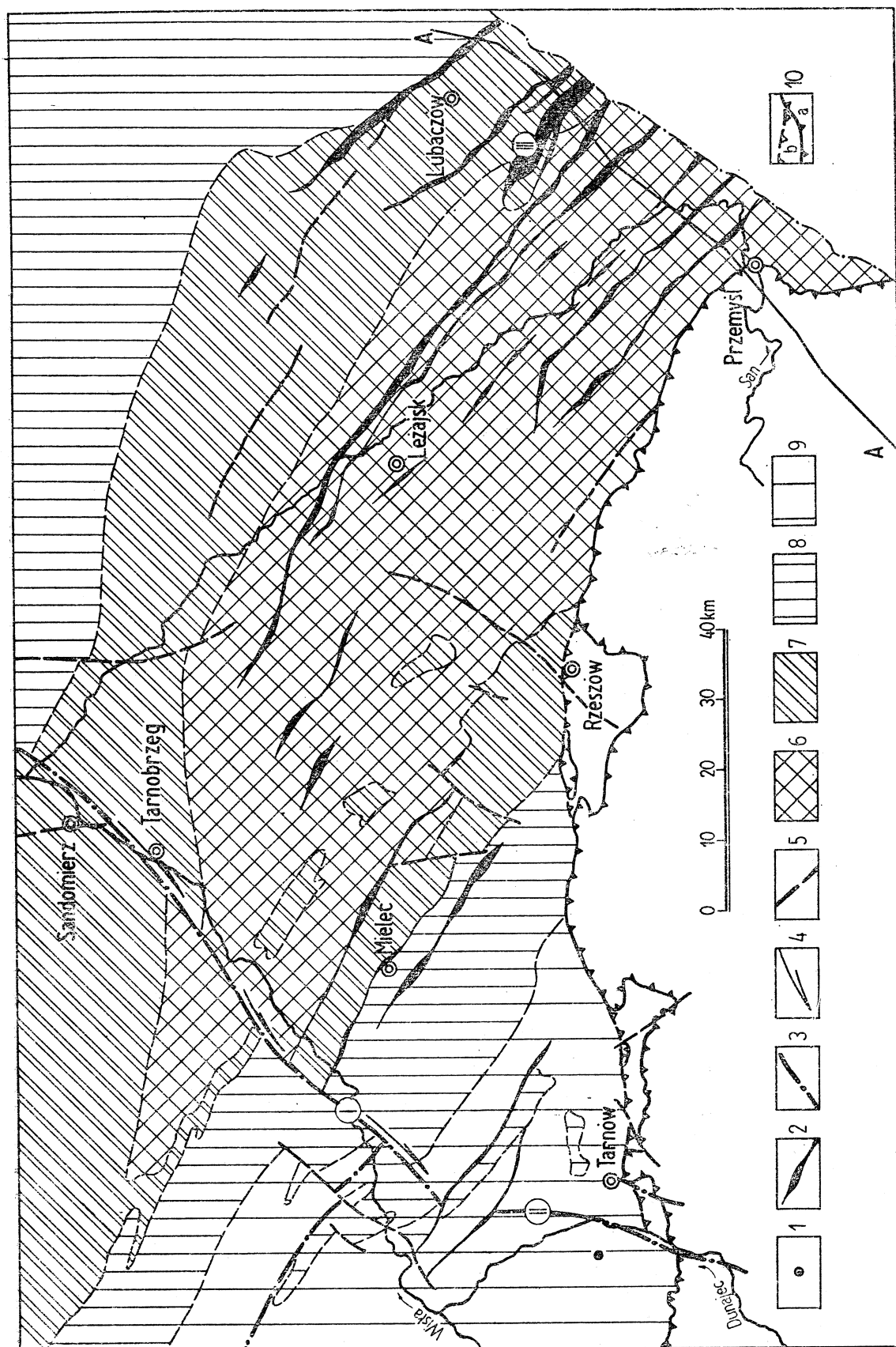
Strefę ujemnych wartości siły ciężenia na obszarze Karpat Ukrain-skich uznano (Wiałow, 1957; Wiałow, Bojczewska, 1971) za przejaw wgłębnego „rozłamu”. Podobne stanowisko zajął Sikora (1971, 1976b) nazywając go „rozłamem perykarpackim” i traktując obszar położony między tym rozłamem a pienińskim pasem skałkowym jako korzeniową strefę fliszu Karpat zewnętrznych.

W świetle nowej tektoniki globu ziemskiego strefa ujemnych anomalii grawimetrycznych na obszarze Karpat wyznacza prawdopodobnie obszar objęty zjawiskami tektonicznymi związanymi z przykrawędziową częścią subdukowanej kry eurazjatyckiej, jakkolwiek, zdaniem autora, nie należy jej identyfikować ze strefą Benioffa: Tworzą ją podłużne dyslokacje o regionalnym zasięgu, występujące w podłożu Karpat (fig. 3) wykrywane badaniami sejsmicznymi (Sołłogub et al., 1971; Kisłowski 1973).

Strefa ujemnych anomalii siły ciężkości na obszarze niecki orawsko-nowotarskiej osiąga szerokość zaledwie kilku kilometrów. Dalej ku wschodowi znacznie się ona rozszerza i przesuwają ku północy, po brzeżną strefę Karpat fliszowych (fig. 2). Na obszarze Ukrainy strefa ta wyznacza prawdopodobnie wielką dyslokację o typie uskoku konsedymen-tacyjnego ograniczającego od północnego wschodu zbiornik sedy-mentacyjny starszej molasy zapadliska przedkarpackiego. Dyslokacja ta, identyfikowana przez Sikorę (1971, 1976b) na wschodzie z „rozłamem perykarpackim”, biegnie przypuszczalnie łukiem przez okolice Sanoka, Krosna, Limanowej aż do okolic Żywca (fig. 3., dyslokacja VIII) odda-lając się stopniowo na północ od strefy ujemnych anomalii grawimetry-cznych. Można przypuszczać, że największa miąższość starszej molasy znajduje się na obszarze występowania ujemnej anomalii grawimetry-cznej (Tołwiński, 1956; Żytko, 1965; Połtowicz, 1972; Ney et al., 1974). Utwory osadzone w południowej części zapadliska przedkarpackiego dziś już nie istnieją, zostały wchłonięte w strefie subdukcji (fig. 4).

Na obszarze przedgórza Karpat główne uskoki podłużne układają się w przybliżeniu równolegle do przebiegu lineamentu perypienińskiego (fig. 2, 3). Wiele z nich miało charakter uskoków konsedymen-tacyjnych (Połtowicz, Starczewska-Popow, 1973).

Dyslokacje podłużne (NW-SE) przedgórza Karpat Środkowych cha-rakteryzuje znacznie większa szerokość w porównaniu z dyslokacjami poprzecznymi (fig. 6). Szerokość stref bezrefleksyjnych, interpretowa-nych jako uskoki, osiąga często kilkaset metrów, a miejscami przekracza 1,5 km (Karnkowski, Łapinkiewicz, 1965). Może to wskazywać na roz-



warcie szczelin tych dyslokacji bądź ich wieloschodowe zrzuty wywołane tensją podczas rozciągania podłoża na skutek ruchów podsuwawczych przedgórza Karpat. Na tensyjny charakter tych dyslokacji wskazał Karnkowski (1969). Dyslokacje poprzeczne posiadają znacznie mniejszą szerokość, są wykrywane sejsmicznie zazwyczaj dzięki pionowym przemieszczeniom przewodnich horyzontów odbijających. Poprzeczne dyslokacje Przedgórza posiadają niekiedy charakter uskoków przesuwczych, bądź przesuwczo-zrzutowych. Typowym przykładem takiej dyslokacji może być linia Kurdwanów-Zawichost (Teisseyre, 1921a). Przesunięcie granic geologicznych na powierzchni podmiocenińskiej (Karnkowski, Łapinkiewicz, 1965) jest prawdopodobnie wywołane przemieszczeniem bloku Przedgórza między Tarnobrzegiem a Mielcem ku południowemu zachodowi o około 8 km w stosunku do bloku wiszącego skrzydła tego uskoku (fig. 6). W odwiercie Wierchosławice 1, położonym około 5 km na zachód od Dunajca przed czołem Karpat, w rdzeniu pobranym z głębokości około 1508 m z wapieni malmu znaleziono strome lustro tektoniczne z wyraźnymi zadziórkami wskazującymi na poziome przesunięcie skał (pl. I). Ściany szczeliny pokryte są drobnokrystaliczną szczotką kalcytową, która miejscami również uległa zlustrowaniu. Szczelina wypełniona jest marglistą substancją o szarozielonkawym zabarwieniu zawierającą mikrofaunę turonu³. Występowanie jej w materiale zabliźniającym szczelinę, a następnie zlustrowanie łącznie z wapieniami malmu, świadczy o istnieniu starszej, przedkredowej, rozwartej szczeliny, wypełnieniu jej osadem ilasto-marglistym turonu, jego zdiagenezowaniu i zaciśnięciu szczeliny oraz poziomym przesunięciu mas skalnych wzdłuż odmłodzonej dyslokacji po kredzie.

Na przedgórzu Alp Wschodnich w okolicy Wiednia i na obszarze masywu czeskiego szereg uskoków w utworach mezozoicznych i paleozo-

³ Za oznaczenie mikrofauny i wnioski stratygraficzne składam podziękowanie Pani Mgr Irenie Heller.

Fig. 6. Szkic rozmieszczenia ważniejszych uskoków w podłożu wschodniej części przedgórza Karpat Środkowych (według Karnkowskiego i Łapinkiewicza, 1965, uzupełniony). 1 — otwór wiertniczy Wierchosławice 1; 2 — przypuszczalne uskoki tensyjne (rozwarte); 3 — uskoki kompresyjne; 4 — kierunek poziomych przesunięć skał wzdłuż płaszczyzn uskoków; 5 — inne uskoki (bez rozdzielenia); 6 — ryfej; 7 — paleozoik i trias; 8 — jura; 9 — kreda górna; 10 — brzeg Karpat erozyjny (a) i wgłębny (b), A—A: linia przekroju geologicznego i syntetycznego (fig. 8). I. uskok Kurdwanów — Zawichost; II. uskok Dunajca; III. uskok Kobylnicy Wołoskiej

Fig. 6. Sketch of arrangement of more important faults in the basement of the eastern part of the Central Carpathian Foreland (according to: Karnkowski, Łapinkiewicz, 1965, supplemented). 1 — Wierchosławice bore-hole; 2 — assumed tensional faults (gaping); 3 — compression faults; 4 — direction of horizontal rocks movements along the fault surfaces; 5 — other faults (without division); 6 — Ryfean; 7 — Palaeozoic and Triassic; 8 — Jurassic; 9 — Upper Cretaceous; 10 — erosional margin of the Carpathians (a) and intratelluric (b), A—A: line of the geological and synthetic cross-section (fig. 8). I. Kurdwanów — Zawichost fault; II. Dunajec fault; III. Kobylnica Wołoska fault

icznych wykazuje również przesunięcia poziome (Tollmann, 1970). Zdecydowana większość z nich należy do uskoków poprzecznych, zbliżonych tam do południkowych.

TEORETYCZNE PRZESŁANKI GRAWITACYJNYCH ZEŚLIZGÓW FLISZU KARPAT BRZEŻNYCH

Przyjęcie teorii mobilizmu skorupy ziemskiej dla wyjaśnienia tektonogenezy Karpat zewnętrznych, tłumaczącej mechanizm znacznego zwięźnienia geosynkliny fliszowej i dalekiego przemieszczenia ku północy płaszczowin karpackich oraz występowania ich na autochtonicznych osadach miocenijskich, ułatwia wyjaśnienie genezy nacisków bocznych, powodujących fałdowanie fliszu i zjawisko szariażu. Jednakże coraz więcej faktów przemawia za tym, że w tworzeniu płaszczowin fliszowych znaczną rolę odegrały również ześlizgi grawitacyjne. W przypadku wyłącznie nacisków bocznych, których efektem byłoby nasunięcie mas fliszowych na odległości kilku dziesiątków kilometrów, bez uwzględnienia przemieszczeń grawitacyjnych, flisz południowej części jednostki magurskiej przedstawiałby megabrekcję tektoniczną, która nie byłaby w stanie przenieść nacisków, wystarczających do pokonania tarcia skał o podłoże, przemieszczenia tak wielkich mas skalnych i spowodowania ponasuwania i złuskiwania utworów fliszowych Karpat zewnętrznych. Zastrzeżenie tego rodzaju było wysunięte już przez Smoluchowskiego (1909) po obliczeniu sił niezbędnych do przemieszczenia płyty skalnej obrazującej flisz.

Na południowych stokach Gorców i Beskidu Sądeckiego przeważają południowe kierunki zapadania warstw, często występują warstwy odwrócone przy upadach południowych (Watycha, 1964), wskazujące na południową wergencję fliszu magurskiego w pobliżu jego kontaktu z pienińskim pasem skałkowym, a miejscami nasunięcie fliszu magurskiego na utwory skałkowe (Andrusov, 1960a, b, 1963; Sikora 1962; Birkenmajer, 1970).

W północnej części Karpat zewnętrznych, w szczególności u czoła jednostki śląskiej i jednostki magurskiej, występują nadzwyczaj skomplikowane warunki tektoniczne. Istnieje tu szereg okien i półokien tektonicznych, w których wylaniają się utwory jednostek podśląskiej, śląskiej i grybowskiej o zawiłej tektonice (Książkiewicz, 1951; Kozikowski, 1953, 1956; Burtan et al., 1974).

Regionalne badania sejsmiczne dostarczają danych, z których można wnosić, że niższe piętra strukturalne fliszu, sporadycznie tylko udostępnione wierceniami, posiadają całkowicie odmienny styl tektoniczny. Układ refleksów, ciągnących się często w postaci horyzontów odbijających na znacznych obszarach, wskazuje, że głębna budowa geologiczna nie jest tak skomplikowana, jak przypowierzchniowej strefy fliszu Kar-

pat zewnętrznych. Istnieje wyraźna dysharmonia fałdowania pomiędzy silnie zaburzonymi tektonicznie utworami, obserwowanymi na powierzchni terenu, a łagodnie, szerokopromieniowo odkształconymi warstwami wglębionych jednostek tektonicznych. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne w stosunku jednostki magurskiej do jej podłoża. Dane wiertnicze zdają się potwierdzać te obserwacje; w głębszych partiach fliszu brak większych zaburzeń tektonicznych, warstwy na ogół ułożone są monoklinalnie.

Zjawiska tego rodzaju przemawiają raczej za grawitacyjnymi przemieszczeniami mas skalnych niż za ich nasunięciem wywołanym kompresją. W przypadku działania nacisków bocznych najbardziej skomplikowane struktury utworzyłyby się w południowej części jednostek tektonicznych Karpat zewnętrznych, w pobliżu działających sił, a nie w brzeżnej strefie Karpat, gdzie ich działanie byłoby już znikome. Przyjęcie sił grawitacji za podstawowy czynnik przemieszczania brzeżnych części płaszczowin Karpat zewnętrznych i porównanie mechanizmu tego przemieszczania z mechanizmem ruchów masowych na obszarach osuwiskowych tłumaczy powstanie najbardziej skomplikowanych struktur w czołowej strefie spływających mas skalnych.

Jedne z pierwszych obserwacji tektonicznych dokonanych na obszarze Tatr przez polskich geologów (Limanowski, 1911, Rabowski, Goetel 1925; Goetel, Sokołowski, 1930; Rabowski, 1931) doprowadziły do wniosku, że w końcowych stadiach orogenezy pewną rolę odegrały ześlizgi grawitacyjne przemieszczające płaszczowiny wierchową i regłowe. Ześlizgi te były wynikiem naprężeń wywołanych w górotworze wypiętrzeniem masywu krystalicznego Tatr. Zjawisko przemieszczeń grawitacyjnych skał da się również odczytać z przekrojów geologicznych przez serię wierchową zamieszczonych w pośmiertnie wydanej pracy Rabowskiego (1959), na co zwrócił uwagę Książkiewicz (1972), kwestionując jednak możliwość powstania płaszczowin regłowych na drodze ześlizgów grawitacyjnych. Rola grawitacji w tektogenezie Tatr była również podnoszona przez Halickiego (1955).

Ogłoszona przez Haarmanna (1930) teoria oscylacji skorupy ziemskiej i tworzenie się stref wydźwigniętych (geotumorów) i obniżonych (geodepresji), powstających na skutek zmian położenia biegunów w historii Ziemi, zakładała, że decydującym czynnikiem powodującym przemieszczanie mas skalnych jest siła grawitacji. Teoria ta dała podbudowę teoretyczną wszelkim poglądom o grawitacyjnych ześlizgach zachodzących w orogenach fałdowych. Zjawiskami spływów grawitacyjnych zaczęto wyjaśniać powstanie szeregu skomplikowanych tektonicznie jednostek Alp. Na szczególną uwagę zasługuje tu praca Kossmana (1933), który pierwszy odważył się zakwestionować słuszność klasycznej teorii płaszczowinowej w interpretacji tektoniki Alp uzasadniając ich budowę

spływami grawitacyjnymi⁴. Zagadnieniem spływów grawitacyjnych w tektonice Alp zajmowali się następnie Gignoux (1948, 1950), Moret (1951) i inni.

Pogląd na tektogenezę Karpat centralnych i powstanie płaszczowin reglowych w oparciu o hipotezę Haarmanna (istnienie geotumoru w podłożu Karpat) i teorię prądów konwekcyjnych Ampferera i Holmesa wypowiedział Kotański (1961), a Grabowska-Hakenberg (1961, 1962) przedstawiła próbę zastosowania w tym celu teorii spływów grawitacyjnych.

Teisseyre (1921a,b, 1926, 1927) wielokrotnie wspominał o spływaniu mas fliszowych w kierunku powstających depresji, kwestionując równocześnie orogeniczne koncepcje przede wszystkim J. Nowaka (Teisseyre 1932). J. Nowak (1932) poglądy Teisseyre'a ostro skrytykował, lecz ich nie obalił.

Możliwość powstawania ześlizgów grawitacyjnych w obrębie Karpat fliszowych w ostatniej fazie orogenezy alpejskiej przewidywał Dżułyński (1953) przyjmując za ich przyczynę różnicę wysokości pomiędzy wypiętrzonymi Karpatami a tworzącym się na ich przedpolu zapadliskiem przedkarpackim. Do analogicznych wniosków doszedł Tołwiński (1956) uznając ześlizgi grawitacyjne za jeden z głównych czynników powodujących odkłucia i przemieszczenie mas fliszowych. Podobnym tokiem rozumowania poszła Korniejewa (1959) widząc w nasuniętych masach fliszowych daleko sięgające spływy grawitacyjne. Ruchy te zostały według niej zapoczątkowane już w eocenie, natomiast w brzeżnej strefie Karpat najsilniejsze były w badenie i dolnym sarmacie.

Z wielu obserwacji nad budową geologiczną Karpat zewnętrznych, a szczególnie nad kontaktem jednostki magurskiej z niższymi jednostkami tektonicznymi, można wnosić, że przyczyną ruchu mas skalnych może być w znacznej mierze zaburzenie równowagi na skutek nierównomiernego rozmieszczenia skał przemieszczanych początkowo siłami wywołanymi procesami subdukcji. Świdorski (1952) podkreślił wleczeniowy charakter fałdów jednostki śląskiej w okolicy Harklowej i uniezależnienie się pewnych stref fliszu jednostki śląskiej (warstw krośnieńskich siodła Gorlice-Wójtowa) oraz istnienie suwu tektonicznego płatów magurskich na północ od Jasła. Wskazał również na brekcjowaty charakter utworów eoceńskich tych płatów. Możliwość istnienia zsuwów grawitacyjnych jednostki magurskiej i jej płatów była kilkakrotnie podnoszona (Kozikowski, 1953, 1969; Tołwiński, 1956; Jasionowicz, Szymakowska, 1963). Tokarski (1954) w brzeżnej strefie Karpat Cieszyńskich widział „kaskady” spływającego fliszu jednostki śląskiej ze stoku garbu cieszyńskiego po „smarze” tektonicznym jednostki podśląskiej. Szerokość strefy tego „osuwiska tektonicznego” wynosi około 10 km.

⁴ Praca ta, ogłoszona w języku polskim, nie zyskała jednak rozgłosu, została zapomniana i jest całkowicie pomijana w publikacjach.

Dłabać (1964) na podstawie obserwacji stosunku morawskich Karpat fliszowych do utworów karpatu i badenu oraz z faktu przemieszczenia ponad nimi fliszu wzdłuż stosunkowo połogiej powierzchni wypowiedział pogląd o istnieniu zsuwów grawitacyjnych fliszu ułatwionych zwilżeniem skał wodą wyciśniętą z nie zdiagnozowanych jeszcze wówczas osadów miocenских. Ruch płaszczowin fliszowych według Dłabaća został spowodowany różnicą wysokości pomiędzy Karpatami wydźwigniętymi ponad poziom ówczesnego morza a obniżeniem zapadliska przedkarpackiego.

Książkiewicz (1956) zakwestionował możliwość istnienia na większą skalę ześlizgów grawitacyjnych w Karpatach zewnętrznych. Jako jeden z głównych dowodów niemożliwości ich istnienia przytoczył wyniki badań Andrusova dotyczące południowej wergencji fliszu magurskiego i jego nasunięcie na pieniński pas skałkowy, wywołane wyłącznie kompresją (Książkiewicz, 1956). Podobne stanowisko zajął Andrusov (1968) uważając za niemożliwe powstawanie ześlizgów grawitacyjnych w Karpatach zewnętrznych. Nie przedstawił jednak zasadniczych argumentów przeciw tym poglądom.

Analiza tektoniki fliszu Karpat zewnętrznych skłoniła Świdzińskiego (1971a) do wyrażenia zdania o „spływowym” charakterze nasunięć ze względu na trudności wynikające przy tłumaczeniu powstania szeregu form tektonicznych wyłącznie działalnością nacisków bocznych.

Zjawisko znamienne, że tam, gdzie z kontaktu pomiędzy parautochtonicznymi osadami miocenскими lub fliszem a miocenскими utworami autochtonicznymi pobrano dość gęsto rdzenie wiertnicze, przeważnie nie można wydzielić utworów częściowo zaburzonych („autochtonu wyruszonego” w pojęciu Świdzkiego, 1952). Fakt ten podkreślił również Tokarski (1954) przy analizie wglębnej tektoniki fliszu cieszyńskiego. Zjawisko to może świadczyć o łagodnym przebiegu dosuwania brzegu orogenu karpackiego (fliszu i parautochtonicznych osadów miocenских) w ostatnim akcie górotwórczym, o powolnym spełzywaniu skał (Konior, 1960a,b) w strefy obniżone. Karpaty Przemyskie w przekroju przez otwór Cisowa IG 1 są nasunięte na utwory przedpoła również wzdłuż bardzo płaskiej powierzchni, a upady warstw stają się coraz mniejsze w miarę zwiększania głębokości występowania fliszu (Wdowiarz, 1974). Ostatnio W. Nowak (1975) wyraził przypuszczenie o spływach grawitacyjnych płaszczowiny godulskiej Karpat Zachodnich.

Z analiz rozkładu sił powstających w wyniku subdukcji podłoża południowej części Karpat zewnętrznych i wchłaniania korzeniowej strefy jednostki magurskiej można wnosić, że w historii tektonicznego rozwoju lineamentu perypienińskiego w obrębie mas skalnych tejże jednostki mogły zaistnieć warunki do powstawania sił skierowanych ku południowi, których efektem była południowa wergencja, a miejscami nasunięcie fliszu magurskiego na pieniński pas skałkowy. Podsuwanie

się podłoża zewnętrznych Karpat pod krawędź Karpat wewnętrznych i wchłanianie go łącznie z fliszem mogło spowodować przyparcie jednostki magurskiej do tej krawędzi i powstanie w obrębie mas fliszowych sił skierowanych ku górze, wypiętrzających skały w strefie przykrawędziowej. W szczególnych przypadkach, gdy pieniński pas skałkowy na skutek zjawisk tektonicznych zachodzących w strefie lineamentu perypienińskiego znajdował się poniżej południowej granicy fałdującego się masywu jednostki magurskiej, najbardziej południowa jego część mogła się nasunąć (bądź zsunąć) na utwory pienińskiego pasa skałkowego. W ten sposób można wytłumaczyć powstanie południowej wergencji fałdów fliszu magurskiego i miejscami nasunięcie najstarszych jego ogniw i utworów osłony skałkowej (jurajskich i kredowych) na mezozoiczne serie Pienin (Birkenmajer, 1970) bez uciekania się do mobilizacji nacisków bocznych. Idąc tym tokiem rozumowania można pogodzić fakt nasunięcia fliszu magurskiego na pieniński pas skałkowy z możliwością powstawania skierowanych ku północy ześlizgów grawitacyjnych Karpat zewnętrznych. Pozostaje jeszcze zagadnienie konieczności powstawania stref rozrywania w południowej części obszaru Karpat zewnętrznych, gdzie musiały istnieć siły rozciągające, jako efekt procesu ześlizgów grawitacyjnych. W przypadku stabilności podłoża fliszu takie zjawisko byłoby logiczną konsekwencją działania sił, powodujących spełzywanie mas fliszowych. W strefach, gdzie ześlizgi grawitacyjne już zanikają, siły te wywołałyby znaczną tensję, powodującą rozrywanie skał i powstawanie szerokich zapadlisk i rowów tektonicznych, których brak na obszarze Karpat, istnieją natomiast w Alpach Francuskich (Moret, 1951). Ruchy podsuwawcze podłoża Karpat, co do których nie można dziś mieć wątpliwości, skierowane przeciwnie niż ześlizgi grawitacyjne przeciwdziałały powstawaniu tego rodzaju zjawisk. Ześlizgi brzeżnych Karpat fliszowych były w ten sposób kompensowane, dzięki czemu nie doszło do powstania stref rozrywów o znacznych szerokościach, jakkolwiek można za taką uważać obszar okien tektonicznych jednostki podśląskiej na odcinku między Wadowicami a Rajbrotom, ciągnących się u czoła jednostki magurskiej (fig. 7).

Wszystkie okna tektoniczne jednostki podśląskiej posiadają w tej strefie wydłużone kształty, ich szerokość rzadko przekracza 1 km, najczęściej wynosi pierwsze kilkadziesiąt metrów, a długość miejscami jest większa od 10 km. Okna tektoniczne często zachodzą za siebie kulisowo w sposób typowy dla szczelin powstających z rozrywania. Najlepiej rozpoznane jest okno Wiśniowej dzięki odwierceni głębokiego otworu Wiśniowa IG 1, w którym utwory jednostki podśląskiej o miąższości około 2200 m tworzą 3 łuski (Burtan et al., 1974). Jednostka śląska została tam rozdarta, a utwory jednostki podśląskiej tworzą strukturę spiętrzoną.

Duża ilość skał ilastych w profilu jednostki podśląskiej ułatwiła

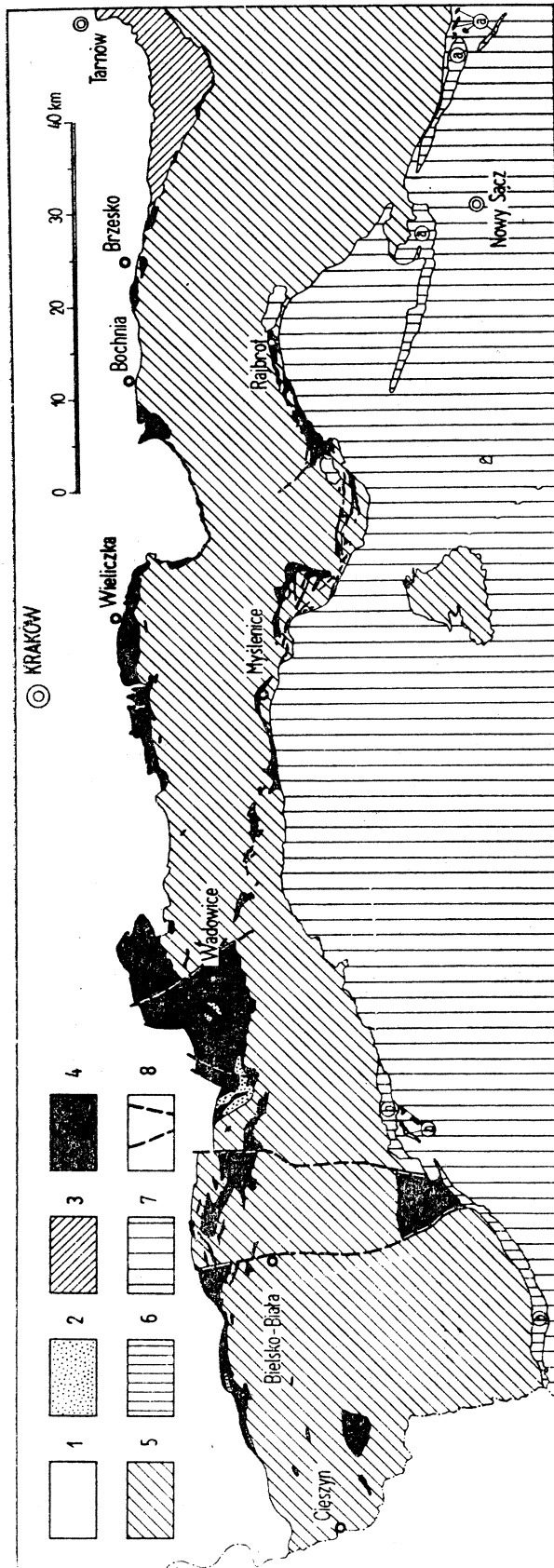


Fig. 7. Jednostki tektoniczne zewnętrznych Karpat fliszowych między Cieszynem a Tarnowem (według Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000). 1 — miocen autochtoniczny i parautochtoniczny; 2 — miocen w łuskach fliszowych; 3—7 flisz: 3 — jednostka skolska; 4 — jednostka podślaska; 5 — jednostka śląska; 6 — jednostka dukielsko-grybowska (a) i łuska przedmagurska (m); 7 — jednostka magurska; 8 — ważniejsze uskoki

Fig. 7. Tectonic units of the external Flysch Carpathians between Cieszyn and Tarnów (according to Detailed Geological Map of Poland 1:50 000). 1 — autochthonic and parautochthonic Miocene; 2 — Miocene in flysch scales; 3—7 flysch: 3 — Skole nappe; 4 — Sub-Silesian nappe; 5 — Silesian nappe; 6 — Dukla-Grybów nappe (a) and Fore-Magura scale (b); 7 — Magura nappe; 8 — more important faults

zwielokrotnienie miąższości pierwotnej i wypełnienie w postaci wysadu luki będącej wynikiem rozerwania wywołanego grawitacyjnym przemieszczaniem się fliszu jednostki śląskiej. Zjawisko diapiryzmu utworów jednostki podśląskiej w strefie okien tektonicznych było podkreślone przez Książkiewicza (1953) i Świdzińskiego (1971). Powstanie okien tektonicznych jednostki podśląskiej i wyciśnięcie w nich osadów aż do powierzchni terenu jest znacznie łatwiej wyjaśnić tensją niż kompresją.

W rozwoju okien tektonicznych można zatem wyróżnić dwa etapy: rozerwanie jednostki śląskiej na skutek ześlizgu fliszu ku północy i przytrzymaniu go przez jednostkę magurską, a następnie wyciśnięcie w powstałą szczelinę uplastycznionych mas jednostki podśląskiej pod działaniem nacisku geostatycznego fliszu obu nadległych jednostek.

ROLA SOLI I ILASTYCH OSADÓW MIOCENU ORAZ JEDNOSTKI PODŚLĄSKIEJ W GRAWITACYJNYCH ZEŚLIZGACH FLISZU KARPAT BRZEŻNYCH

Palinspastyczne odtworzenie zarysów dolnobadeńskiej panwi ewaporatowej i rozmieszczenia w niej stref facjalnych pozwala sól kamienią i osady ilaste miocenu uważać za jeden z głównych czynników ułatwiających grawitacyjne przemieszczanie fliszu na obszarze położonym na wschód od Wieliczki. Możliwość występowania utworów solonośnych pod nasunięciem Karpat przewidywał Teisseyre (1921a, 1927) na podstawie analizy facjalnej osadów miocenijskich.

Sól pod wpływem ciśnienia ulega uplastycznieniu i zachowuje się jak ciało półpłynne. Już przy ciśnieniu około 25 kG/cm^2 , czyli pod naciskiem kompleksu skalnego o miąższości około 120 m (Stamatiu, 1937) rozpoczyna się proces uplastycznienia soli kamiennej. Wynika z tego, że na obszarze położonym na zachód od Dębicy warunki niezbędne do uplastycznienia soli mogły istnieć już pod koniec badenu, a na zachód od Dębicy — w niższej części sarmatu dolnego.

Na przemieszczenia grawitacyjne fliszu brzeżnej strefy Karpat duży wpływ miało również stopniowe przesuwanie się strefy maksymalnej subsydencji zapadliska przedkarpackiego ku północy i północnemu wschodowi w badenie górnym i dolnym sarmacie. Zjawisko to było przedmiotem rozważań Teisseyre'a (1921a), Świdzkiego (1952), Korniejewej (1959), Alexandrowicza (1964, 1965), oraz Połtowicza i Starczewskiej-Popow (1973). W dolnym sarmacie osiowa część zbiornika sedymentacyjnego przebiegała na obszarze położonym dziś u czoła Karpat Środkowych między Tarnowem a Przemyślem. Na zachód od Tarnowa znajdowała się ona na terenie dzisiejszego przedgórza Karpat.

Trzecim czynnikiem, mającym zasadnicze znaczenie w procesie zaburzenia równowagi mas skalnych było wydźwignięcie Karpat fliszowych.

wych w sarmacie (Książkiewicz, 1972). Wtedy prawdopodobnie zaczęły powstawać na większą skalę ześlizgi grawitacyjne wzdłuż połączonych dyslokacji z odklucia prowadzące do zsunienia się fliszu na utwory solonośne badenu, a we wschodnich i południowych Karpatach na ewaporaty starszych ogniw miocenu.

Uwzględniając miąższość tylko młodszych od ewaporatów osadów badenu i dolnego sarmatu można przypuszczać, że między Tarnowem a Przemyślem pod koniec sedymentacji utworów dolnosarmackich różnica poziomu między stropem serii solnej na przedgórzu a powierzchnią terenu na obszarze Karpat wynosiła co najmniej 2500—3000 m. Przy ówczesnej odległości brzegu Karpat od jego dzisiejszego położenia, wynoszącej prawdopodobnie około 60 km, średnie nachylenie powierzchni stropowej ewaporatów na linii Przemyśl—Ustrzyki Górne było równe 4—5% (2—3°). Podobne nachylenie stoku, niezbędne dla zapoczątkowania ześlizgów grawitacyjnych skał po ewaporatach, podał Goguel (fide Lemoine, 1973) na podstawie badań prowadzonych w Alpach Zachodnich, gdzie występuje na skalę regionalną odklucie i zsuniecie ku zachodowi pokrywy osadowej masywu Belladonne po uplastycznionych solach triasowych, tworzącej odrębną płaszczowinę (Moret, 1951).

Na obszarze zapadliska przedkarpackiego najsilniejsza halotektonika osadów miocenskich znana jest z rejonu Cimpina—Ploesti—Tirgoviste. Liczne diapiry i wysady solne jak również towarzyszące im nasunięcia wśród utworów mio- i pliocenskich wskazują na związek przesunięć poziomych z tektoniką solną (Olteanu, 1965). Na istnienie zsuwów grawitacyjnych na obszarze Karpat Rumuńskich wskazał Mrazec (1933), wiążąc je z tworzeniem się rowu przedgórskiego i ześlizgiwaniem się ku niemu mas fliszowych. Podkreślił również rolę diapiryzmu soli miocenskich w tektonice brzeżnej strefy Karpat (Mrazec, 1935). Zagadnieniem ześlizgów grawitacyjnych na obszarze Karpat Wschodnich zajmował się również Săndulescu (1967).

Sól, tworząca „smar tektoniczny”, odegrała rolę w ześlizgach fliszu Karpat zewnętrznych tylko na obszarze położonym na wschód od Wieliczki. Prace Tołwińskiego (1956) i Poborskiego, Skoczylas-Ciszewskiej (1963) wyraźnie podkreśliły ich rolę w tektonice utworów miocenskich brzegu Karpat. Dalej na zachód nigdzie dotychczas nie natrafiono na występowanie soli, poza okolicami Żorów na Górnym Śląsku, gdzie znajdują się one już na obszarze przedgórza Karpat Zachodnich. Główna panew ewaporatowa sięgała prawdopodobnie po okolice Swoszowic, gdzie występują margle siarkonośne, będące utworem epigenetycznym.

Począwszy od okolic Bochni w brzeżnej strefie Karpat zaczynają się pojawiać utwory jednostki podśląskiej, które ku wschodowi, na skutek dyskrepancji tektonicznej poszczególnych jednostek fliszowych, stopniowo oddają się ku południowi od brzegu Karpat (J. Nowak, 1927). Na zachód od Bochni grubość przewierconych utworów jednostki podślą-

skiej waha się w bardzo szerokich granicach; od ich braku poprzez ślady w postaci wyciśniętych smug aż do kilkuset metrów (Konior, 1959), a miejscami mogą one przekraczać nawet dwa tysiące metrów (Burtan et al., 1974).

Można uważać za prawdopodobne, że na obszarze położonym na zachód od Wieliczki rolę „smaru tektonicznego” przejęły ilaste utwory jednostki podśląskiej. Na ogół nieznaczny stopień ich diagenetyzacji predestynował je do odegrania tej roli najbardziej z całego profilu fliszu brzeżnej strefy Karpat. Współuczestniczyły zapewne z nimi w tym procesie ilaste osady badenu występujące dzisiaj w postaci łusek w obrębie utworów fliszowych w okolicach Andrychowa i Kęt (Książkiewicz, 1951; W. Nowak, 1959).

Analizując kształt powierzchni nasunięcia utworów fliszowych na obszarze Karpat Cieszyńskich (Konior, 1938, 1959a; Tokarski, 1954, Wdowiarz, 1976) trudno sobie wyobrazić, aby tak cienka pokrywa fliszowa (zakładając nawet jej znaczne zerodowanie, które odbywało się zapewne współcześnie z szarżem) mogła być przesunięta na odległość dziesiątków kilometrów wyłącznie na skutek nacisków bocznych, bez udziału spełzowania grawitacyjnego. Obserwowane dziś zapadanie ku południowi powierzchni podłoża fliszu i utworów miocenkich oraz powierzchni nasunięcia fliszu może być wynikiem młodych stosunkowo ruchów wypiętrzających przedgórze Karpat, które spowodowały wycofanie się morza miocenkiego z obszaru zapadliska przedkarpackiego i zniekształcenie układu przestrzennego fliszu — utwory jego podłoża oraz nachylenie ku południowi powierzchni szarży brzeżnej strefy Karpat.

EWOLUCJA TEKTONICZNA ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO I BRZEŻNEJ STREFY KARPAT W BADENIE I SARMACIE

Stosunkowo dokładne rozpoznanie sejsmiczne przedgórza Karpat i ich brzeżnej strefy oraz liczne wiercenia umożliwiają odtworzenie historii rozwoju zapadliska przedkarpackiego w młodszym miocenie. Ilustruje to przekrój syntetyczny, wykonany w przybliżeniu wzdłuż linii Przemyśl — Lubaczów. Analiza miąższości utworów miocenkich rozpoznanej wiertniczo (tabela 1) prowadzi do wniosku, że w historii rozwoju tej części zapadliska przedkarpackiego można wyróżnić kilka etapów (fig. 8).

Etap I. Okres sedymentacji ewaporatów

W południowej części zapadliska, w strefie ulegającej stałej subsydencji dna zbiornika, odbywała się sedymentacja anhydrytu, gipsu i soli kamiennej. W północnej części zapadliska tworzyły się wyłącznie skały siarczanowe, a w brzeżnej strefie zbiornika ewaporatowego powstawały

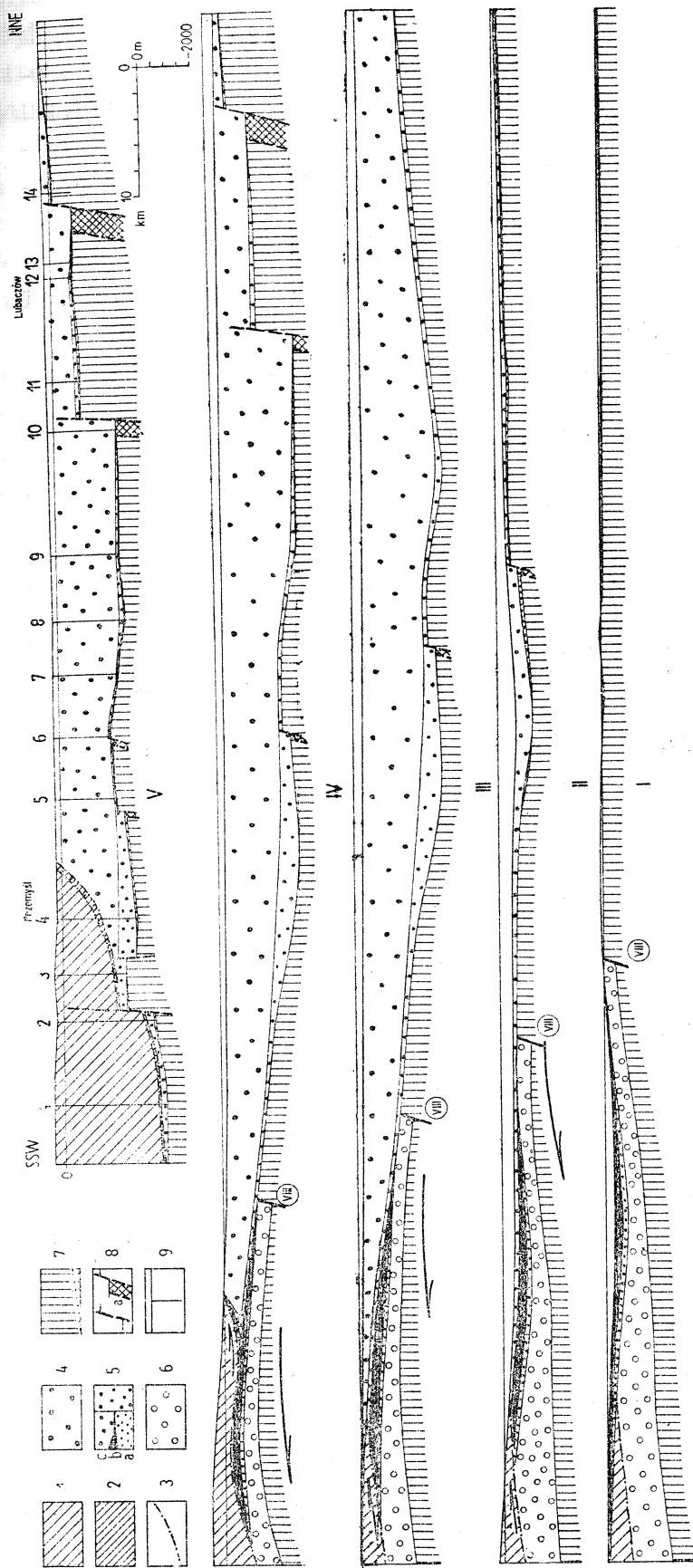


Fig. 8. Syntetyczny przekrój geologiczny przez brzeżną strefę Karpat i ich przedgórze wzdłuż linii Przemyśl — Lubaczów. 1 — flisz karpaccy; 2 — parautochtoniczne osady mioceneskie; 3 — główne nasunięcia karpaccy; 4—6 autochtoniczne osady mioceneskie; 4 — sarmat dolny; 5 — baden (a — seria podewaporatowa, b — ewaporaty, c — warstwy chodenickie i grabowieckie); 6 — ot-
tnang i karpac; 7 — podłoże; 8 — uskoki (a — przypuszczalne tensyjne rozwarły); 9 — profile otworów wiertniczych (vide ta-
bela I). Na obszarze przedgórza Karpat w stadiach III i IV wszystkie osady baden zaznaczono jednakowo, strzałkami pokazano
kierunek ruchu skał podłoża i fliszu. Etapy rozwoju zapadliska przedkarpaccy i brzeżnej strefy Karpat: I — w czasie sedy-
mentacji ewaporatów; II — w czasie sedymentacji warstw chodenickich i grabowieckich; III — w dolnym sarmacie; IV — na
przełomie sarmatu dolnego i górnego; V — stan obecny.

Fig. 8. Diagrammatical geological cross-section across the margin zone of the Carpathians and their foreland along the line Prze-
mysl — Lubaczów. 1 — Carpathian flysch; 2 — parautochthonic Miocene deposits; 3 — main Carpathian thrusts; 4—6 autochtho-
nic Miocene deposits: 4 — Lower Sarmatian; 5 — Badenian (a — postevaporite series, b — evaporites, c — Chodenice and Gra-
bowiec Beds); 6 — Otnangian and Karpathian; 7 — basement; 8 — faults (a — supposedly tensile — gaping); 9 — bore-holes
profiles (see Table I). On the territory of the Carpathian Fore-land in stages III and IV all the Badenian deposits were mark-
ed in the same way, arrows showing the direction of movement of basement rocks and flysch. The stages of the development
of the Fore-Carpathian basin and the Carpathian margin zone: I — at the time of evaporite sedimentation; II — at the time of
the Chodenice Beds and the Grabowiec Beds sedimentation; III — in the Early Sarmatian; IV — at the turn of the Early Sar-
matian; V — present day situation

skały węglanowe i klastyczne oraz rafy litotamniowe (obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Rostocze). Miejscami dochodziło do sedymentacji soli kamiennej (np. w małej zatoce salinarnej w okolicy dzisiejszego położenia miasta Przemyśla). Okres sedymentacji utworów dolnego badenu i ewaporatów badenu środkowego w północnej części zbiornika charakteryzował spokój tektoniczny. Mówi o tym małe zróżnicowanie miąższości osadów.

Tabela (Table) I

Zestawienie miąższości osadów miocennych i fliszowych w profilach odwiertów w przekroju Przemyśl — Lubaczów.

L.p.	nazwa odwiertu	miąższość osadów w m					
		osady autochtoniczne				osady parautochtoniczne	
		M ₄ ^{pe}	M ₄ ^e	M ₄ ^{ch+g}	M ₅	M	F
1	Cisowa IG 1	—	—	(240,0)	—	58,0	4012,0
2	Przemyśl 130	7,5	8,0	(324,5)	—	39,5	3377,5
3	Przemyśl 113	—	—	384,5	(56,0)	150,0	2150,0
4	Przemyśl 125	25,0	49,0 s	641,0	(680,0)	137,0	1568,0
5	Orły 2	3,0	14,0	31,0	2286,0	—	—
6	Walawa 1	2,0	13,0	75,0	2090,0	—	—
7	Stubienko 1	20,0	13,0	—	—	—	—
8	Nienowice 1	7,0	11,0	72,0	2350,0	—	—
9	Chotyniec 1	20,0	14,0	169,0	2570,0	—	—
10	Kobylnica	—	—	104,0	2492,0	—	—
	Wołoska 1	—	—	—	2590,0	—	—
11	Lubaczów 37	6,0	4,0	157,0	1084,0	—	—
12	Cetynia 1	10,9	30,3	967,0	—	—	—
13	Cetynia 7	35,5	25,0	52,0	1015,0	—	—
14	Basznia 1	20,0	—	345,0	—	—	—

Oznaczenia

M — miocen bez rozdzielienia, M₄ — baden: M₄^{pe} — baden dolny (seria podewaporatowa), M₄^e — baden środkowy (seria ewaporatów, S — sole), M₄^{ch+g} — baden środkowy i górny (warstwy chodenickie i grabowieckie), M₅ — sarmat dolny, F — flisz karpacki. W nawiasach podano miąższość niepełną, nie uwzględniono również miąższości osadów czwartorzędowych.

W południowej części zapadliska przedkarpackiego morze badeńskie transgredowało na obszar Karpat, czego efektem jest występowanie osadów badenu i dolnego sarmatu na nasuniętych utworach fliszowych („zatoła” rzeszowska).

Etap II. Okres sedymentacji warstw chodenickich i grabowieckich

Ruchy tektoniczne podłoża spowodowały stopniowe przemieszczanie ku północy stref zwiększonej subsydencji dna zbiornika sedymentacyjnego, co warunkowało szybszą sedymentację na obszarach ulegających

obniżaniu. W profilu odwiertu „4” miąższość osadów przekracza kilkanaście razy ich grubość w profilach odwiertów „5” — „14”. Skokowy wzrost miąższości osadów wskazuje na aktywność uskoku podczas sedymentacji.

Cały obszar zapadliska przedkarpackiego został przykryty morzem, za czym przemawia występowanie warstw chodenickich i grabowieckich prawie we wszystkich profilach odwiertów. Wyjątek stanowi profil „10”, lecz zjawisko to spowodowane zostało prawdopodobnie późniejszymi ruchami tektonicznymi.

Pod koniec badenu utwory fliszowe nasunęły się częściowo na osady badeńskie wzdłuż płaskich dyslokacji. Nasunięcie to zostało wywołane siłami tangencjalnymi powstałymi podczas zjawisk subdukcji w głębi orogenu. Materiał skalny, pochodzący z niszczenia utworów fliszowych i miocénskich, był transportowany ku północy i osadzany na południowym stoku zbiornika.

Z ruchami tektonicznymi tego etapu można wiązać lokalne zmiany zasięgu zbiornika sedymentacyjnego wyrażone przekraczającym ułożeniem osadów badenu środkowego na utworach dolnobadeńskich „zatoki” rzeszowskiej.

Etap III. Dolny sarmat

Nastąpiło dalsze przesunięcie ku północy osi zbiornika sedymentacyjnego i szybkie obniżanie się jego dna kompensowane sedymentacją. Miąższość osadów dolnosarmackich w centralnej części zbiornika przekracza 2500 m. Przebudowa tektoniczna zapadliska spowodowała obniżenie się północnej części jego obszaru. Nasilające się ruchy tektoniczne w Karpatach fliszowych, wywołane aktywnością podłoża, doprowadziły do stopniowego nasuwania się fliszu na autochtoniczne osady miocénskie przedgórza.

Na obszarze przedgórza Karpat miała miejsce intensywna tektonika dysjunktywna, odmłodzeniu uległy uskoki podłużne, posiadające najczęściej starsze założenia. Uskoki te posiadały przeważnie charakter dyslokacji tensyjnych, za czym może przemawiać znaczna szerokość stref bezrefleksyjnych, interpretowanych jako nieciągłości dyslokacyjne.

Dzięki zlokalizowaniu odwiertu „10” w strefie uskoku, przebiegającej przez Kobylnicę Wołoską, można określić czas powstawania tego uskoku. W profilu odwiertu „10” brak osadów badenu, podczas gdy występują one we wszystkich odwiertach sąsiednich tej części przedgórza. Ich brak w profilu „10” można tłumaczyć efektem rozrywania podłoża miocenu i rozsuwania się szczeliny uskoku oraz konsedymencyjnego niszczenia osadów w strefie dyslokacyjnej; z utworami podłoża bezpośrednio kontaktują osady dolnosarmackie. Prawdopodobnie taki sam charakter ma uskoku biegnący na północny wschód od Lubaczowa, równoległy do uskoku Kobylnicy Wołoskiej.

Etap IV. Przełom sarmatu dolnego i górnego

Dalsze wypiętrzanie Karpat fliszowych spowodowało naruszenie równowagi pomiędzy ich brzeżną strefą a przedgórzem. Uplastycznione sole pod wpływem nacisku skał nadkładu stały się ośrodkiem najbardziej podatnym na tworzenie się powierzchni dyslokacyjnych, wzdłuż których rozpoczęły się grawitacyjne ześlizgi fliszu brzeżnej strefy Karpat. Znaczne rozprzestrzenienie soli badeńskich w południowej części zbiornika salinarnego spowodowało objęcie ześlizgami grawitacyjnymi fliszu na obszarze od Przemyśla po Wieliczkę. Rozmieszczenie panwi solnych wzdłuż łuku Karpat: worotyjskich na przedgórzu Karpat Wschodnich i Południowych a badeńskich na przedgórzu Karpat Środkowych ułatwiło na skalę regionalną ześlizgi grawitacyjne fliszu i parautochtonicznych osadów miocenijskich po uplastycznionych solach i ilastych osadach towarzyszących im. Ześlizgami został objęty prawdopodobnie cały obszar Karpat brzeżnych. W Karpatach Zachodnich rolę ośrodka poślizgu przejęły ilaste utwory jednostki podśląskiej.

Etap V. Sarmat górny — czwartorzęd

W górnym sarmacie nastąpiło wydźwignięcie obszaru przedgórza Karpat — co spowodowało wycofanie się morza miocenijskiego ku południowemu wschodowi i zahamowanie zjawisk ześlizgów grawitacyjnych oraz częściową erozję osadów dolnosarmackich. Ruchy tektoniczne przedgórza Karpat i grawitacyjne przemieszczenia fliszu na odległość około 20 km zatarły stosunki przestrzenne Karpat fliszowych do ich przedgórza, jakie wytworzyły się w badenie i dolnym sarmacie. Dzisiejszy obraz tektoniczny jest wynikiem wszystkich nakładających się zjawisk diastroficznych od badenu do czwartorzędu włącznie.

Wydzielenie omówionych etapów wprowadzono dla łatwiejszego opisu zjawisk, jakie prawdopodobnie zachodziły w młodszym miocenie w zapadlisku przedkarpackim. W rzeczywistości proces rozwoju tektonicznego miał charakter ciągły, jakkolwiek istniały okresy większego spokoju tektonicznego lub nasilenia zjawisk diastroficznych i sedymentacyjnych.

Zakończenie

Dosunięcie brzegu Karpat do jego dzisiejszego położenia miało miejsce po dolnym sarmacie. Ruchy te zachodziły prawie równocześnie na całym brzegu Karpat. W brzeżnej strefie Karpat Rumuńskich zostało to udokumentowane transgresywnym ułożeniem osadów górnego sarmatu na sfaldowanych utworach miocenijskich po badeńskie włącznie nasuniętych na autochtoniczne osady sarmatu dolnego i środkowego (Motaş, 1967). Miejscami zanotowano również nieznaczne nasunięcia w obrębie osadów górnego sarmatu. Dopiero utwory meotu nie wykazują zdyslokowania.

Na terytorium Polski, gdzie profil miocenu kończą osady od dolnego badenu na przedgórzu Karpat Zachodnich poprzez utwory badenu środkowego i górnego do dolnego sarmatu na przedpolu Karpat Środkowych,

ostatecznego momentu dosunięcia brzegu Karpat nie można ustalić w sposób bezpośredni. Można tego dokonać jedynie na drodze dedukcji poprzez analizę rozwoju tektonicznego zapadliska przedkarpackiego i brzeżnej strefy Karpat, występującej w zasięgu transgresji badeńskiego-sarmackiej.

Maszynopis nadesłano IV 1976
przyjęto do druku IV 1978

LITERATURA — REFERENCES

- Alexandrowicz S. W. (1964), Przejawy tektoniki miocénskiej w Zagłębiu Górnośląskim. Miocene tectonics in the Upper Silesian Basin. *Acta geol. pol.* 14, 2, p. 175—228, Warszawa.
- Alexandrowicz S. W. (1965), L'évolution de l'avant-fosse des Carpathes et la stratigraphie du Miocène de la Pologne meridionale. *Carp.-Balkan Geol. Assoc., VII Congr. Sofia, Reports II, 1*, p. 189—193, Sofia.
- Andrusov D. (1960a), Zona Utesov (klippenov) v Karpatskoj sisteme. *Mat. Karp. — Balkan. assoc.* 1, p. 63—73, Kiev.
- Andrusov D. (1960b), Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. *Mitt. Geol. Ges.* 51, p. 1—18, Wien.
- Andrusov D. (1963), Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales. *Livre à la mémoire du prof. Paul Fallot*, II, p. 49—53, Paris.
- Andrusov D. (1968), Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. 188 p. Bratislava.
- Birkenmajer K. (1952), W sprawie morskiego miocenu na Podhalu (La question du Miocène marin de Podhale Karpates Centrales). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 21, 2, p. 235—278, Kraków.
- Birkenmajer K. (1960), Geology of the Pieniny Klippen Belt in Poland. *Jb. Geol. Bundesanst.* 103, p. 1—36, Wien.
- Birkenmajer K. (1970), Prздеоосёńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski (Pre-Eocene fold structures in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) of Poland). *Studia geol. pol.* 31, 69 p. Warszawa.
- Burtan J., Sokołowski S., Liszkowa J., Szotowa W., Szczurowska J. (1974), Problem Karpat fliszowych i głębokiego podłoża w oknie tektonicznym Wiśniowej (The problem of the Flysch Carpathians and of the deep basement in the tectonic window at Wiśniowa). *Biul. Inst. Geol.* 237, p. 97—192, Warszawa.
- Cimbalnik M., Kruis B., Wyskočil P. (1967), Recent crustal movements in the ČSSR. *Stud. Geophys. Geodet.* 11, 3, p. 354—357, Praha.
- Ciocărdel R., Popp N. (1967), Mouvements verticaux récents reflétés dans la géomorphologie du territoire de la Roumanie. *Assoc. Géol. Carp. — Balkan VIII Congr. I*, p. 59—65, Beograd.
- Ciocărdel R., Socolescu M., Teodorescu C. (1967), Fractures majeures de l'écorce terrestre dans le domaine Carpato-Palkénique. *Assoc. Géol. Carp. — Balkan VIII Congr. I*, p. 49—58, Beograd.
- Dewey J. F., Bird J. M. (1970), Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 75, No 14, p. 2615—2647, Richmond.
- Dlaďač M. (1964), Vznik pŕikrovů flyšového pásma na Morave gravitačnimi skluzy. *Věstn. Ustr. ustavu geol.* 39, No 1, p. 37—38, Praha.

- Dzuleński S. (1953), Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland). *Acta geol. pol.* 3, 3, p. 325—440. Warszawa.
- Gignoux M. (1948), La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France* 18, p. 739—761, Paris.
- Gignoux M. (1950), Meditation sur la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci.* 27, p. 1—34, Grenoble.
- Goetel W., Sokołowski S. (1930), Tektonika serii reglowej Zakopanego (La structure tectonique de la zone subatrique aux environs de Zakopane). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 6, p. 235—301, Kraków.
- Grabowska-Hakenberg H. (1961), Próba tłumaczenia tektogenezy Karpat centralnych teorią splayów grawitacyjnych (Attempts on interpretation of tectogenesis of Central Carpathians using the theory of gravitational slides). *Prz. geol.* 3, p. 267—268, Warszawa.
- Grabowska-Hakenberg H. (1962), Tektogeneza Alp francuskich w świetle teorii splayów grawitacyjnych i próba zastosowania tej teorii w tektogenezie Karpat centralnych (Tectogenesis of the French Alps in the light of the theory of gravity flowage, and attempt at applying this theory in the tectogenesis of the Central Carpathians). *Kwart. geol.* 6, 4, p. 695—705, Warszawa.
- Haarmann E. (1930), Die Oszillationstheorie. Eine Erklärung der Krustenbewegung von Erde und Mond. 260 p., Stuttgart.
- Halicki B. (1930), Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 5, 3—4, p. 377—504, Warszawa.
- Halicki B. (1955), O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach. *Acta geol. pol.* 5, 1, p. 81—97, Warszawa.
- Jednorowska A., Konior K. (1969), Utwory płaszczowiny podśląskiej w wierceniu Cieszyn 10 (Deposits of Sub-Silesian nappe in borehole Cieszyn 10). *Kwart. geol.* 13, 1, p. 166—175, Warszawa.
- Karnkowski P. (1969), Formowanie się złóż ropy naftowej i gazu ziemnego na tle geologii Przedgórza Karpat polskich (Formation of oil, natural gas, and the geology of the Polish Carpathian Foreland). *Pr. Inst. Geol.* 100 p., Warszawa.
- Karnkowski P., Łapinkiewicz A. (1965), Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu przedgórza Karpat Północnych. 1:200 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kisłowski A. (1973), Nowe poglądy dotyczące głębokiej budowy Zachodnich Karpat i związane z nimi kierunki poszukiwań węglowodorów (New views on the deep structure of Western Carpathians and the related trends of hydrocarbon explorations). *Nafta* 3, p. 97—103, Kraków—Katowice.
- Kisłowski A., Połtowiec S. (1976), Regionalny przekrój geologiczny Kraków—Zakopane w świetle badań sejsmicznych (Karpaty Środkowe) (Geological section in the Kraków—Zakopane plane in the light seismic investigations (Middle Carpathians). *Acta geol. pol.* 26, 4, p. 609—615, Warszawa.
- Konior K. (1938), Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie obszaru arkusza Biała—Bielsko (Études sur la structure géologique du bord Karpatique dans la région de Biała-Bielsko). *Pol. Akad. Um. Pr. geol.* 5, 76 p., Kraków.
- Konior K. (1959), Map of isopachytes of the Sub-Silesian nappe in the Cieszyn and Bielsko Region and its significance for stratigraphic and tectonic investigations. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. sci. chim. géol. géogr.* 7, 11, p. 845—850, Varsovie.
- Konior K. (1960a), Nowy przekrój poprzeczny przez brzeg karpacki na zachód od

- Bielska (New transverse section of the Carpathian border zone west of Bielsko (Western Carpathians)). *Biul. Inst. Geol.* 141, p. 33—46, Warszawa.
- Konior K. (1960b), Kontakt płaszczowiny podśląskiej z miocenem i miocenu z karbońskim podłożem w wierceniu C10 koło Cieszyna (Le contact de la nappe subsilésienne avec la Miocène et du Miocène avec le substratum carbonifère dans la forage C10 près de Cieszyn). *Kwart. geol.* 10, 2, p. 149—159, Warszawa.
- Korneeva B. T. (1959), Geologičeskoe stroenie i neftenosnost' jugozapadnego Predkarpát'ja i prilegajuščej časti Sovetskich Karpat. *Trudy Vsesoj. Neft. Nauč.-issled. geol. razv. inst. (VNIGRI)* 141, 198 p., Leningrad.
- Kossman E. O. (1933), Przeciwn klasycznej teorii płaszczowinowej. *Czasop. Przyr. Tow. Przyr. im. S. Staszica w Łodzi* 7, z. 1—3, p. 18—32, 113—128, Łódź.
- Kotański Z. (1961), Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. *Acta geol. pol.* 11, 2—3, p. 178—412, Warszawa.
- Kozikowski H. (1953), Budowa geologiczna okolic Klęczan—Pisarzowej (Geological structure of the region of Klęczany—Pisarzowa). *Biul. Inst. Geol.* 85, 60 p., Warszawa.
- Kozikowski H. (1956), Jednostka Ropy-Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna Karpat fliszowych (Ropa—Pisarzowa unit, a new tectonic unit of the Polish Flysch Carpathians). *Biul. Inst. Geol.* 110, p. 95—137, Warszawa.
- Kozikowski H. (1969), Facjalne i strukturalne strefy płaszczowiny magurskiej w Polsce i ich związek z bitumicznością regionu (Facial and structural zones of the Magura nappe in Poland and their relation with bituminization of the region). *Pr. Inst. Naft.* 68, 67 p., Katowice.
- Kruglov S. S. (1965), Marmarošskie utesy kak sledstvie razvitija glubinnogo razloma. *Carp.-Balkan. Geol. Assoc. VII Congr. Reports* I, p. 51—54, Sofia.
- Kruglov S. S., Smirnov S. E. (1967), Sravnitel'naja charakteristika geologičeskogo stroenija marmarošskoj i penin'skoj utesevych zon Sovetskich Karpat. *Assoc. Géol. Carp.-Balkan VIII Congr.* 1, p. 147—152, Beograd.
- Książkiewicz M. (1951), Objaśnienie arkusza Wadowice, Ogólna Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. List Wadowice, objaśnienia. 283 p., Warszawa.
- Książkiewicz M. (1953), Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. In: *Regionalna geologia Polski. I. Karpaty* z. 2. *Tektonika*, p. 305—362, Kraków.
- Książkiewicz M. (1954), Evolution of the Carpathian Flysch geosyncline. *Congr. Géol.-Intern.* 1952, Sect. 13, p. 6—15, Alger.
- Książkiewicz M. (1956), Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rundsch.* 45, 2, p. 369—411, Stuttgart.
- Książkiewicz M. (1960), Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych (Paleogeografičeskij očerk Pol'skich Fliševych Karpat). *Mat. Karp.-Balkan assoc.* 3, p. 53—76, Kiev.
- Książkiewicz M. (1960—1963), Evolution structurale des Carpathes polonaises. *Livre à la mémoire du prof. Paul Fallot* II, p. 529—562, Paris.
- Książkiewicz M. (1972), Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika, cz. 3. Karpaty, 228 p., Warszawa.
- Książkiewicz M. (1977), Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat (Hypothesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 47, 3, p. 329—353, Warszawa-Kraków.
- Laubscher H. P. (1971), Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. *Geol. Rundsch.* 60, 3, p. 813—833, Stuttgart.
- Laubscher H. P. (1973), Alpen und Plattentektonik. Das Problem der Bewegungsdiffusion an kompressiven Plattengrenzen. *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.* 124, 1, p. 295—308, Hannover.
- Lemoine M. (1973), About gravity gliding tectonics in the Western Alps p. 201—

- 216, In: *Gravity and tectonics*. Edit. K. A. De Jong & R. Scholten. N. York-London-Sydney-Toronto.
- Limanowski M. (1911), Geologiczne przekroje przez wielki fałd Czerwonych Wierchów między Doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach (Coupes géologiques par le grand pli couché des Montagnes Rouges (Czerwone Wierchy) entre la vallée de la Sucha Woda et la vallée Chochołowska (Tatra). *Rozpr. Pol. Akad. Um.* 51, Ser. III, No 11, p. 41—80, Kraków.
- Limanowski M. (1922), O krzyżowaniu się łańcuchów Europy Środkowej w Polsce i o liniach anagogenicznych, biegnących pod temi łańcuchami (Sur le croisement successif des chaînes de l'Europe centrale en Pologne et sur les lignes anagogiques de ses chaînes). *Spraw. Pol. Inst. Geol.* 1, 4—6, p. 557—577, Warszawa.
- Małkowski S. (1923), Sprawozdanie z badań fliszu Magórskiego i fliszu granicznego w okolicy Krościenka nad Dunajcem (Compte-rendu des explorations géologiques du Flysch des environs de Krościenko sur la Dunajec). *Spraw. Pol. Inst. Geol.* 2, p. 17—26, Warszawa.
- Merlić B. V. (1965), Svjaz' verchneneogenovogo magmatizma i rudogeneza Zakarpat'ja s głubinnymi razlomami. *Carp. -Balkan Geol. Assoc. VII Congr. Reports I*, p. 61—66, Sofia.
- Moret L. (1951), Les idées nouvelles sur l'origine de montagnes. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci.* 28, p. 1—56, Grenoble.
- Motaş C. (1967), Rapports structuraux entre la dépression Gétique et la Plateforme Moesique. *Assoc. Géol. Carp. -Balkan VIII Congr. I*, p. 163—166, Beograd.
- Mrazec L. (1933), L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates Roumaines. *Sbor. Stat. Geol. ČSR* 10, p. 1—26, Praha.
- Mrazec L. (1935), O diapiryzmie. In: *Karpaty i Przedgórze*. 3, Zjawiska diapiryzmu oraz geologia złóż bitumicznych Rumunii. p. 1—20, Warszawa-Borysław-Lwów.
- Mrazec L., Teisseyre W. (1902), Über oligocäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau) (Ein Beitrag zur Tektonik der rumänischen Karpathen). *Jhb. k. -k. geol. Reichsanst.* 51 (1901), p. 235—246, Wien.
- Ney R. (1975), Tectogenesis of the Carpathians in the light of new tectonics of the Earth's Globe. *Mat. Pr. Inst. Geof. PAN*, 82, p. 95—110, Warszawa.
- Ney R. (1976), The Carpathians and plate tectonics. *Prz. geol.* No 6, p. 309—316, Warszawa.
- Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K. (1974), Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego (Outline of paleogeography and evolution of lithology and facies of Miocene layers on the Carpathian Foredeep). *Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie* 82, 51., Warszawa.
- Nowak J. (1927), Zarys tektoniki Polski. Esquisse de la tectonique de la Pologne. *II Zjazd Słow. Geogr. Etnogr. w Polsce*. 160 p., Kraków.
- Nowak J. (1932), Uwagi o niektórych metodach badawczych stosunku Podola do Karpat (Über gewisse Untersuchungsmethoden des Verhältnissen zwischen Podolien und Karpathen). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 8, 1, p. 172—238, Kraków.
- Nowak W. (1959), Geologia brzegu karpackiego między Andrychowem a Sołą. Geology of the Carpathian border between Andrychów and the Soła river. *Biul. Inst. Geol.* 132, p. 149—189, Warszawa.
- Nowak W. A. (1975), Uwagi o głębokiej budowie zachodniej części polskich Karpat fliszowych i ich podłoża (rejon Cieszyn-Andrychów). *Kwart. geol.* 19, 4, p. 968—969, Warszawa.

- Olteanu G. (1965), Salt rising mechanism in the pre-carpathian area on the Plo-
ești region. *Carp.-Balkan Geol. Assoc. VII Congr. I*, p. 157—163, Sofia.
- Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K. (1963), O miocenie w strefie na-
sunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni (Miocene in the zone of
the Carpathian overthrust in the area of Wieliczka and Bochnia). *Rocz. Pol.
Tow. Geol.* 33, 3, p. 339—346, Kraków.
- Połtowicz S. (1972), Warstwy balickie na zachód od Dunajca. Layers of Ba-
lice to the west from Dunajec. *Geof. geol. naft.* 11—12, p. 356—363, Kraków.
- Połtowicz S. (1974), Problem utworów karpatianu w podłożu Karpat Zachod-
nich (The sediments of Carpathian in the basement of West Carpathians).
Geof. geol. naft. 5—6, p. 121—126, Kraków.
- Połtowicz S., Starczewska-Popow A. (1973), Rozwój zapadliska przed-
karpackiego między Tarnowem a Przemyślem (The development of the Car-
pathian Foredeep between Tarnów and Przemyśl, Polish eastern Carpathian).
Rocz. Pol. Tow. Geol. 43, 4, p. 495—517, Kraków.
- Rabowski F. (1931), Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską
a Doliną Kondratową (Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeli-
ska et de Kondratowa dans la Tatra). *Spraw. Pol. Inst. Geol.* 6, 4, p. 742—746,
Warszawa.
- Rabowski F. (1959), Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High-Tatric se-
ries in Western Tatra). *Pr. Inst. Geol.* 27, 178, p., Warszawa.
- Rabowski F., Goetel W. (1925), Budowa Tatr. Pasma reglowe (Les nappes
de recouvrement de la Tatra). *Spraw. Pol. Inst. Geol.* 3, 1—2, p. 189—206, War-
szawa.
- Roman C. (1970), Seismicity in Romania — evidence for the sinking lithosphere.
Nature 229, 5277, p. 1176—1178, London.
- Săndulescu M. (1967), La nappe de Haghimaș — une nouvelle nappe de décou-
lement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balkan, VIII Congr.*
1, p. 179—185, Beograd.
- Sikora W. (1962), New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. *Bull.*
Acad. Pol. Sci. Sér. sci. géol. géogr. 10, 4, p. 203—211, Varsovie.
- Sikora W. (1971), Tectonic phases in the geosyncline of Polish Outer Carpathians
I *Simp. o orog. faz u prost. alp. Evrope* p. 65—83, Beograd-Bor.
- Sikora W. J. (1976a), Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt li-
tosfery (Cordilleras of the Western Carpathians in the light of the plate tec-
tonics theory). *Prz. geol.* 6, p. 336—349, Warszawa.
- Sikora W. J. (1976b), On lineaments found in the Carpathians. *Rocz. Pol. Tow.*
Geol. 46, 1—2, p. 3—37, Kraków.
- Smoluchowski M. (1909), Some remarks on the mechanics of overthrusts. *Geol.*
Mag. Decade V, 6, 539, p. 204—205 (Pisma Marjana Smoluchowskiego, 2, p. 23—
24, Kraków 1927).
- Sollogub V. B., Prosen D., Militser G. -red. (1971), Stroenie zemnoj kory
central'noj i jugo-vostočnoj Evropy, 286 p., Kiev.
- Stamatiu M. (1937), Quelques remarques sur la plasticité du sel gême. *Bul. Soc.*
Rom. Geol. 3, p. 143—159, București.
- Stille H. (1953), Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. Geol. Jhb.*
8, 239, p., Hannover.
- Subbotin S. I. (1961), O svjazi mestoroždenij nefti i gaza s glubinnymi razlo-
mami na territorii Ukrainskoj SSR. *Geol. Sbor. Lvov. Geol. Obšč.* 7—8, p. 39—
53, Lvov.
- Świdorski B. (1952), Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych (Voprosy tekto-
niki severnych Karpat). *Pr. Państw. Inst. Geol.* 8, 142 p., Warszawa.

- Świdziński H. (1971a), O rozmiarach przesunięć poziomych w północnych Karpatach Fliszowych (The extent of horizontal displacements in the Northern Flysch Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 41, 1, p. 181—219, Kraków.
- Świdziński H. (1971b), Tektonika Polskich Karpat Fliszowych (Tectonique des Carpates flyscheuses polonaises). *Zesz. nauk. AGH. Geol.* 15, p. 7—19, Kraków.
- Teisseyre W. (1921a), Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. La tectonique comparée des Subkarpathes. *Kosmos* 46, p. 242—474, Lwów.
- Teisseyre W. (1921b), O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego (La limite interne de l'affaissement subcarpathique et ses relations avec la bordure du Flysch carpathique). *Spraw. Pol. Inst. Geol.* 1, z. 2—3, p. 103—121, Warszawa.
- Teisseyre W. (1924), Zjawisko wulkanów błotnych w Karpatach a prawo migracji węglowodorów (Le phénomène des volcans de boue dans les Carpathes et la loi de migration des hydrocarbures). *Kosmos* 49, p. 295—298, Lwów.
- Teisseyre W. (1926), Metodyka kryptotektoniki a podłoże Karpat (La méthode de la cryptotectonique et le soubassement des Carpathes). *Kosmos* 51, p. 410—467, Lwów.
- Teisseyre W. (1927), Kilka słów o homologii brzegu karpackiego i o znaczeniu formacji solnej dla tektoniki Karpat (Quelques mots sur l'homologie du bord des Carpates et sur la portée de la formation salifère pour la tectonique des Carpates). *Pam. II Zjazdu Słow. Geogr.* 1, p. 233—242, Kraków.
- Teisseyre W. (1932), O możliwości objaśnienia złudzeń wizualnych co do tzw. kanałów Marsa na zasadzie epirogenезы ziemskiej. Pogląd krytyczny na ruchy ładotwórcze w Polsce. *Arch. Nauk.* 5, p. 239—262, Lwów.
- Tokarski A. (1954), Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego (Subsurface tectonics of the Cieszyn Flysch). *Acta geol. pol.* 4, 3, p. 307—340, Warszawa.
- Tollmann A. (1970), Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. In: Ostalpen — Tektonik I. Geotekt. Forsch. 34, p. 1—90, Stuttgart.
- Tołwiński K. (1956), Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów (The chief elements of the Carpathian Mts and the Salides Range). *Acta geol. pol.* 6, 2, p. 75—226, Warszawa.
- Vialov O. S. (1957), Déjaki pytanja séjsmotéktóniky Schidnych Karpat i pryłéhlych oblastej. *Geol. Žurn. AN URSR* 17, 2, p. 16—20, Kiev.
- Vialov O. S., Bojčevskaja L. T. (1971), O stroenii vnutrennoj zony predkarpatskogo progiba v rajone peremyšl'skoj sigmoidy. *Geol. Sbor.* 13, p. 3—14, Lvov.
- Watycha L. (1963a), Flisz magurski południowej części Gorców (Magura flysch of the southern part of the Gorce Mts.). *Prz. geol.* 3, p. 371—379, Warszawa.
- Watycha L. (1963b), Problem przepuszczalności w przekroju geologicznym Cichorzyn-Zielone Skałki (Problem of permeability in the geological cross section Cichorzyn-Zielone Skałki). *Prz. geol.* 7, p. 325—326, Warszawa.
- Watycha L. (1964), Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusze: Nowy Targ, Krościenko, Piwniczna. Wyd. Geol., Warszawa.
- Wdowiarz S. (1974), Tektonika Karpat przemyskich p. 72—75. In: S. Wdowiarz et al.: Budowa geologiczna jednostki skolskiej i jej podłoża w profilu otworu Cisowa IG 1 (Geological structure of the Skole Unit and its basement in the basement in the column of the Cisowa IG 1 borehole). *Biul. Inst. Geol.* 273, Warszawa.
- Wdowiarz S. (1976), O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce (On the relation of the Carpathians to the Carpathian Foredeep in Poland). *Prz. Geol.* 6, p. 350—357, Warszawa.
- Zoubek V. et al. (1961), Tectonic development of Czechoslovakia. 226 p., Praha.

SUMMARY

Palinspastic reconstruction of the Badenian sedimentary basin east of Kraków shows that the Carpathian margin in the Badenian had been several dozen kilometres south of its present position (fig. 1).

The position of the Flysch Carpathian margin so far south at the time of the Badenian sedimentation allows for the inferences concerning the orogenic reduction of the external Flysch Carpathians. Along the geological cross-section Kraków — Nowy Targ the original width of the zones, which was taken over by the flysch deposits in the sedimentary basin, was at least 300 kilometres. The orogenic reduction of the external Flysch Carpathians exceeded 80%.

NEW GLOBAL TECTONICS AND TECTOGENESIS OF THE EXTERNAL FLYSCH CARPATHIANS

According to the plate tectonics theory the Alpine chains had been folded in the collision zone of the two continental plates, the Euroasiatic and the African (Fig. 2). In the Carpathians the subduction zone in the Tertiary ran along the contact line of the external and internal Carpathians, on the territory of the present-day Pieniny Klippen zone and in the narrow strip lying north of it. There exists a trace of the consumed part of the geosyncline apparent in the large regional dislocation called the „peripieninian lineament” which can be traced eastwards in Transcarpathian Ukraine and Maramureş (Roumania). The „peripieninian lineament” extends down to a considerable depth. According to the refraction method of seismic research, the Moho discontinuity is thrown down on its northern side by about 10.000 to 20.000 metres. The „peripieninian lineament” is most probably a young tectonic feature conditioned by the Middle and Late Kimmerigian faults. Along this feature at least from the Cretaceous till the end of Miocene there occurred underthrusting movements of the Euroasiatic plate and the consumption of the flysch geosyncline basement together with its foreland, and presumably of a considerable part of the Carpathian flysch (Fig. 2, 4).

In the zone north of the Peripieninian lineament there is a narrow strip of the negative gravity anomalies which in the light of the new global tectonics very probably marks the regional chain of faults connected with the subduction of the Euroasiatic plate. These faults probably lie almost parallel to the Pieniny Klippen Zone (Fig. 3, 6).

On the territories of western Slovakia and Poland in the „peripieninian lineament” in the Late Miocene there probably occurred subsidence movements causing the formation of the Orawa — Nowy Targ depression, filled with fresh water Neogene sediments (Fig. 5) more than 1500 metres thick.

The Tertiary subduction zone of the Carpathian basement is still ac-

tive tectonically. The contemporary uplifting movements noted in Slovakia and Maramureş confirm this.

The main orogenic reduction had taken place before the Badenian. The ocean crust of the flysch geosyncline basement had been consumed at that time. In the Badenian and Early Sarmatian the underthrusting movements of the basement had been temporarily weakened. The consolidated longitudinal faults often had been formed then on the territory of the Carpathian Foreland.

The longitudinal faults (NW — SE) of the Central Carpathian Foreland are specific for their greater width as compared to the transversal faults (Fig. 6). The width of the reflectionless zones is often several hundred metres and in places exceeds 1.5 kilometres. These zones may be interpreted as tension faults present in the continental plate boundary zone which is gradually subducted.

The transversal dislocations (SW — NE) are often of transcurrent or oblique-slip nature and along them there can be observed horizontal dislocations of the geologic boundaries. In the vicinity of one of these transcurrent faults a tectonic fissure was found in a borehole in the Malm limestones. Its slickensides points to horizontal displacement, (Pl. I) and it is filled with a clayey material containing Turonian microfauna. This attests to both the rejuvenation in Miocene of the older, fore-Cretaceous open fissures and their constriction as well as to the horizontal displacement after the Cretaceous.

GRAVITY SLIDING OF THE MARGINAL CARPATHIAN FLYSCH

Considerable narrowing of the flysch geosyncline and the far reaching displacement of the Carpathian nappes is usually explained by lateral stress causing the folding of the Carpathians. However, many facts indicate that in the formation of the flysch nappes, gravity tectonics played an important part. In the case of exclusive lateral stresses activity, the flysch rocks of the southernmost Magura nappe and the masses of the southern part of the lower tectonic units in the marginal Carpathians would form tectonic mega-breccias which would not be able to transfer strength farther north. Mega-breccias of this kind have never been observed anywhere.

In the northern part of the Flysch Carpathians there usually are present complicated tectonic structures. There are several tectonic windows of different units of extremely intricate tectonics (Fig. 6). In the central and the southern part of the external Flysch Carpathians the tectonics is far less complicated than in the northern part.

In the case of exclusive lateral stresses the most complicated structures would be formed in the southern part of the external Carpathians, in the vicinity of the active forces and not in the marginal zone of the

Carpathians, on the peripheries of their activity. The fundamental cause of the tectogenesis of the marginal zone in the Carpathians was probably the equilibrium disturbance caused by subduction and sliding northwards and north-eastwards of the foredeep axis.

The absence of a wide zone of tensional faults in the southern part of marginal Flysch Carpathians can be explained by synchronic underthrust movements of the Carpathian basement, largely compensating for the gravity sliding of the flysch. The zone of tectonic windows of the Sub-Silesian nappe in the belt between Wadowice and Rajbrot (Fig. 7) can be the trace left over after the rupture of the Silesian nappe in front of the border of the overthrust Magura nappe. The tensional fissures were filled with folded and diapirically squeezed out formations of the Sub-Silesian nappe.

THE IMPORTANCE OF MIOCENE SALT AND CLAY DEPOSITS AND THE SUB-SILESIAN NAPPE IN THE GRAVITY TECTONICS ALONG THE NORTHERN MARGIN OF THE FLYSCH CARPATHIANS

The reconstruction of the palaeogeography of the Badenian saliniferous basin and the arrangement of the facial zones allows for the salt and the accompanying clay deposits to be considered the main factor facilitating the flysch gravity sliding on the territory east of Wieliczka. The salt is plasticized already under the pressure of 25 kG/cm² (which is equivalent to the push of rocks 120 metres thick). It is evident that on the territory west of Dębica the conditions needed for the beginning of the salt plasticization existed already at the end of Badenian and east of Dębica in the lower part of the Lower Sarmatian.

Gradual shifting of the maximum zone of sinking of the Carpathian foredeep towards north and north-east had considerable influence on the gravity sliding of the flysch in the marginal zone of the Carpathians.

The third factor operating in the process of gravity equilibrium disturbance of the flysch rocks was the uplifting of the Flysch Carpathians in Sarmatian. It was probably then that the gravity slidings on a large scale began to form. They appeared along flat surfaces of décollement and slippage of flysch into the saliferous Badenian formation and in the eastern and southern part of the Carpathian foredeep into evaporite older than Badenian (the Worotyszcze Beds).

On the contemporary territory of the Carpathians between Tarnów and Przemyśl towards the end of the sedimentation of the Lower Sarmatian the difference of level between the top of the saliferous series in the Carpathian foredeep and the surface of the Carpathians was at least 2500 — 3000 metres. The average slope of the evaporites top surface was 4 — 5% (2—3°). This slope is enough to originate the gravity slidings along the plasticized salts and clay deposits.

Miocene salts played a great part in the gravity slidings of the flysch

in the external Carpathians only in the territory east of Wieliczka because the main saliniferous basin was not extended farther west. In the western Carpathians the role of salts was probably taken over by the clay sediments of the Sub-Silesian nappe. They formed tectonic breccia in the base of Silesian nappe. Miocene clay formations appearing under the Carpathian flysch fault participated with them in the process.

The surface shape analysis of the overthrust of the Teschen nappe, which had on a considerable area a thickness of only several hundred metres, also implies that the main factor in flysch shifting are gravity forces. So thin a rock cover could not be shifted by means of lateral compression, but it could slide into its foreland under the influence of gravity forces.

TECTONIC EVOLUTION OF THE FORE-CARPATHIAN BASIN THE MARGIN ZONE OF THE CARPATHIANS IN BADENIAN AND SARMATIAN

Seismic exploration and test borings in the Carpathian Foreland and the margin zone allows for reconstruction of the history of the development of the Fore-Carpathian basin in the Badenian and Sarmatian. It is illustrated by a synthetic cross-section transversally led across the Fore-Carpathian basin in the vicinity of the eastern Polish boundaries (Fig. 6, 8).

In the tectonic development of the described zone can be distinguished several stages:

Stage I. Period of the evaporites sedimentation (the beginning of Middle Badenian).

In the southern part of the basin the sedimentation of evaporites together with the sedimentation of salts occurred. In the northern part anhydrites and gypsum were deposited, and in the marginal zone of the basin carbonate rocks of chemical origin and clastic rocks and Lithothamnium limestones were formed. In the southern part the Miocene sea transgressed over the territory of the Carpathians. The appearance of Miocene deposits on the flysch gives evidence of this.

Stage II. Period of Chodenice Beds sedimentation (Middle Badenian) and sedimentation of Grabowiec Beds (Late Badenian).

Tectonic movements caused the dislocation to the north of the increased subsidence zone which resulted in quicker sedimentation in the axial part of the Fore-Carpathian basin. This part was sagging quicker than in the peripheral parts of the sedimentary basin. Saltatory increase in thickness of the deposits in the fault zones can point to the tectonic character of the faults. Towards the end of Badenian, flysch rocks had been partly thrust over the Badenian deposits along the flat surfaces of décollement.

Stage III. Lower Sarmatian.

Further dislocation followed towards the north and northeast of the axis of the sedimentary basin and quick sagging of the bottom was compensated by sedimentation. The Lower Sarmatian deposits reached a thickness in some places exceeding 3.000 metres. The southern part of this territory had been uplifted. The vivacity of tectonic activity in the subduction zone resulted in a gradual overthrusting of the flysch over the autochthonous Miocene deposits in the Carpathian foreland. Longitudinal faults, probably of tensile character, showed considerable activity.

Stage IV Boundary of the Early and Late Sarmatian.

Further uplifting of the Flysch Carpathians caused the disturbance of the gravity equilibrium between the margin zone of the Carpathians and the foreland. Plasticized salts under the influence of rock cover were the most easily influenced environment for the formation of gravity slidings, which encompensated the marginal zone of the Carpathians. On the territory of the Central Carpathians, Badenian salts served as the tectonic „grease”, on the territory of Eastern and Southern Carpathians — the salts of the Worotysszcze Beds. Because of wide expansion of salts in the formations of the Fore-Carpathian basin the gravity slides of the marginal flysch zone were regional phenomena. In the Western Carpathians the role of the medium facilitating the gravity flysch dislocation was taken over by clay sediments of the Sub-Silesian nappe.

Stage V. Late Sarmatian — Pliocene.

During the Late Sarmatian the area of the Carpathian Foreland was uplifted. This caused the regression of the sea towards the southeast. Partial erosion of the Lower Sarmatian deposits followed. Further flysch gravity slidings occurred, encompassing the area of the Carpathians about 20 km wide. The subduction zone became active, further thrusting movements followed in the Carpathian Foreland. The present-day situation is the result of the latest movements of the basement of the Carpathians and its foreland.

The push of the internal Carpathian margin up to its present position occurred after the Early Sarmatian. These movements were contemporaneous with the analogous phenomena occurring in the foreland and in marginal zone of the Eastern and Southern Carpathians (Roumanian). This was proved on the territory of Roumania by the transgressive arrangement of the Upper Sarmatian deposits on the folded Badenian deposits and the Lower Sarmatian. Slight overthrusts were also recorded in some places within the Upper Sarmatian deposits. Only the Meotien deposits do not show dislocation in Roumania.

On the Polish territory the Miocene profile ends with the Lower Badenian deposits in the western part of the foreland and the Lower Sarmatian deposits in the Eastern part of the foreland. The time of the

final push of the margin of the Carpathians cannot be directly determined. It can be done by the analysis of the development of the Fore-Carpathian basin and the marginal zone of the Flysch Carpathians.

translated by H. Kisielewska

OBJAŚNIENIA PLANSZ — EXPLANATION OF PLATES

Plansza I — Plate I

- Fig. 1. Pionowa szczelina przesuwcza w wapieniach malmu w otworze wiertniczym Wierchosławice 1 (głębokość 1508 m). Widok z boku. Strzałką pokazano płaszczyznę szczeliny w wapieniach (a) wypełnionej substancją marglistą, (b) zawierającą mikrofaunę turonu
- Fig. 1. Vertical thrust fissure in the Malm limestones in the bore-hole Wierchosławice 1 (depth 1508 metres). Side view. Arrow showing the plane of fissure in the limestones (a) filled with marly substance, (b) containing Turoanian microfauna
- Fig. 2. Lustro tektoniczne na ścianie szczeliny przesuwczej w wapieniach malmu w otworze wiertniczym Wierchosławice (głębokość 1508 m). Widoczne zadziory wskazujące na poziome przemieszczenie skały. Strzałką pokazano kierunek ruchu fragmentu skały przedstawionego na fotografii
- Fig. 2. Polished surface on the wall of thrust fissure in the Malm limestones in the Wierchosławice bore-hole (depth 1508 metres). There are splinters visible which prove the horizontal rock movement. The arrow showing the direction of movement of this part of the rock which is shown on the photograph

fot. E. Ratajski

