

HENRYK ŚWIDZIŃSKI

O ROZMIARACH PRZESUNIĘĆ POZIOMYCH W PÓŁNOCNYCH KARPATACH FLISZOWYCH

(15 fig.)

*The extent of horizontal displacements in the Northern Flysch
Carpathians*

(15 Figs.)

WSTĘP

Najważniejszym argumentem, przemawiającym za płaszczowinową budową jakiegoś łańcucha górskiego, jest stwierdzenie dużych nasunięć sfałdowanych mas skalnych. Jednakże konkretne ustalenie wielkości nasunięć bywa trudne i znacznie częściej posługujemy się metodami pośrednimi (różnice facji, styl tektoniczny etc.). Teoria o dużych nasunięciach w Karpatach ma długą tradycję. Już E. S u e s s (1883, t. I, s. 247—8 i 1909, t. III, s. 252) przyjmował nasunięcie fałdów karpaccich na wschodnie Sudety, na Śląski Basen Węglowy i na płytę Podola. Pogląd ten powtórzył M. B e r t r a n d (1898), wyrażając przypuszczenie o istnieniu dwóch płaszczowin fliszowych w Karpatach zachodnich.

Problem budowy płaszczowiny Karpat został zdecydowanie postawiony na początku obecnego stulecia przez M. L u g e o n a dla Tatr i Pienińskiego Pasa Skalkowego (1903). Dwaj ówczesni geolodzy karpaccy — młody, początkujący geolog polski M. L i m a n o w s k i (1905, 1906) i znany profesor wiedeński V. U h l i g (1907) — rozciągnęli tę teorię na całe Karpaty. Zaakceptowali ją następnie wszyscy badacze Karpat, jakkolwiek dla wielu wyróżnionych płaszczowin karpaccich brak było należytego uzasadnienia. Wskutek tego jeszcze po II wojnie światowej niektórzy geolodzy radzieccy negowali istnienie płaszczowin w Karpatach fliszowych (M. W. M u r a t o w 1947, A. A. B o g d a n o w 1949, J. M. P u s z c z a r o w s k i j 1951) i nawet w Alpach (W. W. B i e ł o u s o w, M. W. G z o w s k i j, A. A. G o r i a c z e w 1951).

Wielkość nasunięć w Karpatach bywała często oceniana tylko na podstawie różnic w budowie geologicznej sąsiadujących ze sobą jednostek strukturalnych. Taka ocena mogła być bardzo problematyczna. Od kilkunastu lat prowadzone są na obszarze Karpat fliszowych liczne głębokie wiercenia, głównie w poszukiwaniu ropy naftowej i gazu, a także ukrytych pod zachodnimi Karpatami złóż węgla. Wiercenia te, zwłaszcza w ostatnich dwudziestu latach dostarczyły nadzwyczaj interesującego materiału, szczególnie dla poznania stosunku Karpat do Przedgórze. Materiały te są rozproszone w różnych publikacjach polskich, czeskosłowackich i radzieckich.

Osobny problem przedstawiają przemieszczenia poziome wskutek sfałdowania utworów fliszowych. Sfałdowanie to, niezależnie od większych nasunięć, spowodowało zmniejszenie się szerokości strefy fliszowej w porównaniu z pierwotną szerokością jej basenu sedymentacyjnego (karpacka geosynklina fliszowa). Próby rozprostowania płaszcza fliszowego znajdujemy u autorów, którzy konstruowali mapy paleogeograficzne strefy fliszowej. Należy wymienić tu przede wszystkim pioniera tych prac J. Nowak (1927, 1929), i jego ucznia — M. Książkiewicza (1956 a, b). Duże przesunięcia poziome przyjmował E. Spengler (1937). Próby te mają raczej charakter jakościowy niż ilościowy. Pierwszej próby dokładniejszego ilościowego obliczenia zwięźenia strefy fliszowej Karpat północnych wskutek sfałdowania dokonał B. Świderski, zmarły w 1943 r.¹. Od tego czasu przybyło dużo nowych materiałów kartograficznych i z wierceń, które pozwalają na bardziej precyzyjne potraktowanie tego ciekawego problemu.

Pierwszą pracę o rozmiarach przesunięć poziomych w północnych Karpatach fliszowych autor przesłał na XX Międzynarodowy Kongres Geologiczny w Meksyku w r. 1956. Podobnie jak większość innych materiałów kongresowych nie została ona wydrukowana do tej pory. Podano z niej jedynie krótkie streszczenie (H. Świdziński, 1957). W pracy tej przeprowadzono po raz pierwszy na większą skalę próbę określenia wielkości zwięźenia, jakiemu podlegała fliszowa strefa Karpat północnych na skutek sfałdowania i nasunięć. Jednocześnie przeprowadzono ocenę, jak w wyniku powyższego należałoby przesunąć poszczególne strefy fliszowe (jednostki tektoniczne), aby znalazły się w przypuszczalnie swym pierwotnym położeniu, tj. w miejscu swych basenów sedymentacyjnych, z których zostały wprowadzone.

Obecna praca jest zmodernizowana w stosunku do poprzedniej; uwzględniono w niej najnowsze, dostępne materiały kartograficzne i wiertnicze. Obliczenia zwięźenia geosynkliny karpackiej wskutek fałdowania zostały oparte głównie na przekrojach przez Karpaty polskie. Część przekrojów była wykonana przez Oddział Karpacki Instytutu Geologicznego. Za udostępnienie ich do obliczeń autor dziękuje Dyrektorowi Oddziału, prof. St. Wdowiarsowi.

Praca dotyczy głównie Karpat północnych i północno-wschodnich, poruszając tylko częściowo zagadnienia Karpat zachodnich i wewnętrznych.

OGÓLNY PODZIAŁ KARPAT

Karpaty jako całość bywają dzielone w sposób rozmaity przez geografów i geologów. Z punktu widzenia budowy geologicznej, charakteru morfologicznego i kierunków grzbietów górskich najodpowiedniejszy wydaje się podział na Karpaty wewnętrzne i zewnętrzne, będący *sui generis* modyfikacją podziałów, stosowanych dotychczas (fig. 1). Do Karpat wewnętrznych należą dwa izolowane masywy (bloki), a mianowicie na zachodzie Karpaty Centralne (blok Słowacki), na wschodzie masyw południowy (blok Transylwanii). Oba masywy przedziela głębokie zapadlisko, stanowiące północną część basenu węgierskiego (Alföld). W skład obu bloków wchodzi rozmaite formacje geologiczne, zmetamorfizowany paleozoik z magmatycznymi intruzjami, mezozoik (na ogół niefliszowy) i trzeciorzęd.

¹ Jego niedokończona, bardzo interesująca praca została opublikowana dopiero w 1952 r.

Struktura bloków jest bardzo urozmaicona i skomplikowana, bez wyraźnej lineacji wielkich form tektonicznych. W zasadniczych zarysach zostały one uformowane pod koniec okresu kredowego i później uległy tylko niewielkim zmianom. W czasie fałdowań karpackich (faza sawska i styryjska H. Stillego, 1953) zachowały się one w stosunku do Karpat zewnętrznych jako masy sztywne.

W przeciwieństwie do poprzednich Karpaty zewnętrzne stanowią nieprzerwaną strefę fałdową, ciągnącą się na przestrzeni ponad 1300 km od

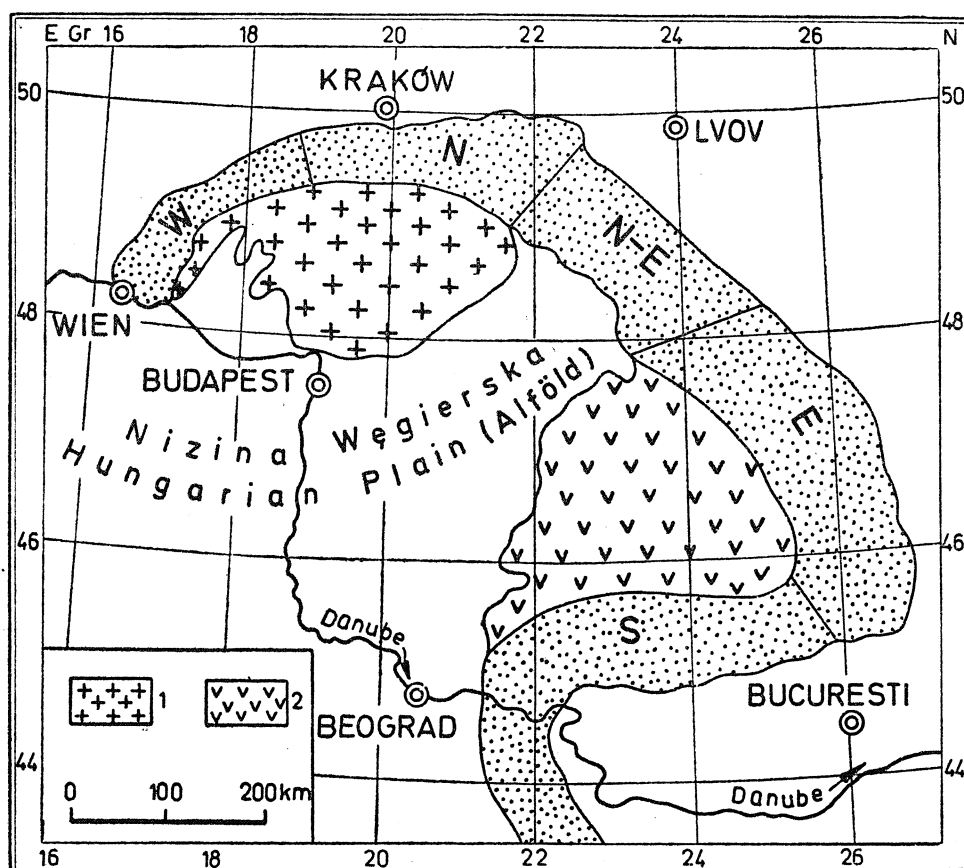


Fig. 1. Regionalny podział Karpat. 1 — Karpaty Centralne; 2 — Transylwania
Fig. 1. Regional division of the Carpathian Mountains: 1 — Central Carpathians; 2 — Transylvania

basenu wiedeńskiego (od Bratysławy) do przełomu „Żelaznych Wrót” na Dunaju między Rumunią a Jugosławią. W strefie tej można wydzielić kilka sektorów, różniących się między sobą kierunkami fałdów i częściowo stylem tektonicznym. W sektorze północno-zachodnim fałdy mają kierunek SW-NE (kierunek „śląski” K. Tołwińskiego, 1922); w północnym przeważają kierunki W-E (kierunek „tatrzański” K.T.); we wschodnim podobne, ale przechodzące w kierunek N-S i wreszcie w południowym dominują kierunki E-W. We wszystkich odcinkach przeważa silna wergencja fałdów na zewnątrz łuku karpackiego. Granice między poszczególnymi sektorami są czysto umowne.

Podział taki (fig. 1) pokrywa się zasadniczo z głównymi geograficznymi i geologicznymi elementami Karpat, różni się natomiast od podziału H. Stillego (1953), opartego na „linii Szamos”. Podział H. Stillego nie może być uznany za słuszny. Autor niniejszej pracy nie widzi dlań uzasadnienia geologicznego. Poszczególne elementy strukturalne Karpat

zewewnętrznych — długie fałdy, łuski i nasunięcia — dają się śledzić bez przerwy dziesiątkami lub setkami kilometrów. Jedne elementy przechodzą stopniowo w drugie i na „linii Szamos” nie zaznaczają się w nich żadne specjalne zmiany. To samo obserwujemy w blokach wewnętrznych.

Sektory północno-zachodni, północny i północno-wschodni składają się prawie wyłącznie z fliszu (kreda — paleogen). W sektorze wschodnim poważną rolę odgrywa także „wschodniokarpacki masyw krystaliczny”, złożony ze skał metamorficznych i z niefliszowego mezozoiku. Przynależność tego masywu do Karpat fliszowych (zewewnętrznych) uzasadnili J. Nowak (1927) i D. Andrusov (1933). W sektorze południowym (Karpaty południowe) flisz zanika prawie całkowicie i góry są zbudowane ze skał krystalicznych. Strefa zewnętrzna zawdzięcza swój charakter głównie bardzo intensywnym fałdowaniom neogeńskim.

ZEWNĘTRZNY BRZEG KARPAT

Tektoniczny charakter zewnętrznego brzegu Karpat został już dawno stwierdzony przez W. Teisseyre'a (1921) i J. Nowak'a (1926/27), jakkolwiek ówczesne interpretacje nie zawsze były słuszne. Ostatnio problemem tym zajmował się specjalnie K. Tołwiński (1950).

Flisz karpacki (kreda i paleogen) jest na całej rozpatrywanej długości nasunięty na utwory miocenu, wypełniające tzw. zapadlisko podkarpackie (W. Teisseyre, 1921). Nasunięcie to zostało najpierw stwierdzone w Karpatach północno-wschodnich.

Karpaty północno-wschodnie

Od Przemyśla aż po rzekę Czeremosz ciągnie się przy brzegu Karpat szeroki pas utworów miocenu starszego (akwitan? — torton), sfałdowanych i nasuniętych na niesfałdowany autochtoniczny miocen. Obecność tych dwóch stref tektonicznych została udowodniona przed trzydziestu laty przez H. de Cizancourt'a (1925). Kartograficznie zostały one wydzielone już na mapie K. Tołwińskiego (1939). Stratygrafią ich zajmowało się ostatnio wielu geologów radzieckich (O. S. Wiałow, 1951; S. M. Korieniewskij, 1952; M. Y. Sierowa, 1955). Wschodnia część zapadliska może być zatem podzielona na dwie części: 1. strefę zewnętrzną, niesfałdowaną i autochtoniczną, oraz 2. strefę wewnętrzną, sfałdowaną i nasuniętą na pierwszą. Tę drugą strefę nazwał K. Tołwiński (1950) „płaszczowiną stebnicką” ze względu na charakterystyczne dla niej „pstre margle stebnickie”, wieku helwet-dolny torton (Cz. Kuźniar, 1939; M. Y. Sierowa, 1955). B. Świderski (1943/1952) dał jej miano „płaszczowiny przedgórskiej”, wyłączając z niej fałdy pokuckie jako osobną „płaszczowinę”. Płaszczyzna nasunięcia strefy wewnętrznej na zewnętrzną jest miejscami stroma (K. Tołwiński, 1950), ale na ogół łagodna. W. B. Sołłogub (1955) na podstawie wierceń i badań sejsmicznych w okolicy Stryja podaje, że nachylenie tej płaszczowiny nie przekracza 20° i maleje ku południowemu zachodowi. Rozmiar poziomego nasunięcia stwierdzony wynosi 5—6 km. Tę samą liczbę podawali wcześniej dla okolic Kałusza (NW od Stanisławowa) na podstawie wierceń Cz. Kuźniar (1939) i T. Chlebovski (1947). Przy samym brzegu Karpat miocenne utwory są przefałdowane z fliszem paleogeńskim i kredowym, tworząc znane od dawna głębokie fałdy Nahujowic, Rypnego (Perehińska) i Bitko-

wa (H. Zapałowicz, 1886; K. Tołwiński, 1926/27; J. Nowak, 1929). Tu należą także fałdy pokuckie (B. Świderski, 1925). Tę strefę „przykarpacką”, łącznie z niektórymi łuskami fliszu, wydzielił swego czasu J. Nowak jako „wschodnio karpacką grupę brzeżną” (1926/27, 1929). Brzeżną strefę właściwego fliszu nazwał jeszcze wcześniej „płaszczowiną skolską” (1914), przyjmując jej daleki szariaż. Później przyjęła się dla tej strefy nazwa „Karpat skibowych” (K. Tołwiński, 1926/27).

W Borysławiu kreda górna i paleogen, tworzące brzeg Karpat fliszowych, są nasunięte na osady miocenne otulające tamtejszy wgłębny fałd (A. Heim, 1919; K. Tołwiński, 1934—37). Rozmiar nasunięcia fliszu na miocen, stwierdzony wierceniami, wynosi co najmniej 8,5 km. Wgłębny fałd Borysławia przedstawia fałd leżący o wytartym skrzydle odwróconym, przesunięty również na północny wschód. Ostatnio geolodzy radzieccy stwierdzili pod nim na głębokości 2300—2400 m jeszcze jeden fałd (I. F. Klitoczenko i K. K. Manwiłowa, 1955; R. M. Nowosileckij, 1960), interpretując go jako podobny w strukturze do pierwszego (fig. 2). Przekrój podany przez wymienionych autorów pozwala przyjąć, że minimalne nasunięcie górnego fałdu („a” na fig. 2) na dolny („b”) wyniesie około 5 km i należy ustalić co najmniej 3—4 km dla nasunięcia fałdu dolnego na podłoże. Sumując te liczby: $8,5 + 5 + 3,5$ otrzymamy 17 km jako minimalną wielkość przemieszczenia się brzeżnych mas Karpat w kierunku północno-wschodnim. Jednakże w żadnym z najbardziej na południe położonych otworów wiertniczych nie stwierdzono ani skrzętów synklijalnych pomiędzy wymienionymi jednostkami, ani nawet tendencji w tym kierunku. Przeciwnie, fałd borysławski staje się ku południowemu zachodowi bardziej zgnieciony, masy nasunięte całkowicie gubią młodsze formacje w skrzydle odwróconym i w końcu kreda nasuwa się bezpośrednio na miocen. Wszystko to wskazuje, że rozmiary nasunięć poszczególnych elementów są znacznie większe, niż podano wyżej i że ogólna wielkość przemieszczenia dzisiejszego brzegu Karpat w stosunku do miocenu nie będzie mniejsza niż 20 km.

Na południowy wschód od Borysławia, między Rypnem (Perehińskim) a Bitkowem koło Nadwórnej brzeg Karpat tworzy charakterystyczną zatokę (fig. 3). Przedstawia ona półokno tektoniczne, w którym spod nasuniętego fliszu „płaszczowiny skolskiej” wyłania się miocen, przefalduwany z fliszem „wgłębny” (A. Heim, 1919; B. Bujalski, 1925, 1938; K. Tołwiński, 1939). W Bitkowie miocen ukazuje się spod kredy w prawdziwych oknach tektonicznych. Fałdy wgłębne Bitkowa, Perehińska etc. są niewątpliwie przedłużeniem strefy Borysławia. Ich bliski związek potwierdza odkrycie przez geologów radzieckich fałdu głębokiego na nowych terenach naftowych Doliny, o 20 km na północny zachód od Perehińska. Donosi o tym artykuł G. N. Dolenki (1955).

Jak wynika z pracy B. Bujalskiego (1925) i przekroju W. Żelechowskiego, w okolicy Bitkowa mamy do czynienia z dwoma dużymi nasunięciami (fig. 4). Na fałdy wgłębne pokryte miocenem nasunięta jest bardzo płasko „skiba brzeżna”. Stwierdzony rozmiar tego nasunięcia wynosi 12 km, przy czym nie dotarto jeszcze do skrzętu synklijalnego. Na skibie brzeżnej leży „skiba wyższa” (skiba Jasienia), której resztki erozyjne tworzą płyty tektoniczne Krepy i Hygi na północ od Bitkowa (B. Bujalski, 1938). Rozmiar poziomego nasunięcia wyższej skiby na niższą wynosi 10 km.

Przemieszczenie skiby wyższej w stosunku do miocenu wynosi zatem przeszło 22 km. Fałdy wgłębne także są obalone i nasunięte. Nie mamy

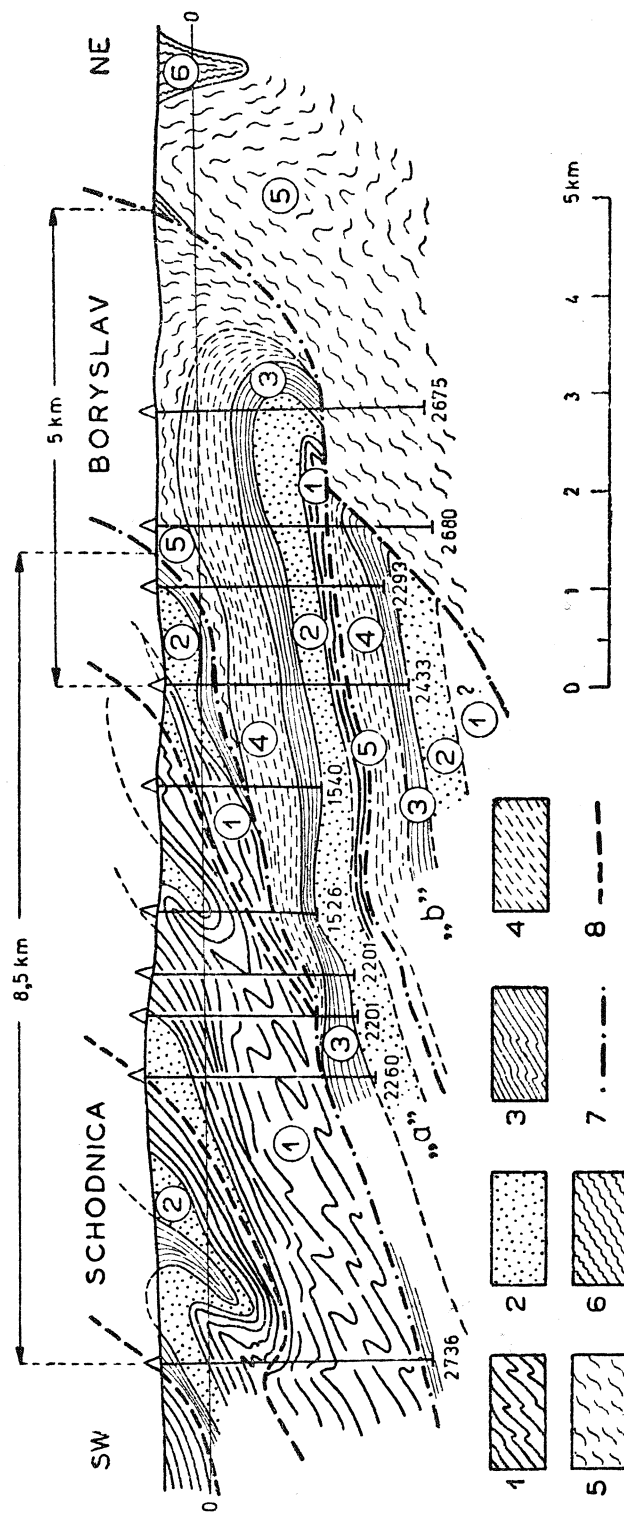


Fig. 2. Przekrój geologiczny przez brzeg Karpat w Boryslawiu. Według R. M. Nowosielskiego (1960).
1 — kreda górna (warstwy inoceramowe i piaskowiec jamneński); 2 — paleocen-eocen; 3 — łupki menilitowe (eocen górny-dolny oligocen?); 4 — oligocen (warstwy polanickie); 5 — miocen dolny (formacja solonośna starsza); 6 — warstwy stebnickie; 7 — dyslokacje; 8 — główne nasunięcia

Fig. 2. Geological section across the Carpathian border at Boryslav. After R. M. Nowosielski (1960).
1 — Upper Cretaceous (Inoceramus Beds and Jamna sandstone); 2 — Paleocene-Eocene; 3 — Menilite shales (Upper Eocene-Lower Oligocene?); 4 — Oligocene (Polanica Beds); 5 — Lower Miocene (Older Salt Formation); 6 — Stebnik Beds; 7 — dislocations; 8 — chief overthrust of Carpathian border

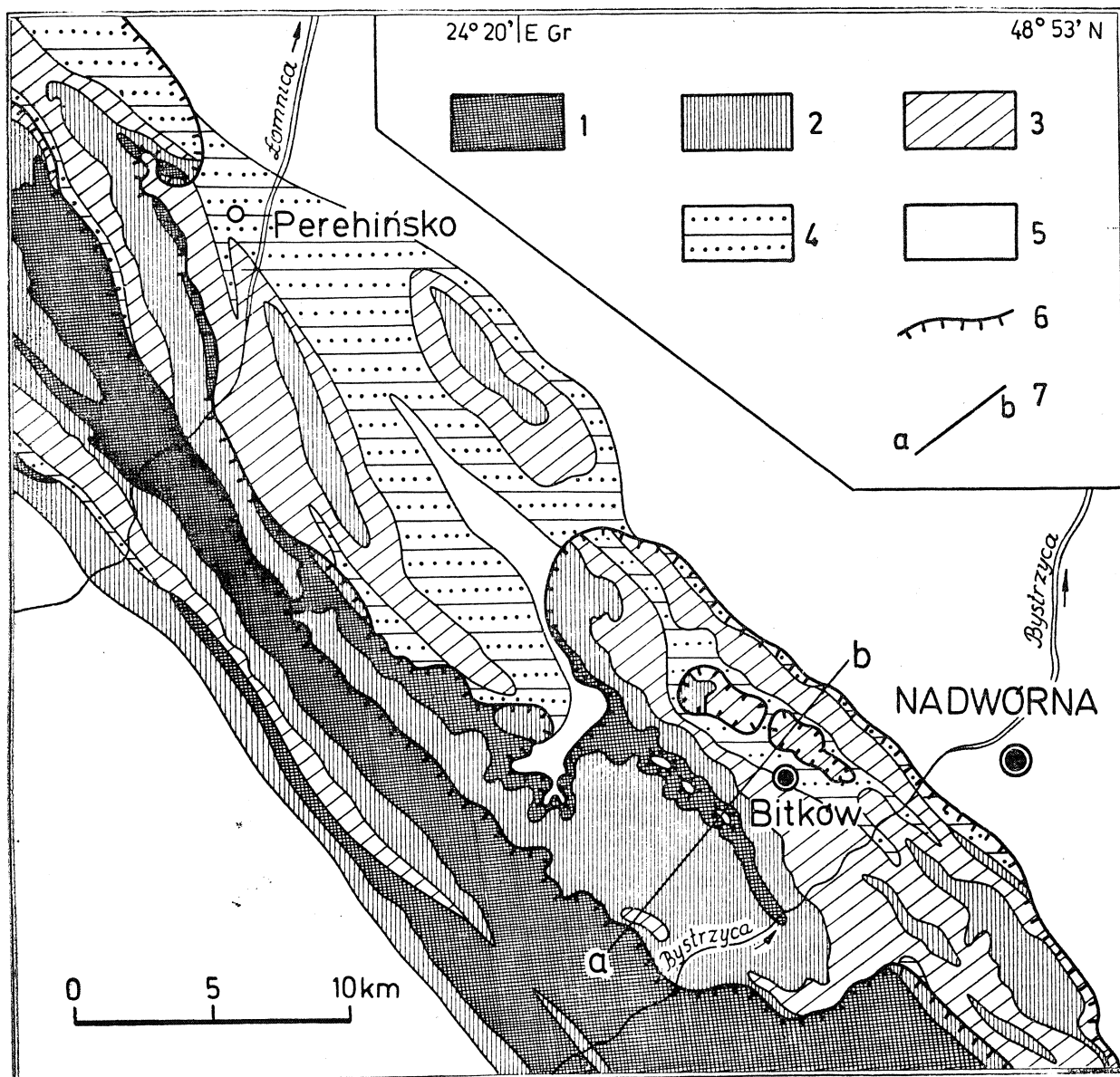


Fig. 3. Szkic geologiczny brzegu Karpat w okolicy Nadwórnej. Według B. Bujalskiego (1925, 1938) i K. Tołwińskiego (1939). 1 — Kreda górna (warstwy inoceramowe); 2 — paleocen-eocen; 3 — łupki menilitowe (eocen górny?); 4 — oligocen (warstwy polanickie); 5 — miocen (formacja solonośna starsza etc.); 6 — linie dużych nasunięć; a—b — linia przekroju na fig. 4

Fig. 3. Geological sketch-map of the border part of the Carpathians in the vicinity of Nadwórna. After B. Bujalski (1925, 1938) and K. Tołwiński (1939). 1 — Upper Cretaceous (Inoceramian Beds); 2 — Paleocene-Eocene; 3 — Menilite shales (Upper Eocene?); 4 — Oligocene (Polanica Beds); 5 — Miocene (Older Salt Formation etc.); 6 — important overthrusts; a—b — line of section, see Fig. 4

dostatecznych danych do obliczenia tych nasunięć, ale z załączonego przekroju wynika, że będą one wynosić co najmniej 6—7 km. Wobec tego po rozprostowaniu fałdów brzeg skiby brzeżnej znalazłby się o 18—19 km na południowy zachód (to samo co w Borysławiu). Skibę wyższą, odpowiadającą prawdopodobnie czołowej strefie skiby orowskiej w Borysławiu, należałoby cofnąć jeszcze o 10 km, łącznie zatem o 30 km w stosunku do dzisiejszego położenia¹.

¹ W materiałach rękopiśmiennych autora znajduje się nie zinterpretowany przez niego przekrój R. M. Nowosileckiego przez rejon Bitkowa, zamieszczony w ar-

Na wschód od Nadwórnej skiba górna (Jasienia) pokrywa całkowicie skibę brzezną, dochodząc do kontaktu z mioceniem (B. Bujalski, 1938; H. Teisseyre, 1928). W odległości 30 km na południowy wschód od Nadwórnej brzeg skiby cofa się na wielkiej poprzecznej „elewacji pokuckiej” (B. Świdorski, 1925, 1930). Spod „płaszczyzny skolskiej” ukazują się „fałdy pokuckie”, w których jądrach występuje flisz górnokredowy. Budowa tego interesującego obszaru została poznana głównie dzięki pracom B. Świdorskiego (1925, 1927, 1930), B. Bujalskiego (1930), W. Bruderera (1926) i H. Teisseyre’a (1937). Wskazuje ona na łączność fałdów pokuckich ze strefą borysławską (miocen sfałdowany z fliszem). Dowodem jest obecność miocenu (starsza formacja solonośna) w synklinach fałdów pokuckich.

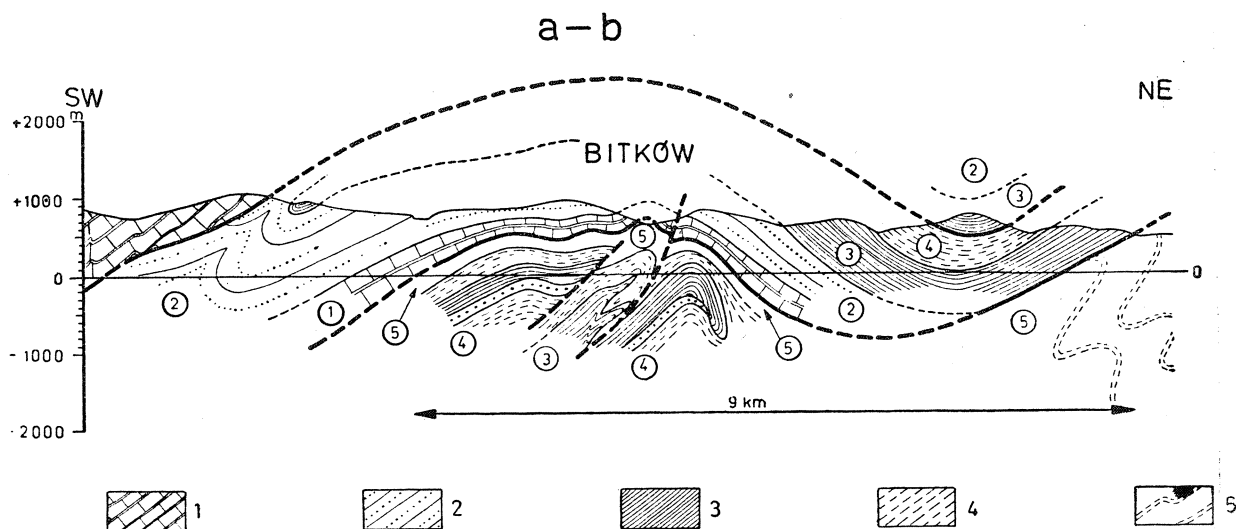


Fig. 4. Przekrój geologiczny przez brzeg Karpat w Bitkowie. Według D. Żelechowskiego (1925) i B. Bujalskiego (1925, 1938) — zestawiał H. Świdziński. 1 — Kreda górna (warstwy inoceramowe); 2 — paleocen-eocen; 3 — łupki menilitowe; 4 — oligocen (warstwy polanickie); 5 — miocen (formacja solonośna)

Fig. 4. Geological section across the Carpathian border at Bitków. After D. Żelechowski (1925) and B. Bujalski (1925, 1938) — compiled by H. Świdziński. 1 — Upper Cretaceous (Inoceramian Beds); 2 — Paleocene-Eocene; 3 — Menillite shales; 4 — Oligocene (Polanica Beds); 5 — Miocene (Salt formation)

Nasunięcie „płaszczyzny skolskiej” na fałdy pokuckie jest doskonale widoczne w zachodniej części terenu. Zachowały się nawet płyty tektoniczne (fig. 5). Na podstawie mapy i przekroju (fig. 6) można przyjąć minimalny rozmiar nasunięcia brzegu Karpat na fałdy pokuckie na 14 km. Nieznana jest wielkość nasunięcia fałdów pokuckich na miocen, ale na pewno nie będzie ona mniejsza niż parę km. Dochodzi tu jeszcze zwężenie skutkiem sfałdowania, które B. Świdorski (1943/1952) obliczył na podstawie sporządzonych przez siebie przekrojów na średnio 46%. Przy szerokości fałdów pokuckich 16 km otrzymamy dodatkowo ponad 13 km. Łącznie można przyjąć 27 km jako minimalną wielkość poziomego przesunięcia brzegu Karpat na Pokuciu.

Budowa geologiczna brzegu karpackiego wykazuje na całej długości Karpat północno-wschodnich ten sam charakter. Dlatego mamy prawo

tykule J.M. Dubickiego (1960). Przekrój ten nie zmienia w zasadniczy sposób obliczeń autora (przyp. red.).

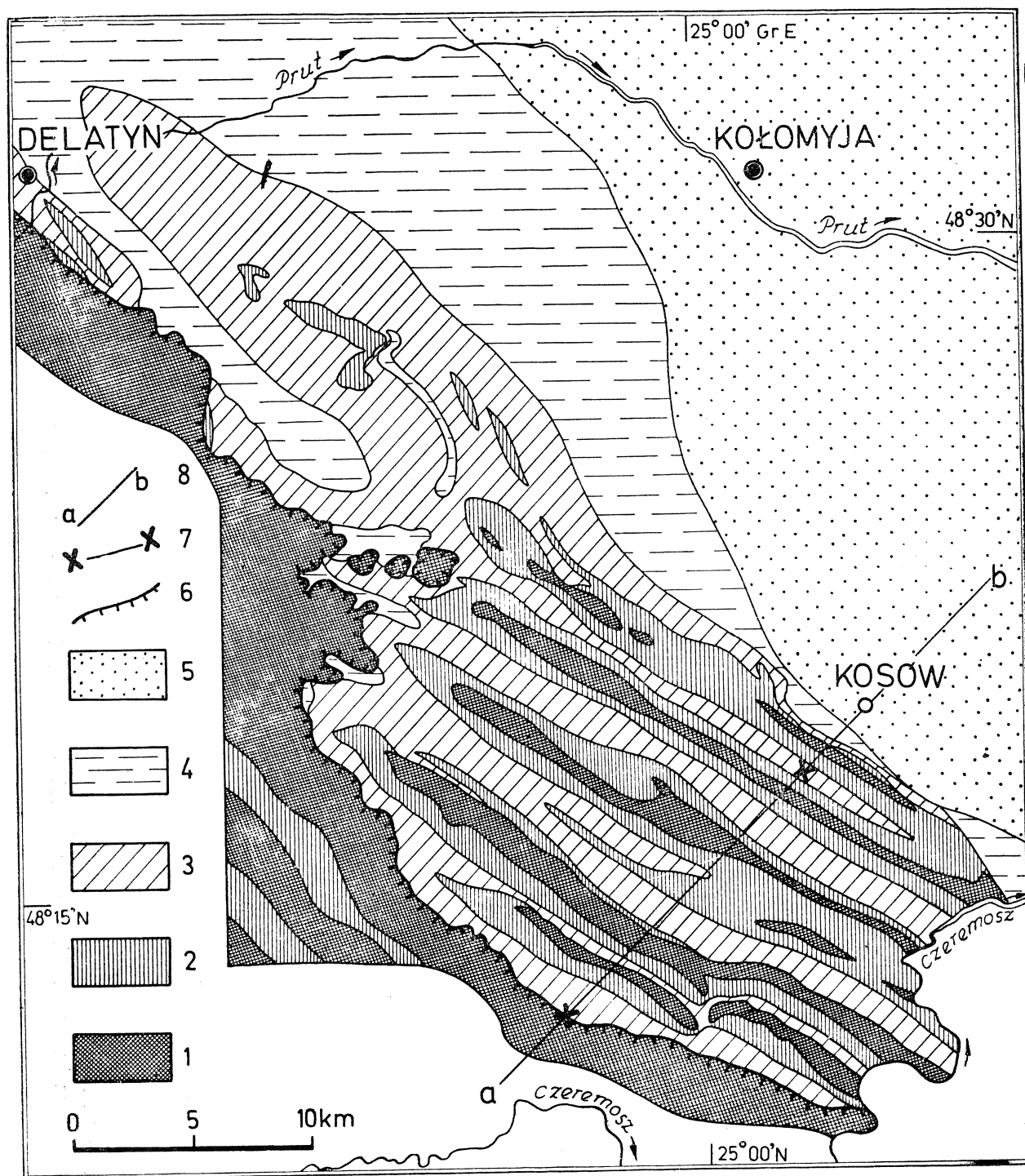


Fig. 5. Szkic geologiczny Karpat Pokuckich między rzekami Prut i Czeremosz. Według B. Świdorskiego (1927) i B. Bujalskiego (1930). 1 — kreda górna (warstwy inoceramowe); 2 — paleocen-eocen; 3 — oligocen (z łupkami menilitowymi); 4 — miocen starszy sfałdowany; 5 — miocen młodszy niesfałdowany; 6 — granica nasunięcia strefy fałdów skibowych; 7 — przypuszczalny rozmiar nasunięcia strefy fałdów skibowych na fałdy pokuckie; 8 — linia przekroju na fig. 6

Fig. 5. Geological sketch-map of the Pokutie Carpathians between the rivers Prut and Czeremosz. After B. Świdorski (1927) and B. Bujalski (1930). 1 — Upper Cretaceous (Inoceramian Beds); 2 — Paleocene-Eocene; 3 — Oligocene (Menilites shales inclusively); 4 — Older Miocene folded; 5 — Younger Miocene unfolded; 6 — boundary of the overthrust of Zone of the „Skiba” folds; 7 — supposed magnitude of the „Skiba” folds overthrust on the Pokutie folds; 8 — line of section, see Fig. 6

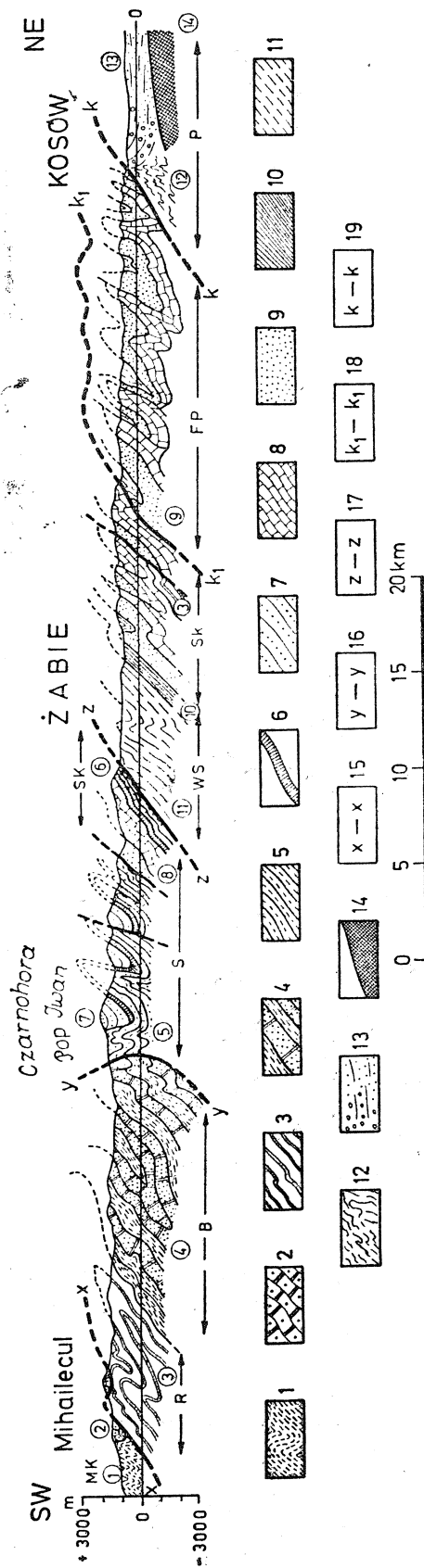


Fig. 6. Przekrój geologiczny przez północno-wschodnie Karpaty fliszowe w dorzeczu Czeremoszu (Czarnohora-Pokucie). Na podstawie B. Świdorskiego (1927), H. Teisseyre'a (1936), Z. Sujkowskiego (1938), A. Tokarskiego (1948) i in. ze-
stawił H. Świdziński. MK — masyw krystaliczny Marmarosy; R — strefa Rachowska (Sinaia); B — strefa Burkucka (Petrosu);
S — strefa Szypocka (Czarnohorska); SK — łuska Skupowej (Kostrzyca); WS — wewnętrzne synklinorium karpackie (centralna
depresja karpacka); SK — strefa fałdów skibowskich („płaszczowina skolska”); FP — fałdy pokuckie; P — przedgórze Karpat; 1 —
Skaly krystaliczne masywu Marmarosy; 2 — pokrywa osadowa masywu Marmarosy; 3 — warstwy z Sinaia i piaskowce (neokom);
4 — warstwy burkuckie (wiek nie ustalony); 5 — warstwy szypockie czarne (neokom); 6 — łupki pstrze z radiarytami (kreda „środ-
kowa”); 7 — piaskowce czarnohorskie (kreda górna?); 8 — kreda górna w fałdach pokuckich razem z łupkami menilitowymi; 9 — paleocen-eocen; 10 —
łupki menilitowe; 11 — oligocen (w fałdach pokuckich razem z łupkami menilitowymi); 12 — miocen starszy sfałdowany; 13 —
miocen autochtoniczny; 14 — podłoże miocenu; 15 /x-x/ — linia nasunięcia masywu krystalicznego na strefę rachowską; 16 /y-y/
— linia kontaktu tektonicznego między strefą burkucką a czarnohorską; 17 /z-z/ — nasunięcie szypockie; 18 /k1-k1/ — nasunięcie
fałdów skibowych na fałdy pokuckie; 19 /k-k/ — nasunięcie fałdów pokuckich na miocen

Fig. 6. Geological section across the North-Eastern Carpathians (Czarnohora-Pokucie). After B. Świdorski (1927), H. Teis-
seyre (1936), Z. Sujkowski (1938), A. Tokarski (1948) and others compiled by H. Świdziński. MK. — crystalline
massif of Marmaros; R — zone of Rachov (of Sinaia); B — zone of Burkut (of Petros); S — zone of Shipote (of Czarnohora); SK —
Skupowa (Kostrzyca) scale; WS — internal Carpathian Synclinorium; SK — zone of „Skiba” folds („Skołe nappe”); FP — Pokucie
folds; P — foreland of the Carpathians; 1 — crystalline rocks of the Marmaros massif; 2 — sedimentary cover of Marmaros massif;
3 — Sinaia beds and sandstone (Neocomian); 4 — Burkut Beds (uncertain age); 5 — black Shipote Beds (Neocomian); 6 — varie-
gated shales with radiolarites („Middle” Cretaceous); 7 — Czarnohora sandstone (Upper Cretaceous?); 8 — Upper Cretaceous in
Inoceraman Beds facies; 9 — Paleocene-Eocene; 10 — Menilit shales; 11 — Oligocene (in Pokucie Folds Menilit shales including);
12 — Older Miocene folded; 13 — autochthonous Miocene; 14 — basement of Miocene; 15 /x-x/ — thrust plane of the crystalline
massif on the Rachov zone; 16 /y-y/ — line of tectonic contact between zone of Burkut and Czarnohora; 17 /z-z/ — thrust plane
of the Shipote overthrust; 18 /k1-k1/ — plane of the overthrust of the „Skiba” folds on the Miocene of the foreland
the overthrust of the Pokucie folds on the Miocene of the foreland

przyjąć, że brzeżne masy Karpat fliszowych na przestrzeni od Przemyśla po Bukowinę zostały przesunięte co najmniej o 20—25 km w kierunku północno-wschodnim i nasunięte na miocen.

Strefa miocenu sfałdowanego także jest nasunięta na zewnętrzną część zapadliska podkarpackiego co najmniej na 6—7 km (W. B. Sołłogub, 1955). Należy również uwzględnić zwężenie tej strefy skutkiem sfałdowania. Brak przekrojów poprzecznych nie pozwala na obliczanie tego zwężenia. Pomiary, wykonane przez J. Cadisch'a (1953) na przekrojach niezbyt intensywnie sfałdowanych części Jury szwajcarsko-francuskiej, wykazały zwężenie o około 25%. Miocen wewnętrznej strefy zapadliska podkarpackiego na pewno nie jest mniej intensywnie sfałdowany i dlatego nie popełnimy przesady, przyjmując dla niego również 25%. B. Świderski (1943/1952) przyjął dla jednego przekroju 28%. Przy przeciętnej szerokości tej strefy 20 km jej rozprostowanie przyniosłoby dodatkowo 6,5 km. W całości zatem należałoby przyjąć, że w Karpatach północno-wschodnich brzeżne masy fliszu zostały podczas fałdowań przesunięte w kierunku północno-wschodnim co najmniej o 30—40 km. O taką odległość należałoby cofnąć dzisiejszy brzeg Karpat w kierunku południowo-zachodnim, aby jego utwory znalazły się w pobliżu swego pierwotnego położenia sedymencyjnego. Wypadłoby to mniej więcej na środek dzisiejszego wewnętrznego synklinorium karpackiego.

Karpaty północne i zachodnie

Na zachód od Przemyśla zmienia się budowa brzegu karpackiego. Znika całkowicie strefa starszego miocenu sfałdowanego, kryjąc się pod występ „sigmoidy Przemyśla” (H. Świdziński, 1953; B. Świderski, 1943/1952). Wzdłuż brzegu Karpat rozpościerają się wyłącznie utwory tortonu. Są one ułożone płasko i tylko w wąskim pasie przy kontakcie z fliszem uległy zdyslokowaniu. Niemniej jednak torton wyraźnie zapada pod flisz, a nawet jest z nim przefałdowany. Wiemy o tym z kopalni soli w Bochni i Wieliczce.

W Bochni, między Tarnowem a Krakowem, przed frontem Karpat znajduje się strefa szerokości 2 km, zbudowana z miocenu (dolnotortonńska formacja solonośna), przefałdowana z fliszem (T. Chleboński, 1947; J. Poborski, 1952; K. Skoczylas-Ciszewska, 1952). Na tę strefę nasuwa się flisz tzw. „płaszczowiny śląskiej” (fig. 7). Rozmiary poziomych przesunięć są trudne do stwierdzenia. Na zachód od Bochni K. Skoczylas-Ciszewska wyróżnia brzeżną część fliszu w postaci płasko leżącej „Łuski Gierczyc” (fig. 7, przekrój górny). Nasunięcie tej łuski na miocen, stwierdzone zdjęciami geologicznymi i wierceniami, wynosi ponad 3 km. Brak jest bezpośrednich danych odnośnie stosunku miocenu sfałdowanego do niesfałdowanego oraz odnośnie do wielkości nasunięcia płaszczowiny śląskiej na łuskę Gierczyc, ewentualnie bezpośrednio na miocen.

W Wieliczce (12 km na SE od Krakowa) sytuacja jest podobna. Utwory solonośne są przy brzegu Karpat sfałdowane, zapadają ogólnie pod flisz i zawierają jego strzępy, przefałdowane ze sobą. Rozmiary nasunięcia tego brzegu nie są znane. W starym wierceniu w Rzeszotarach (12 km na S od Krakowa), 3,5 km od brzegu Karpat podaje W. Petraschek (1909/1910), że pod neokomem karpackim znajduje się zaburzony paleogen, leżący niezgodnie (tektonicznie) na wapieniach górnej jury. W głębokości 660 m natrafiono na biały „tufit”. Możliwe, że mamy tu do czynienia także

z mioceniem, albowiem w tej części Karpat tufity są bardzo charakterystyczne dla starszego tortonu (F. Bieda, 1953). Jednakże ostatnio stwierdzono je również w oligoceńskich warstwach krośnieńskich (M. Książkiewicz, T. Wieser, 1954). Niezależnie od tego nasunięcie brzegu Karpat na przedpole przekracza 3 km. Podobnie przedstawia się stosunek Karpat do przedpola na zachód od Krakowa (M. Książkiewicz, 1953).

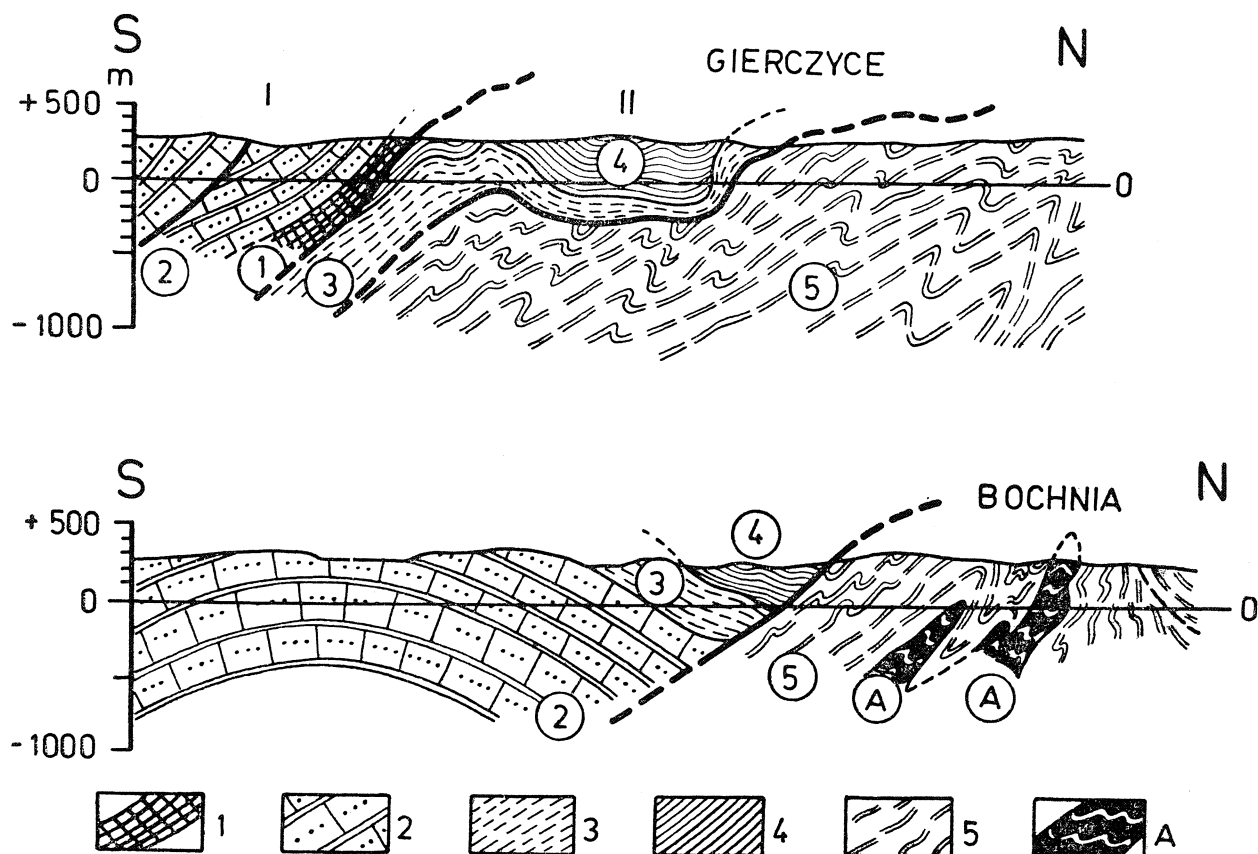


Fig. 7. Przekroje geologiczne przez brzeg Karpat w okolicy Bochni. Według K. Skoczylas-Ciszewskiej (1952) i J. Poborskiego (1952). I — płaszczowina śląska; II — łuska Gierczyce: 1 — kreda dolna; 2 — kreda górna; 3 — paleocen-eocen; 4 — oligocen (warstwy krośnieńskie); 5 — miocen; A — flisz w jądrach fałdów Bochni

Fig. 7. Geological cross-sections through the Carpathian border in the region of Bochnia. After K. Skoczylas-Ciszewska (1952) and J. Poborski (1952). I — Silesian nappe; II — Gierczyce scale: 1 — Lower Cretaceous; 2 — Upper Cretaceous; 3 — Paleocene-Eocene; 4 — Oligocene (Krosno Beds); 5 — Miocene; A — Flysch in the core of Bochnia folds

W zachodnim końcu Karpat północnych wiercenia, wykonywane od lat 50 w poszukiwaniu karbonu produktywnego pod Karpatami, stwierdziły istnienie dużych, płaskich nasunięć (W. Petrascheck, 1909/10, 1928). Ostatnie prace K. Tołwińskiego (1950) i A. Tokarskiego (1954) podają, że w okolicach Bielska i Cieszyna niezaburzony tektonicznie miocen spoczywa bezpośrednio na karbonie. Na miocenie natomiast leżą dwie serie fliszowe w postaci dwóch „płaszczewin” (fig. 8). Jednostka dolna — płaszczowina podśląska (M. Książkiewicz 1950, W. Petrascheck 1909/1910) — składa się z silnie wygniecionych, rozwalcowanych warstw kredy dolnej (warstwy cieszyńskie) i górnej, wykształconej jako „pstre margle” z Globotruncana. Stwierdzono mikropaleontologicznie również eocen (A. Tokarski, 1954). Górna jednostka zawiera tylko bardzo sfał-

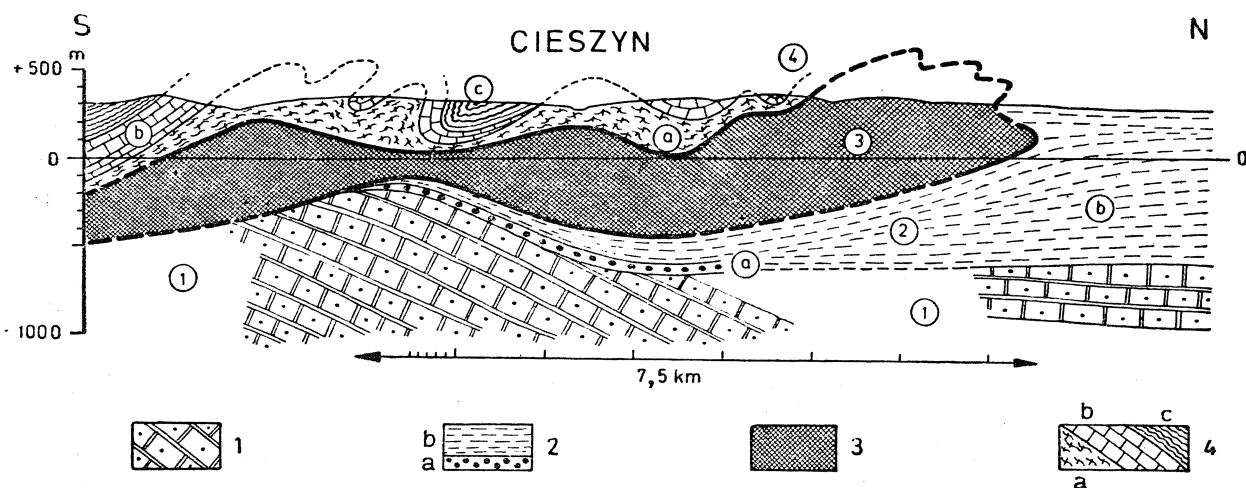


Fig. 8. Przekrój schematyczny przez brzeg Karpat zachodnich w okolicy Cieszyna. Według J. Burtan, K. Koniora, M. Książkiewicza (1937) i A. Tokarskiego (1954). 1 — karbon; 2 — miocen: a — warstwy zlepieńcowe, b — ily, margle i piaski; 3 — kreda dolna, górna i paleogen płaszczowiny podśląskiej; 4 — kreda dolna płaszczowiny śląskiej (cieszyńskiej): a — dolne łupki cieszyńskie; b — wapienie cieszyńskie; c — górne łupki cieszyńskie. Skala pionowa przewyższona dwukrotnie

Fig. 8. Schematic cross-section of the border of the Western Carpathians in the environs of Cieszyn. After J. Burtan, K. Konior, M. Książkiewicz (1937) and A. Tokarski (1954). 1 — Carboniferous; 2 — Miocene: a — conglomeratic beds, b — clays, marls and sands; 3 — Lower and upper Cretaceous and Paleogene of Sub-Silesian nappe; 4 — Lower Cretaceous of Silesian (Cieszyn) nappe: a — Lower Cieszyn Shales; b — Upper Cieszyn Shales. Vertical scale 2×

dowany neokom. Obie jednostki leżą w postaci bardzo płaskich pokryw. Łączna miąższość nie przekracza aktualnie 1 km. Rozmiar nasunięcia jednostki podśląskiej na miocen (stwierdzony wierceniami) wynosi przeszło 7 km. Nasunięcie jednostki śląskiej na podśląską przekracza 10 km. Płaszczowina śląska została zatem przesunięta na północ co najmniej o 20 km.

STREFA FLISZOWA

Karpaty fliszowe przedstawiają strefę silnie pofałdowaną, o zmiennej szerokości. Na omawianym odcinku największą szerokość (135 km) osiąga ją one między Przemyślem a Preszowem (N od Koszyc). Ku zachodowi strefa fliszowa zwęża się do 50 km pod Krakowem. Drugie zwężenie występuje koło Cieszyna, na przejściu w Karpaty zachodnie (55,5 km). Na wschód od Przemyśla strefa fliszowa również zwęża się stopniowo aż do 23 km na linii rzeki Mołdawy na Bukowinie, gdzie Karpaty północno-wschodnie przechodzą we wschodnie.

Zmiany szerokości pasa fliszowego są połączone ze zmianą budowy geologicznej. We fliszu Karpat można wyróżnić szereg jednostek (stref) tektonicznych. Ich wzajemny stosunek jest rozmaity. Niektóre z nich przechodzą nawzajem w siebie stopniowo, inne oddzielone są ostrymi granicami tektonicznymi, czasem o charakterze wielkich nasunięć. Główne elementy strukturalne są przedstawione na mapie fig. 15. Zostały one ogólnie omówione przeze mnie w r. 1947. W kierunku podłużnym poszczególne elementy ulegają zmianom. Zmieniają swój styl tektoniczny (H. Świdziński, 1934) lub też zanikają, ustępując miejsca innym.

Zewnętrzna część Karpat północno-wschodnich

Cała brzeżna część Karpat północno-wschodnich stanowi tzw. „strefę fałdów skibowych” (płaszczowina skolska J. Nowaka). Składa się ona z szeregu wielkich nasuniętych na siebie łusek. W jądrach antyklin występuje kreda górna i dolna, w synklinach znajduje się eocen i oligocen. Niekiedy kreda jest nasunięta na dużych przestrzeniach bezpośrednio na oligocen. Łuski są długie i wąskie, często wtórnie sfałdowane i noszą polską nazwę „skib” (J. Nowak, 1916; K. Tołwiński, 1926). Niektóre z nich, odgraniczone z obu stron liniami tektonicznymi (nasunięcia), dają się śledzić na wielkich przestrzeniach. „Skiba” Skolego (nie należy mylić z „płaszczowiną” Skolego) zachowuje swą niezależność na przestrzeni 145 km, od rzeki Łomnicy na wschodzie po okolice Chyrowa, na południe od Przemyśla, gdzie łączy się z następną od południa skibą Paraszki (Arszycy). Połączone skiby ciągną się jeszcze dalej na przestrzeni ponad 70 km aż po okolice Rzeszowa. Najdłuższa jest skiba Paraszki. Od swego usamodzielnienia się pod Chyrowem daje się doskonale śledzić aż na Bukowinę na długości ponad 250 km, zachowując cały czas indywidualność tektoniczną. Inne skiby są krótsze i często stanowią odgałęzienia od skib większych. Wskutek tego ich ilość ulega wzdłuż biegu Karpat zmianom, dochodząc w niektórych przekrojach maksymalnie do liczby 12. Szerokość skib nie przekracza kilku kilometrów.

Płaszczyzny nasunięć skib są nachylone umiarkowanie i dlatego przesunięcia poziome, widoczne na powierzchni terenu na podstawie intersekcji, nie są duże. Największe widoczne nasunięcie skiby Paraszki na skibę Skolego (na linii rzeki Łomnica) wynosi 3 km.

Strefa fałdów skibowych tworzy według B. Świderskiego (1943/1952) i H. Świdzińskiego (1947) brzeżne antyklinorium Karpat północno-wschodnich („zewnętrzna strefa antyklinalna” A. A. Bogdanowa, 1949; J. M. Puszczarowski, 1951). Ku wnętrzu Karpat przechodzi ona w wielką formę synklinalną, znaną od dawna jako „centralna depresja Karpat” (K. Tołwiński, 1926/27, 1932), lub „wewnętrzne synklinorium karpackie” (J. Nowak, 1928). Jest ono wypełnione głównie najmłodszymi osadami fliszowymi — oligoceńskimi warstwami krośnieńskimi. Największa jego szerokość (30 km) przypada na źródła rzeki San. Tam również synklinorium jest najgłębsze i na znacznej przestrzeni nie ujawnia warstw starszych od oligocenu.

Wewnętrzne synklinorium jest silnie wtórnie pofałdowane (Z. Opolski, 1933; V. Uhlig, 1907; H. Świdziński, 1953), a wspólnie z brzeżnym antyklinorium tworzy jakby gigantyczny fałd (H. Świdziński, 1947). Ku zachodowi oś synklinorium podnosi się. W jądrach wtórnych antyklin ukazują się warstwy starsze aż do kredy włącznie. Jednocześnie synklinorium zwęża się wskutek nasuwania się od południa płaszczowiny magurskiej, pod którą ginie (chowa się) ostatecznie nad rzeką Dunajec. Ku wschodowi wewnętrzne synklinorium zwęża się również i prawdopodobnie analogicznie jak na zachodzie podnosi się do góry i dzieli na szereg mniejszych synklin. Z morfologii i prac D. Andrusowa (1936) oraz geologów węgierskich (T. Szalai, 1947) można wnosić, że w źródłach rzek Velka Rika (Nagy Ag) i Terebla (Talabor) podnoszą się wtórne antykliny, ukazujące w swych jądrach eocen, kredę górną, a może i dolną.

Wewnętrzna część Karpat północno-wschodnich

Północna część wewnętrznego synklinorium karpackiego ciągnie się daleko na wschód, gdzie nasuwa się na nią od południowego zachodu potężna jednostka wewnętrzna Karpat wschodnich: nasunięcie Kostrzycy-Czarnohory (B. Świderski, 1925, 1930) lub Shipote'u (H. Świdziński, 1936). Nasunięcie Szypotu przedstawia wyraźnie zindywidualizowany element strukturalny o własnej stratygrafii i tektonice. Najbardziej charakterystyczną cechą jest obecność warstw szypockich (dolna kreda) i piaskowców czarnohorskich (górna kreda?). Badania Z. Pazdry (1935), Z. Sujkowskiego (1938), H. Świdzińskiego (1936) i H. Teisseyre'a (1936) stwierdziły, że warstwy szypockie właściwe (czarne łupki i piaskowce) wykazują ogromne podobieństwo do dolnej kredy Karpat północno-zachodnich (warstwy wierzowskie i lgockie) i podobnie jak tamte posiadają w stropie bardzo stały horyzont czerwonych łupków ilastych z jaspisami radiolariowymi. Łupki czerwone (pstre), były uważane dawniej za eocen (B. Świderski, 1925), ale przeczy temu ich przejście sedymentacyjne w czarne łupki szypockie (H. Świdziński, 1947 s. 17) oraz położenie pod serią piaskowców, zawierających inoceramę (H. Teisseyre, 1936). Najprawdopodobniej odpowiadają one pstrym łupkom środkowokredowym Beskidów zachodnich (J. Burtanówna, M. Książkiewicz, St. Sokołowski, 1933) oraz łupkom czerwonym z radiolarytami ze strefy fałdów skibowych (Z. Sujkowski, 1932). Według H. Świdzińskiego (1947) pstre łupki z radiolarytami są w Karpatach fliszowych szeroko rozprzestrzenionym horyzontem przewodnim w środkowej części kredy.

Niedawno T. Szalai (1947) uznał ponownie te łupki za eocen na podstawie rzekomego występowania w nich mikrofauny „*Trochamminoides*”. Niemal wszystkie podane przez niego punkty z tą mikrofauną znajdują się na zewnątrz nasunięcia szypockiego i nie mogą świadczyć o wieku czerwonych łupków szypockich. Należy ponadto dodać, że w zewnętrznej części nasunięcia szypockiego (łuska Kostrzycy-Skupowej) obok czerwonych łupków kredowych występuje również rzeczywisty eocen z piaskowcami numulitowymi i łupkami pstrymi (K. Guzik, 1939; Z. Sujkowski, 1938).

Strefa szypocko-czarnohorska zachowuje swą indywidualność stratygraficzną i tektoniczną na przestrzeni co najmniej 140 km, od źródeł Czarnej Cisy do Mołdawy na Bukowinie. Na odcinku od Cisy (Jasina) do Seletyna jest ona wyraźnie nasunięta na warstwy krośnieńskie wewnętrznego synklinorium (A. Matejka i L. Zelenka, 1932; K. Guzik, 1939; H. Teisseyre, 1936; H. Świdziński, 1936). W bezpośrednim kontakcie z oligocenem znajdują się różne ogniwa serii szypockiej. Są one silnie zdyslokowane, miejscami przemienione w brekcję tektoniczną. Podobnie jest dalej na południowy wschód w okolicy Campulung (H. Świdziński, 1936).

W Jasinie nad Czarną Cisą linia intersekcyjna nasunięcia szypockiego cofa się w dolinie rzeki o 3,5 km na południe. Ta odległość jest zatem minimalnym (stwierdzonym) rozmiarem przesunięcia poziomego strefy szypockiej. W rzeczywistości jest ono znacznie większe. Świadczy o tym zdecydowanie tektoniczny charakter zewnętrznej granicy tej strefy, stwierdzony na przestrzeni około 200 km, oraz duże różnice facjalne z przedpołem. Pogląd D. Stefanescu (1941), jakoby strefa szypocka łączyła się z warstwami krośnieńskimi za pomocą „eocenu” w Płosce koło Seletyna,

polega na nieporozumieniu. Łupki czerwone z Ploski nie są eocenem, lecz łupkami szypockimi. Nie wynurzają się one spod warstw krośnieńskich, jak przyjmował D. Stefanescu, lecz są na te warstwy nasunięte wraz z innymi formacjami strefy szypockiej. W potoku Putilla w Plosce odsłonięte są obok łupki czerwone z soczewkami i cienkimi ławicami żółtych jaspisów radiolariowych.

Strefa szypocka ciągnie się w kierunku południowym daleko w Karpaty wschodnie jako część „zone interne” i „zone médiane” geologów rumuńskich (G. Macovei, 1927, G. Macovei i I. Atanasiu, 1934). Nowsze prace z Karpat Bukowiny-Mołdawii dowodzą jej obecności, ale nie dają dostatecznych wskazówek co do przebiegu i charakteru tektonicznego (G. Cernea, 1952). W kierunku zachodnim ciągnie się ona poza Czarną Cisę. Należy do niej grzbiet Świdowca (H. Świdziński, 1936).

Po wewnętrznej stronie strefy Czarnohora-Szypot znajduje się tzw. strefa Pietros-Burkut (B. Świderski, 1925; Z. Sujkowski, 1938). Ani wiek skał budujących tę strefę, ani jej tektonika nie są dobrze poznane. „Warstwy z Burkutu” Z. Sujkowskiego miejscami zapadają pod serię szypocką, miejscami są na nią nasunięte. Najwięcej danych dostarczył A. Tokarski (1948). Według tego autora jest to strefa fałdów silnie obalonych na NE (fig. 6). Wielkość obalenia w płaszczyźnie poziomej dochodzi do 3 km. Strefa Burkutu ciągnie się na zachód poza Czarną Cisę, gdzie należy do niej prawdopodobnie masyw Bliźnicy. W kierunku przeciwnym zwęża się ona i zanika w źródłach rzeki Suceava, wyprasowana tektonicznie pomiędzy strefą szypocką a rachowską.

Następna jednostka wewnętrzna, strefa Rachova D. Andrusova (1933), składa się głównie z kredy dolnej (warstwy z Sinaia i różne piaskowce) i ciągnie się po wschodniej stronie strefy krystalicznej Karpat wschodnich na przestrzeni setek kilometrów. Stosunek strefy Rachova do strefy Burkutu nie jest jasny. Z pracy A. Tokarskiego można wnioskować, że warstwy z Burkutu mogą być młodszą pokrywą skał strefy Rachova. W okolicy Campulungu na Bukowinie, gdzie brak jest strefy Burkutu, warstwy z Sinaia kontaktują bezpośrednio z warstwami szypockimi. Niezgodność tektoniczna jest tam bardzo ostra, a warstwy z Sinaia niesłychanie intensywnie sfałdowane (fig. 9).

Najbardziej wewnętrzną część Karpat północno-wschodnich tworzy trzon krystaliczny Marmaroszy, stanowiący północny koniec wielkiego masywu krystalicznego Karpat wschodnich. Analiza map H. Zapałowicza (1886), Z. Pazdry (1934), M. Książkiewicza i St. Sokołowskiego (1934) i T. Kräutnera (1931, 1938) prowadzi do wniosku, że masyw krystaliczny wraz ze swą pokrywą osadową jest nasunięty na strefę Rachova. Świadczy o tym przebieg zewnętrznej granicy tego masywu, poszarpanej przez erozję w zatoki i półwyspy. Pojedyncze, izolowane fragmenty skał krystalicznych leżą płasko na pofałdowanym fliszu strefy Rachova jako płyty tektoniczne. Skrajne odległości płytów i półwyspów (np. Mihailecul, Czywczyn, Łostuń) dochodzą do 4 km. Należy to uważać za minimalne stwierdzone nasunięcie strefy krystalicznej na strefę Rachova. W rzeczywistości rozmiar nasunięcia będzie znacznie większy¹. Mówi o tym odmienna facja kredy i paleogenu masywu Marmaroszy w stosunku do fliszu położonego na zewnątrz. W obrębie masywu krystalicznego nie stwierdzono także obecności warstw z Sinaia (H. Świ-

¹ L. G. Tkaczuk (1957) przyjmuje rozmiar nasunięcia do 18 km.

dziński, 1936; G. Macovei i I. Atanasiu, 1934; T. Kräutner, 1938).

Masyw krystaliczny Marmaroszy kończy się nad Czarną Cisą, a jego resztki w postaci pasma skałek Marmaroszy ciągną się jeszcze dalej, gubiąc się pod miocenijskimi skałami wulkanicznymi koło Mukaceva (D. Andrusov, 1933, 1936). Podobnie zanika nad Czarną Cisą strefa Rachova. Strefy Burkutu i Szypotu ciągną się zapewne dalej, na zachód, ale ich losy nie są mi znane z powodu braku nowszych materiałów geologicznych.

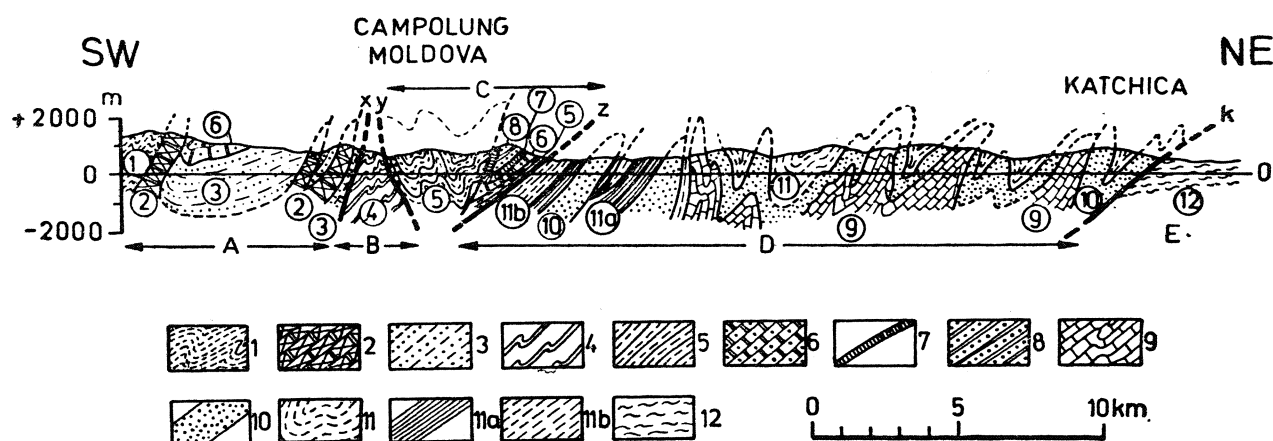


Fig. 9. Przekrój przez Karpaty fliszowe na Bukowinie wzdłuż rzeki Mołdawy. Według T. Kräutnera (1931), H. Świdzińskiego (1935, nie publ.) i D. Stefanescu (1935), nieco zmodyfikowane. A — masyw krystaliczny wschodnich Karpat: 1 — łupki krystaliczne; 2 — trias-jura; 3 — kreda; B — strefa Rachowska: 4 — warstwy z Sinaia (neokom); C — nasunięcie szypockie: 5 — łupki szypockie (barem-apt); 6 — piaskowce kwarcytowe i łupki (apt ?); 7 — czerwone łupki z radiolarytami (alb ?); 8 — piaskowce i zlepienie z Tomnatyka (kreda górna-paleogen ?); D — strefa skolska (skibowa) i pokucka (brzeżna): 9 — warstwy inoceramowe (kreda górna); 10 — eocen starszy; 11 — eocen młodszy i oligocen (łupki menilitowe i warstwy polanickie i krośnieńskie); 11a — łupki menilitowe; 11b — warstwy krośnieńskie; E — Przedgórze: 12 — miocen sfałdowany; x — linia nasunięcia masywu krystalicznego na strefę rachowską; y — linia kontaktu tektonicznego między strefą rachowską a nasunięciem szypockim; z — nasunięcie szypockie; k — nasunięcie fałdów pokuckich na miocen

Fig. 9. Geological cross-section through the Flysch Carpathians in Bukovine. After T. Kräutner (1931), H. Świdziński (1935, non publ.) and D. Stefanescu (1935), some modified. A — crystalline massif of Eastern Carpathians: 1 — crystalline schists; 2 — Triassic and Jurassic; 3 — Cretaceous; B — zone of Rachov: 4 — Sinaia Beds (Neocomian); C — Shipote unit: 5 — Shipote shales (Barremian-Aptian); 6 — Quartzite sandstones and shales (Aptian ?); 7 — red shales with radiolarites (Gault ?); 8 — sandstones and conglomerates of Tomnaticul (Upper Cretaceous-Paleogene ?); D — zone of Skole (of „Skiba”) and Pokutie (border zone): 9 — Inoceranian beds (Upper Cretaceous); 10 — Older Eocene; 11 — Younger Eocene and Oligocene (Menilites shales and Polanica and Krosno Beds); 11a — Menilites shales; 11b — Krosno Beds; E — Foreland: 12 — Miocene folded; x — thrust plane of crystalline massif on the zone of Rachov; y — tectonic contact between the zone of Rachov and Shipote unit; z — thrust plane of the Shipote unit; k — thrust plane of the Pokutie folds on Miocene

Na przedłużeniu tych stref znajduje się w dorzeczu rzeki Velka Rika i Latoritza jednostka Stohu D. Andrusova (1933). Położona jest ona tak samo na północ od strefy marmaroskiej (skałek Marmaroszy), a na południe od wewnętrznego synklinorium. Ze wstępnych badań Z. Opolskiego (1935, 1936) i Z. Sujkowskiego (1936) wynika, że jednost-

ka Stohu zawiera warstwy identyczne z warstwami z Szypotu i jest nasunięta na swe przedpole, przynajmniej częściowo.

Jeszcze dalej na północny zachód, na przedłużeniu jednostki Stohu znajduje się strefa fałdów dukielsko-użockich (H. Świdziński, 1934) i fałdy przeddukielskie (H. Świdziński, 1947). Fałdy przeddukielskie posiadają w jądrach antyklin eocen i kredę w facji śląskiej, wynurzają się z warstw krośnieńskich, można więc je potraktować jako południowe skrzydło wewnętrznego synklinorium (H. Świdziński, 1947). Nie jest wyłączone, że stanowią one dalszy ciąg strefy szypockiej. Fałdy Dukla-Użok natomiast przedstawiają pęk (wiązkę) fałdów obalonych i częściowo nasuniętych na północny wschód (H. Świdziński, 1953). Kreda górna rozwinięta jest tu w facji warstw inoceramowych, podobnie jak w strefie fałdów skibowych. Największe nasunięcie, widoczne na powierzchni, wykazuje najbardziej południowy fałd Pasiki. Wynosi ono 2 km, co należy traktować jako wielkość minimalną.

Karpaty północne, część zewnętrzna

Na przejściu od Karpat północno-wschodnich do północnych zaznacza się zmiana stylu tektonicznego, polegająca na przekształcaniu się struktur fałdowych w płaskie nasunięcia o coraz większych rozmiarach (H. Świdziński, 1934, 1947). Jednocześnie wewnętrzne jednostki fliszowe wysuwają się na północ, pokrywając sobą jednostki zewnętrzne. W ten sposób powstaje charakterystyczna dla Karpat fliszowych budowa „en coulisse” (H. Świdziński, 1953).

Jednym z najbardziej ciekawych zjawisk we wschodniej części Karpat północnych jest „nasunięcie Bonarów” albo „Czarnorzek” (H. Świdziński, 1953). Na wschód od Sanoka (fig. 15), przy granicy strefy fałdów skibowych z wewnętrznym synklinorium pojawia się podłużne pęknięcie, z którego wynurza się diapirowata antyklina. W jądrze zawiera ona eocen, a następnie kredę górną i dolną. Ku zachodowi antyklina przekształca się w wielkie płaskie nasunięcie Bonarów.

Nasunięcie Bonarów stanowi brzeżną część wielkiej jednostki śląskiej (sensu lato).

Na północ od Krosna w okolicy Węglówki nasunięcie jest bardzo płaskie, co pozwala zmierzyć jego minimalny rozmiar w tej okolicy (fig. 10 i 11). Na warstwach krośnieńskich (oligocen), należących do południowej części strefy fałdów skibowych, spoczywa „jednostka Węglówki”, złożona z pofałdowanej kredy dolnej, górnej i częściowo z paleogenu (H. Świdziński, 1953). W tej jednostce najbardziej charakterystyczna jest facja górnej kredy w postaci „pstrych margli z Węglówki”, zawierających *Globotruncana* (H. Świdziński, 1947). Facja ta nie występuje ani w strefie fałdów skibowych, ani we właściwej jednostce śląskiej. Jest ona zupełnie podobna do kredy górnej „płaszczowiny podśląskiej” M. Książkiewicza, wyróżnionej dalej na zachodzie (M. Książkiewicz, 1950; W. Petrascheck, 1909/1910). Minimalny rozmiar nasunięcia margli kredowych na oligocen, stwierdzony wierceniami, wynosi 8 km (fig. 11). Na marglach górnokredowych jednostki Węglówki leży dolna kreda, stanowiąca podstawę nasunięcia Bonarów (Czarnorzek). W tej jednostce kreda górna jest wykształcona zupełnie odmiennie, w postaci gruboławicowych i gruboziarnistych piaskowców (H. Świdziński, 1953). Część nasunięcia Bonarów, oddzielona przez erozję, tworzy „płat tektoniczny Bonarów” (fig. 10). Wielkość nasunięcia płaszczowiny śląskiej (Bona-

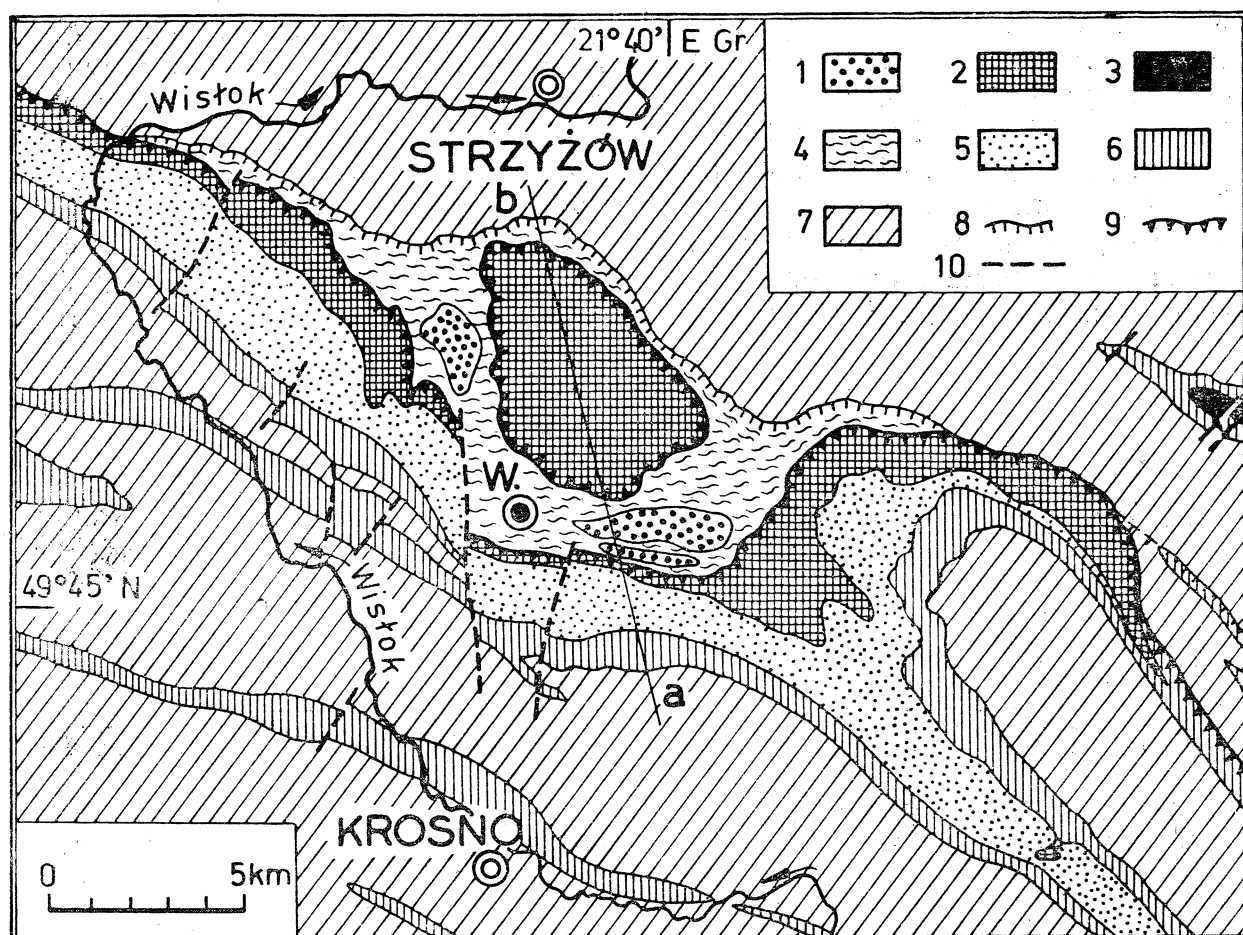


Fig. 10. Szkic tektoniczny okolicy Węglówki pod Krosnem. 1 — kreda dolna jednostki węglowieckiej (podśląskiej); 2 — kreda dolna nasunięcia bonarowieckiego (jednostka śląska); 3 — kreda górna strefy fałdów skibowych (warstwy inoceramowe); 4 — kreda górna jednostki węglowieckiej (pstre margle z Globotruncana); 5 — kreda górna facji śląskiej; 6 — eocen; 7 — oligocen (warstwy krośnieńskie); 8 — linia nasunięcia węglowieckiego; 9 — linia nasunięcia bonarowieckiego (śląskiego); 10 — uskoki; W — Węglówka; a—b — linia przekroju na fig. 11

Fig. 10. Tectonic sketch-map of the Węglówka region near Krosno. 1 — Lower Cretaceous of Węglówka (Sub-Silesian ?) unit; 2 — Lower Cretaceous of Bonarówka overthrust (Silesian unit); 3 — Upper Cretaceous of zone of „Skiba” folds (Inoceraman Beds); 4 — Upper Cretaceous of Węglówka unit (Variegated marls with Globotruncanae); 5 — Upper Cretaceous in silesian facies; 6 — Eocene; 7 — Oligocene (Krosno-Beds); 8 — boundary of Węglówka overthrust; 9 — boundary of Bonarówka (Silesian) overthrust; 10 — faults; W — Węglówka; a—b — line of section on the fig. 11

rówki) na jednostkę Węglówki wynosi minimum 9 km. Oznacza to, że w całości seria śląska została w okolicy Węglówki przesunięta w stosunku do strefy fałdów skibowych co najmniej o 17 km na północ. Jej brzeg powinien pierwotnie przebiegać tam, gdzie obecnie jest Krosno.

Dalej na zachód rozmiar nasunięć poziomych prawdopodobnie wzrasta, albowiem nasunięcie Bonarówki pokrywa stopniowo całą strefę fałdów skibowych i między Tarnowem a Krakowem dochodzi już do kontaktu z mioceniem (fig. 15). U czoła tego nasunięcia zachowały się fragmenty jednostki Węglówki, której dalszym ciągiem w Beskidach zachodnich jest prawdopodobnie jednostka podśląska.

W zachodniej części Karpat północnych jednostka śląska tworzy wielkie, porozrywane na części nasunięcie w typie bardzo płaskiej płaszczo-

winy. Pod nią znajduje się jednostka podśląska ze swymi marglami globotruncanowymi oraz jeszcze głębszy element, znany tylko z niewielkich fragmentów. Jest to „flisz parautochtoniczny” lub „zewnątrzny” M. Książkiewicza (1953). Obie te jednostki występują w bardzo niekompletnej postaci u czoła płaszczowiny śląskiej przy brzegu Karpat. Zupełnie podobne utwory, a przede wszystkim pstre margle górnokredowe znajdują się w kilku miejscach daleko od brzegu Karpat. Są one interpretowane jako okna tektoniczne, w których spod formacji płaszczowiny śląskiej ukazują się bardzo zaburzone utwory podłoża, a przede wszystkim

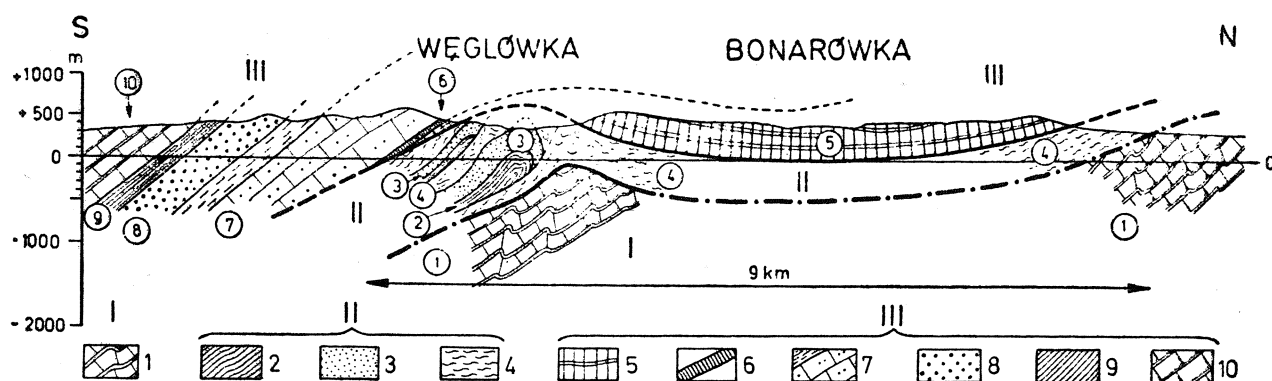


Fig. 11. Przekrój geologiczny przez nasunięcie Bonarowieckie w Węglówce (linia a—b na fig. 10). Według H. Świdzińskiego (1942, nie publ.), H. Teisseyre'a (1947) i St. Jucha (1955, nie publ.). I — Strefa fałdów skibowych: 1 — warstwy krośnieńskie (oligocen); II — nasunięcie węglowieckie (jednostka podśląska?): 2 — kreda dolna (czarne łupki); 3 — kreda dolna (piaskowce z Węglówki); 4 — kreda górna, częściowo paleogen (pstre margle z Węglówki z Globotruncana etc.); III — „płaszczowina bonarowiecka” (jednostka śląska): 5 — kreda dolna (czarne łupki i piaskowce); 6 — kreda „środkowa” (czerwone łupki z radiolariami); 7 — kreda górna — paleocen (piaskowce i łupki); 8 — eocen; 9 — łupki menilitowe (górny eocen?); 10 — oligocen (warstwy krośnieńskie)

Fig. 11. Geological cross-section through the Bonarówka overthrust in Węglówka (line a—b on the fig. 10). After H. Świdziński (1942, non publ.), H. Teisseyre (1947) and S. Jucha (1955, non publ.). I — zone of „Skiba” folds: 1 — Krosno Beds (oligocene); II — Węglówka overthrust (Sub-Silesian unit?): 2 — Lower Cretaceous, lower part (black shales); 3 — Lower Cretaceous, upper part (Węglówka sandstone); 4 — Upper Cretaceous, partially Paleogene (variegated marls of Węglówka with Globotruncana etc.); III — „Bonarówka nappe” (Silesian unit); 5 — Lower Cretaceous (black shales and sandstones); 6 — „Middle” Cretaceous (red shales with Radiolaria); 7 — Upper Cretaceous-Paleocene (sandstones and shales); 8 — Eocene; 9 — Menilite shales (Upper Eocene?); 10 — Oligocene (Krosno Beds)

płaszczowina podśląska. Najlepiej znane okna znajdują się w okolicy Lancoronu na wschód od Wadowic (M. Książkiewicz, 1936) oraz w Żywcu (J. Nowak, 1927; A. Tokarski, 1927). W Żywcu spod dolnej kredy płaszczowiny śląskiej (płaszczowina cieszyńska) wynurza się górna kreda i paleogen (S. Gerach i R. Gradziński, 1955), nie przebite wierceniem do znacznej głębokości (A. Tokarski, 1947).

Odległość okien Lanckorony od północnego brzegu jednostki śląskiej wynosi 10 km. Południowy kraniec okna Żywca oddalony jest o 25 km od czoła jednostki śląskiej. Za okna tektoniczne należy również uważać znaną od dawna strefę Rajbrot-Żegocina na południe od Wieliczki i Bochni. Strefa ta posiada budowę bardzo skomplikowaną i wykazuje obecność margli górnokredowych podobnego typu, co w serii podśląskiej (M. Książkiewicz, 1953 — według K. Skoczylas-Ciszewskiej). Odległość

tej strefy od zewnętrznego brzegu jednostki śląskiej wynosi przeciętnie 16 km.

W zachodniej części Karpat północnych można zatem przyjąć wielkość nasunięcia płaszczowiny śląskiej na podśląską 15—25 km. Jest ono niezależne od nasunięcia całego fliszu na miocen, co było omówione w rozdziale poprzednim.

Skąłki zewnętrzne

W okolicy Andrychowa koło Wadowic, pod dolną kredą płaszczowiny śląskiej, a na resztkach jednostki podśląskiej spoczywają wielkie bloki skalne, tzw. skąłki zewnętrzne (M. K s i ą ż k i e w i c z, 1935). Składają się one ze skał krystalicznych, mylonitów i górnej jury w facji tytonu (wapień ze Strambergu), na której transgreduje górna kreda i eocen. Dwie ostatnie formacje są rozwinięte w facji niefliszowej, w postaci margli i wapieni, odmiennych litologicznie i paleontologicznie od kredy i eocenu jednostki podśląskiej. Dowodzi to, że w okolicy Wadowic pomiędzy jednostką podśląską a śląską istnieje jeszcze jeden element tektoniczny, z którego zachowały się tylko porwaki tektoniczne. Wobec tego nasunięcie płaszczowiny śląskiej na podśląską będzie większe, niż to wynika z dzisiejszego wzajemnego położenia tych jednostek.

Płaszczowina magurska

Najwięcej danych co do wielkości poziomych przesunięć dostarczyła płaszczowina magurska. Jest to największa i najbardziej samodzielna jednostka tektoniczna Karpat północnych. W Karpatach zachodnich stanowi ona większą część pasa fliszowego. Jej stratygrafia wykazuje duże różnice w stosunku do przedpola, na które jest nasunięta (M. K s i ą ż k i e w i c z, 1953). Szczególnie odmiennie jest wykształcony paleogen. We wszystkich jednostkach fliszu, położonych na zewnątrz płaszczowiny magurskiej („grupa zewnętrzna” H. Ś w i d z i ń s k i e g o, 1934), górny eocen i oligocen są reprezentowane przez dwie charakterystyczne i bardzo stałe facje: łupków menilitowych i warstw krośnieńskich (H. Ś w i d z i ń s k i, 1947). W płaszczowinie magurskiej nie ma ani jednych, ani drugich, a najmłodsze ogniwo stratygraficzne obejmujące górny eocen i prawdopodobnie oligocen stanowi bardzo gruby kompleks piaskowców (warstw) magurskich. Płaszczowina magurska ma poza tym własną tektonikę i w Karpatach północnych leży bardzo płasko na różnych ogniwach stratygraficznych i na różnych jednostkach tektonicznych grupy zewnętrznej (H. Ś w i d z i ń s k i, 1947).

Najlepiej widać to w okolicy Jasła i Gorlic, gdzie płaszczowina magurska tworzy dwa duże półwyspy tektoniczne i parę izolowanych płatów (fig. 12). Każdy półwysep ma długość 10—12 km. Seria magurska jest w nich intensywnie wtórnie sfałdowana, ale jako całość tworzy cienką powłokę leżącą bardzo płasko. U podstawy półwyspu zachodniego (Łużnej) podłoże znajduje się na głębokości kilkuset metrów (H. Ś w i d z i ń s k i, 1950). Podobnie jest na półwyspie wschodnim (Harkłowa). Na północ od tego ostatniego występują 3 izolowane płaty eocenu magurskiego, leżące niezgodnie na warstwach krośnieńskich. Ostatni płat (na północ od Jasła), jest oddalony od właściwego brzegu płaszczowiny magurskiej o 25 km.

Rozmiar nasunięcia płaszczowiny magurskiej jest jeszcze większy, gdyż pod jej warstwami inoceramowymi (kreda) napotkano w kilku miejscach oligoceńskie warstwy krośnieńskie, należące do wewnętrznego synklino-

rium karpackiego. W Bodakach (fig. 12 i 13), gdzie pod kredą magurską znajduje się oligocen, odległość od skrajnego płata magurskiego (na północ od Jasła) wynosi okragło 30 km. Ta odległość przedstawia minimalny rozmiar nasunięcia, stwierdzony, a nie wynikający z interpretacji.

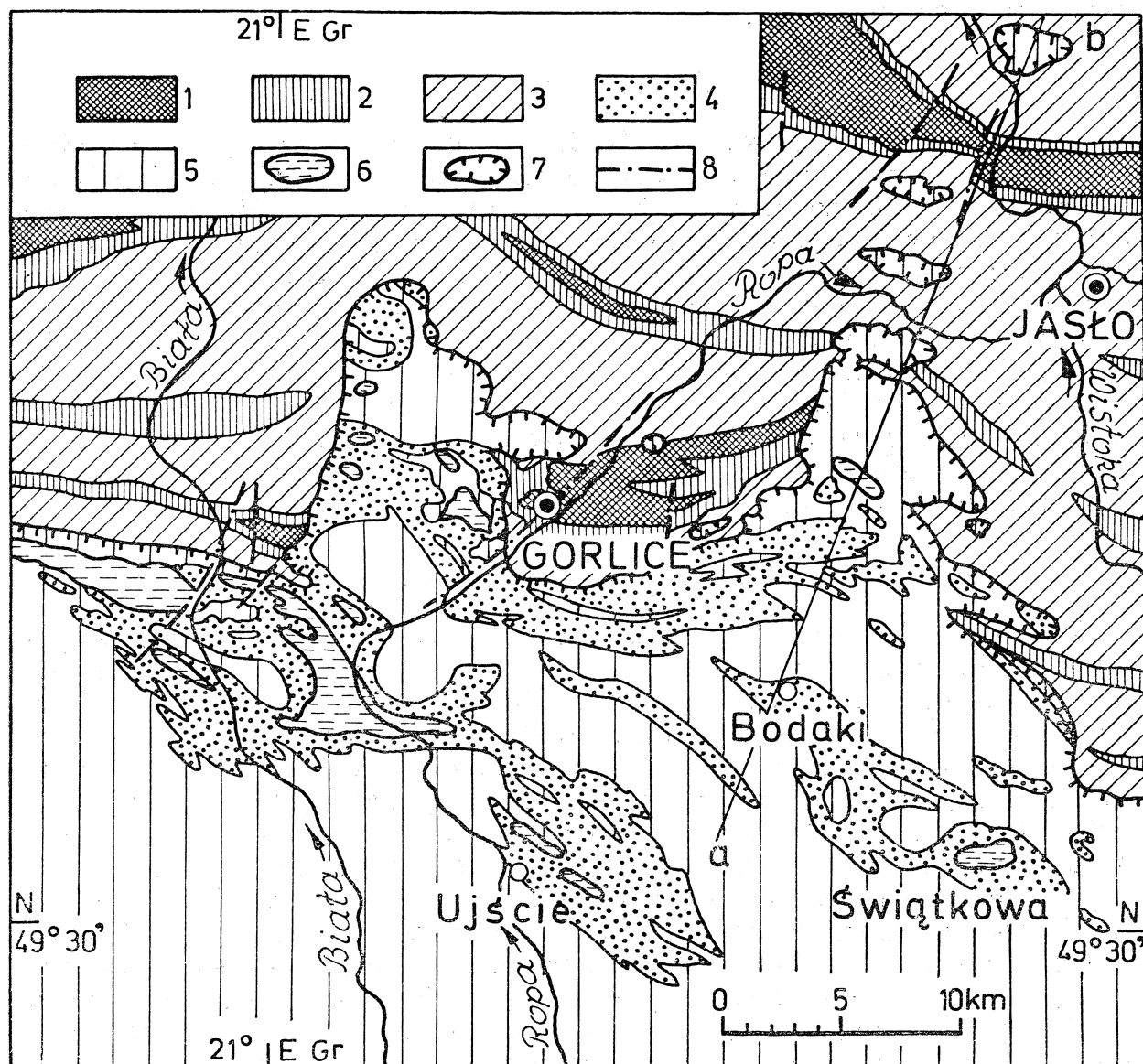


Fig. 12. Szkic tektoniczny płaszczowiny magurskiej w okolicy Gorlic i Jasła. Grupa zewnętrzna: 1 — kreda (dolna i górna); 2 — eocen; 3 — oligocen. Płaszczowina magurska: 4 — kreda dolna (warstwy inoceramowe); 5 — eocen i oligocen (?); 6 — porwaki tektoniczne w płaszczowinie magurskiej; 7 — płyty tektoniczne płaszczowiny magurskiej; 8 — uskoki; a—b — linia przekroju na fig. 13

Fig. 12. Tectonic sketch of Magura nappe in the region of Gorlice and Jasło. External group of Flysch: 1 — Cretaceous (Lower and Upper); 2 — Eocene; 3 — Oligocene. Magura nappe: 4 — Upper Cretaceous (Inoceramian Beds); 5 — Eocene and Oligocene (?); 6 — tectonic sheets (Klippes) in the Magura nappe; 7 — tectonic outliers of Magura nappe; 8 — faults; a—b — line of section on the fig. 13

W jądrach niektórych antyklin płaszczowiny magurskiej ukazują się spod kredy łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie. Tworzą one albo okna tektoniczne, jak w Mszanie Dolnej na południe od Krakowa (B. Ś w i d e r s k i, 1943/1952), albo porwaki tektoniczne, przefalldowane z kredą magurską, jak w okolicy Nowego Sącza (H. K o z i k o w s k i, 1953) i Gorlic

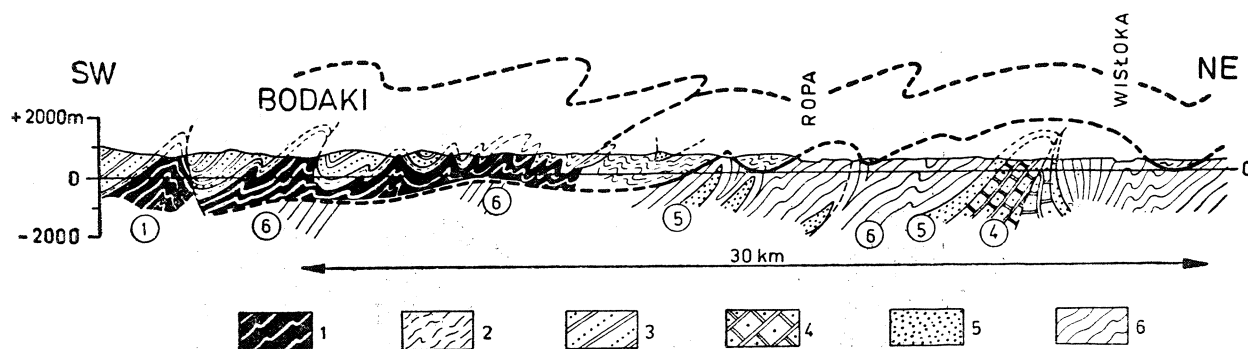


Fig. 13. Przekrój przez tektoniczny półwysp płaszczowiny magurskiej między Gorlicami a Jasłem (wzdłuż linii a—b na fig. 12). Płaszczowina magurska: 1 — kreda górna (warstwy inoceramowe); 2 — eocen starszy; 3 — eocen młodszy-oligocen (?). Grupa zewnętrzna fliszu: 4 — kreda (dolna i górna); 5 — eocen; 6 — oligocen (warstwy krośnieńskie)

Fig. 13. Geological section across the tectonic peninsula of Magura nappe between Gorlice and Jasło (along the line a—b on the Fig. 12). Magura nappe: 1 — Upper Cretaceous (Inoceraman Beds); 2 — Older Eocene; 3 — Younger Eocene and Oligocene (?); external group of Flysch: 4 — Cretaceous; 5 — Eocene; 6 — Oligocene (Krosno Beds)

(fig. 12 i 15). Ich obecność świadczy, że przynajmniej do miejsca ich występowania sięga podłoże płaszczowiny magurskiej, zbudowane z oligocenu. Południowy kraniec „okna Mszany Dolnej” znajduje się o 15 km od brzegu płaszczowiny. Odkryty przeze mnie porwak w Ujściu koło Gorlic (fig. 12) jest położony o przeszło 40 km od najbardziej północnego płata płaszczowiny. Porwak w Smilnie (Słowacja, NE od Bardiowa), również odkryty przeze mnie, znajduje się o 25 km od brzegu płaszczowiny. Pomijam tu „okna tektoniczne Bardiova”, ponieważ sprawa ta w obecnym stadium nie nadaje się do przedstawienia.

WIELKOŚĆ PRZEMIESZCZEŃ POZIOMYCH

Jak wynika z poprzednich rozdziałów, w Karpatach północnych można uważać za stwierdzone:

1. nasunięcie brzegu Karpat na miocen co najmniej na 12—15 km;
2. nasunięcie jednostki podśląskiej na niższy flisz (zewnętrzny) i na strefę fałdów skibowych — 7—8 km;
3. nasunięcie jednostki śląskiej na podśląską — 10—25 km;
4. nasunięcie płaszczowiny magurskiej na przedpole — 20—40 km.

Przyjmując tylko liczby średnie otrzymamy łącznie dla przesunięcia najbardziej wewnętrznej części pasa fliszowego liczbę 70 km.

W powyższych obliczeniach nie uwzględniono wcale „zmarszczenia” fliszu, tj. zmniejszenia jego szerokości skutkiem sfałdowania. W Karpatach północnych oszacowanie wielkości tego zwężenia jest trudne ze względu na skomplikowaną i zmienną tektonikę. Łatwiej obliczyć to zwężenie dla Karpat północno-wschodnich, posiadających bardziej prawidłową budowę fałdową. Niemniej jednak podane poniżej liczby są tylko przybliżone.

B. Świderski (1943/1952) na podstawie bardzo szczupłych danych przyjmował, że w strefie fałdów skibowych zwężenie skutkiem sfałdowania wynosi średnio 36%. Znaczy to, że obecna szerokość tej strefy stanowi 64% szerokości pierwotnej (warstw niesfałdowanych). Zwężenie podawane przez B. Świderskiego jest stanowczo za małe. Próby obliczenia zwę-

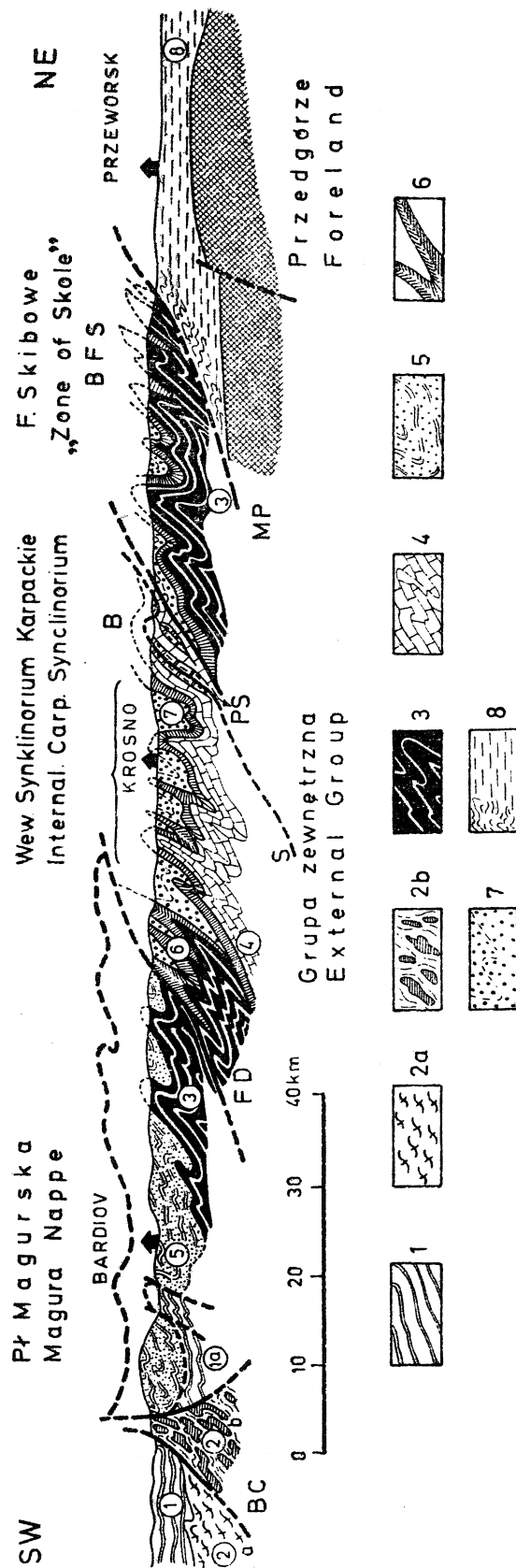


Fig. 14. Schematic tectonic cross-section through the Carpathians between Przeworsk and Bardiov. BC — central block; FD — Dukla folds; S — Silesian unit; B — „Bonarówka nappe”; PS — Węglówka unit (Sub-Silesian unit); BFS — Border „Skiba” folds; MP — Mesozoic-Paleozoic of foreland. 1 — Paleogene of central block and of tectonic windows of Bardiov (1a); 2 — Pre-Tertiary rocks (2a — Tatra units; 2b — Pieniny Klippen zone); 3 — Cretaceous in the Inoceranian Beds facies; 4 — Cretaceous in the Silesian facies; 5 — Paleogene of Magura nappe; 6 — Eocene of external group; 7 — Oligocene of external group (Krosno Beds); 8 — Miocene

Fig. 14. Schematic tectonic cross-section through the Flysch Carpathians between Przeworsk and Bardiov. BC — central block; FD — Dukla folds; S — Silesian unit; B — „Bonarówka nappe”; PS — Węglówka unit (Sub-Silesian unit); BFS — Border „Skiba” folds; MP — Mesozoic-Paleozoic of foreland. 1 — Paleogene of central block and of tectonic windows of Bardiov (1a); 2 — Pre-Tertiary rocks (2a — Tatra units; 2b — Pieniny Klippen zone); 3 — Cretaceous in the Inoceranian Beds facies; 4 — Cretaceous in the Silesian facies; 5 — Paleogene of Magura nappe; 6 — Eocene of external group; 7 — Oligocene of external group (Krosno Beds); 8 — Miocene

żenia przeprowadzone na trzech konkretnych przekrojach, sporządzonych przeze mnie, dały wyniki znacznie większe: dla przekroju na linii Nahujowice (koło Borysławia) — Turka (długości 25 km) otrzymano zwężenie 60%. Przekrój Stara Sól koło Sambora — Mszaniec (21,5 km) — 68%. Przekrój Fredropol koło Przemyśla — Wańkowa (26 km) — 63%. Nie uwzględnione są tu większe przesunięcia poziome ani wtórne sfałdowania. Liczby te należy wobec tego uważać raczej za minimalne. Pozwala to przyjąć średnie zwężenie brzeżnego antyklinorium o 60%, czyli do 40% pierwotnej szerokości. Przy średniej obecnej szerokości 25 km otrzymamy pierwotną szerokość ponad 60 km (62,5 km). Rozmiar zwężenia wynosi zatem około 40 km (37,5 km).

Wewnętrzne synklinorium jest również silnie sfałdowane. Pomiary wykonane przeze mnie na poprzecznych przekrojach, sporządzonych dla okolicy Leska (na południe od Sanoka) i Krosna, dały zwężenie identyczne jak dla strefy fałdów skibowych, mianowicie 61 i 66%. Przyczyną tego jest głębokie sfałdowanie warstw krośnieńskich synklinorium oraz nieuwzględnienie nasunięć w strefie „skibowej”. Przeciętna szerokość wewnętrznego synklinorium wynosi w tej części Karpat około 20 km. Zwężenie stanowi zatem równo 30 km.

Najmniej danych mamy dla wewnętrznej części strefy fliszowej, tj. dla wschodniej części fałdów dukielskich i dla strefy Stohu. Jednakże z dotychczasowych prac geologicznych wynika, że intensywność fałdowania nie jest tam mniejsza niż w wewnętrznym synklinorium. Przyjęcie zwężenia dla tego obszaru o 60% na pewno nie będzie przesadą, tym bardziej że nie uwzględniamy większych nasunięć. Przy przeciętnej szerokości strefy wewnętrznej, wynoszącej 20 km, otrzymamy również około 30 km. W rezultacie, biorąc pod uwagę wszystkie dotychczasowe obliczenia, otrzymamy dla Karpat północno-wschodnich:

przesunięcie brzegu Karpat na NE średnio	35 km
zwężenie strefy fałdów skibowych skutkiem fałdowania . . .	37 „
przesunięcia poziome skib (średnio 8 skib o 1 km minimum) .	8 „
zwężenie wewnętrznego synklinorium Karpat	30 „
zwężenie południowej strefy fliszu	30 „
Razem	140 km

Jest to minimalna wielkość, o jaką trzeba przesunąć na południowy zachód wewnętrzną granicę strefy fliszowej, tj. pas skałek Marmaroszy oraz wschodnią część pienińskiego pasa skałkowego.

W Karpatach północnych obliczenie „zmarszczenia” jest trudniejsze ze względu na inny styl tektoniczny. Nie ma jednak podstaw przypuszczać, że wewnętrzne pofałdowanie fliszu będzie znacznie mniej intensywne niż na wschodzie. Dlatego przyjęcie wielkości zwężenia o 40% jest już dużą ostrożnością. Przy szerokości strefy fliszowej, wynoszącej 60—100 km, zwężenie wyniesie 40—65 km. Dodając tę liczbę do obliczonych poprzednio nasunięć (60 km) otrzymamy 100—125 km. O taką co najmniej odległość należy przesunąć na południe pieniński pas skałkowy, stanowiący wewnętrzną granicę strefy fliszowej w Karpatach północnych. W obliczeniu tym przemieszczenie to wypadło mniejsze niż w Karpatach północno-wschodnich, mimo iż na zachodzie istnieją nasunięcia dużych rozmiarów. Przyczyny są następujące: a) przyjęcie zbyt małego nasunięcia brzegu Karpat na przedpole (maksimum 8 km); sądząc po Karpatach północno-wschodnich powinno ono być znacznie większe; b) nieuwzględnienie faktu, że strefa fałdów skibowych, szeroka na 20—30 km, chowa się ku za-

chodowi prawdopodobnie niemal całkowicie pod nasunięcie śląskie; c) nieuwzględnienie przemieszczeń, związanych z obecnością tektonicznych skałek Andrychowa.

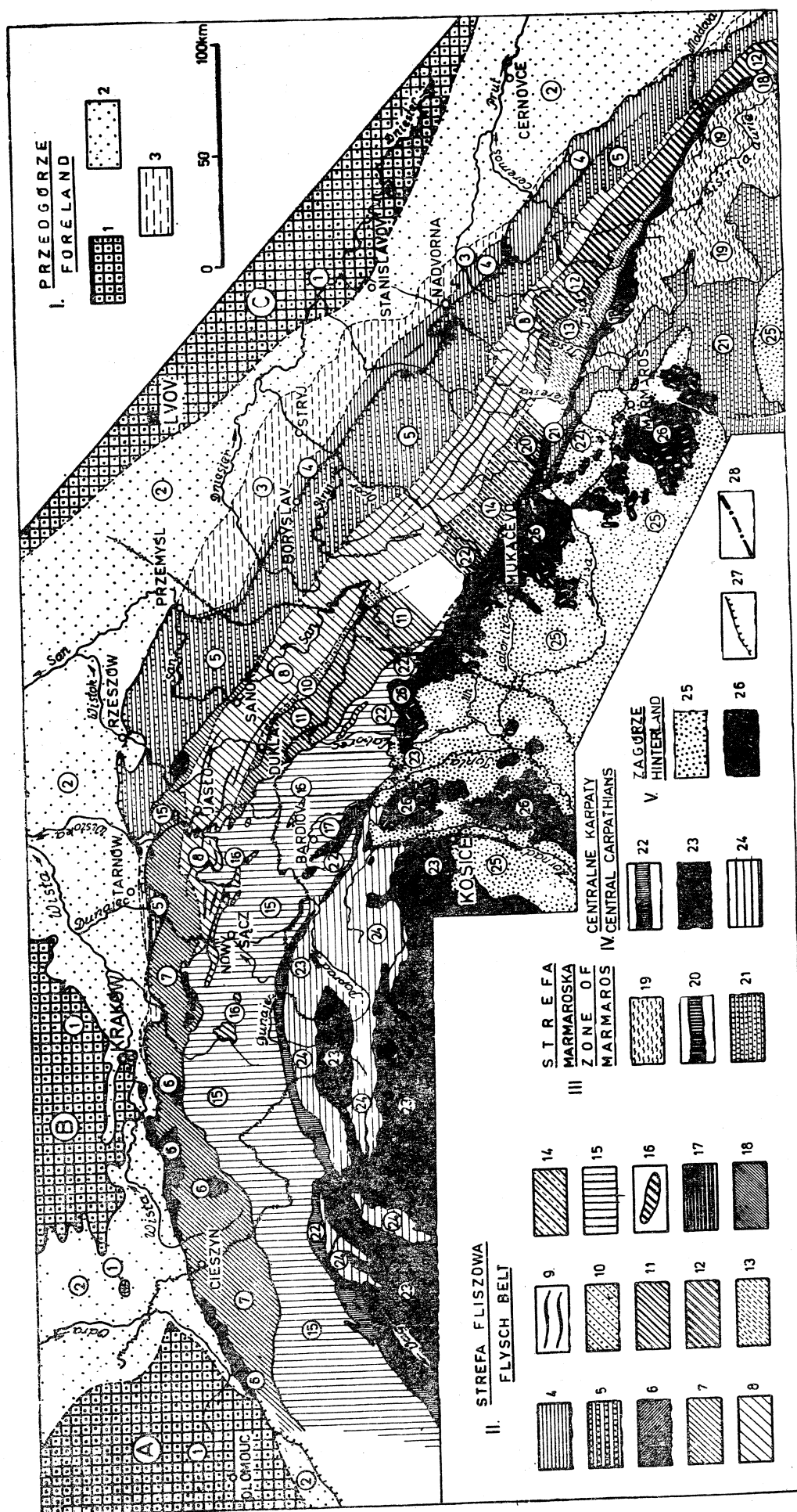
KARPATY WEWNĘTRZNE

Przemieszczenia poziome, skonstatowane we fliszu, mają duże znaczenie dla pojmowania dziejów i budowy Karpat wewnętrznych. Południową granicę strefy fliszowej stanowi pas skałek pienińskich. Jest to wąska strefa, niesłychanie skomplikowana tektonicznie (V. Uhlig, 1896 i K. Birkenmajer, 1953). Rozprostowanie zwiększyłoby jej szerokość co najmniej kilkakrotnie. Jednakże nawet przybliżona ocena zwiężenia wydaje się niemożliwa.

Pomiędzy Pieninami a Tatrami rozpościera się kotlina wypełniona fliszem paleogeńskim (paleogen Karpat centralnych). Paleogen ten na południu spoczywa sedymentacyjnie na jednostkach tatrzańskich (C. Kuźniar, 1910; E. Passendorfer, 1951), gdy natomiast od strony Pienin granica ma przynajmniej częściowo charakter tektoniczny (Cz. Kuźniar, 1910; D. Andrusov, 1939). Nie zmienia to faktu, że cały paleogen między Pieninami a Tatrami jest w stosunku do obu tych jednostek utworem miejscowym (autochtonicznym), przyrośniętym sedymentacyjnie do podłoża. Podczas orogenezy „karpackiej” (faza sawska, oligocen-miocen) został

Fig. 15. Szkic tektoniczny Karpat północno-wschodnich. Zestawił H. Świdziński, 1956. I — Przedgórze: 1 — stare masywy i utwory przedmioceny w ogólności: A — blok czeski; B — wyżyna śląsko-krakowska; C — blok podolski; 2 — miocen transgresywny i niesfałdowany; 3 — miocen przykarpacki sfaldowany. II — strefa fliszowa: 4 — wschodnio-karpacka strefa brzeżna (pokucko-borysławska); 5 — strefa fałdów skibowych (skolska); 6 — zachodniokarpacki flisz zewnętrzny i jednostka podśląska; 7 — płaszczowina śląska; 8 — wewnętrzne synklinorium Karpat fliszowych (centralna depresja karpacka); 9 — osie głównych antyklin w wewnętrznym synklinorium; 10 — strefa fałdów przeddukielskich; 11 — fałdy dukielskie; 12 — nasunięcie szypockie (czarnohorskie); 13 — strefa Petrosu (burkucka); 14 — strefa Stohu (dukielsko-szypocko-petroska ?); 15 — płaszczowina magurska; 16 — tektoniczne porwaki grybowskie; 17 — bardyowskie „okna tektoniczne” (strefa bardyowska); 18 — strefa rachowska (Sinaia). III — strefa marmaroska: 19 — trzon krystaliczny z pokrywą osadową; 20 — pas Skałek Marmaroskich; 21 — flisz strefy marmaroskiej. IV — Karpaty Centralne (zachodnie Karpaty wewnętrzne): 22 — pieniński pas skałkowy; 23 — jednostki tatrzańskie; 24 — flisz Karpat centralnych. V — Zagórze: 25 — neogen; 26 — trzeciorzędowe skały wulkaniczne; 27 — zewnętrzny brzeg Karpat fliszowych; 28 — wielki uskoki Hornadu

Fig. 15. Tectonic Sketch of the North-Eastern Carpathians Mountains. Compiled by H. Świdziński, 1956. I — Foreland: 1 — old massif and Pre-Miocene rocks: A — Bohemian block; B — Silesian-Krakow uplift; C — Podolian block; 2 — transgressive and unfolded Miocene; 3 — folded Miocene. II — Flysch Belt: 4 — East Carpathian border unit; 5 — zone of „Skiba” folds (zone of Skole); 6 — West Carpathian external Flysch and Sub-Silesian unit; 7 — Silesian nappe; 8 — internal Synclinorium of Flysch Carpathians (Central Carpathian Depression); 9 — axes of the chief anticlines of internal Synclinorium; 10 — zone of Sub-Dukla folds; 11 — Dukla folds; 12 — Shipote (Czarnohora) overthrust; 13 — zone of Petros (Burkut); 14 — zone of Stoh (Dukla-Shipote-Petros ?); 15 — Magura nappe; 16 — tectonic sheets („klippes”) of Grybów; 17 — Bardiov tectonic „windows”; 18 — zone of Rachov (Sinaia). III — zone of Marmaros: 19 — crystalline core with sedimentary cover; 20 — Marmaros Klippen Belt; 21 — Flysch of Marmaros. IV — Central Carpathians: 22 — Pieniny Klippen Belt; 23 — Tatra units; 24 — Central Carpathian Flysch. V — Hinterland: 25 — Neogene; 26 — Tertiary volcanic rocks; 27 — external border of the Flysch Carpathians; 28 — great fault of Hornad



on tylko słabo sfałdowany w formie synkliny. Podłoże miocenu zachowało się zatem jako masa sztywna (F. R a b o w s k i, 1925).

Rozprostowanie strefy fliszowej zmusza do przyjęcia przemieszczenia całego bloku centralnego o 100—120 km na południe. W tej sytuacji Pieniny pierwotnie znajdowały się na dzisiejszych południowych stokach Gór Gemerskich, a krystaliczny trzon Tatr w okolicach góry Matra, o 250 km od Krakowa. W rzeczywistości masyw tatrzański powinien znajdować się jeszcze dalej na południu, nie uwzględniono bowiem w tej kalkulacji rozszerzenia pienińskiego pasa skałkowego.

Warto zaznaczyć, że na swych mapach paleogeograficznych Karpat, sporządzonych przed 40 laty, J. N o w a k (1927, 1929) umieścił Tatry o 300 km od Krakowa, czym zresztą autor niniejszej pracy zupełnie nie był zasugerowany.

Dla osadowych pokryw tatrzańskich (płaszczowiny subtatrzańskiej) basen sedymentacyjny przypadłby w okolice Budapesztu.

Rozprostowanie pasa fliszowego dostarcza jeszcze jednego argumentu przeciw autochtonizmowi masywu krystalicznego Tatr, jak to słusznie podniósł J. N o w a k (l.c.). Autochtonizm byłby do przyjęcia tylko wówczas, gdybyśmy cały flisz, a przynajmniej płaszczowinę magurską uznali, w myśl pierwotnych poglądów L i m a n o w s k i e g o (1905), za „płaszczowinę dynarską”, która przywędrowała daleko z południa ponad całymi Karpatami centralnymi i Pieninami. Temu jednak przeczą wszystkie znane fakty geologiczne.

W Karpatach północno-wschodnich i wschodnich podobne zagadnienia dotyczą tamtejszego masywu krystalicznego (masyw Marmaroszy). Masyw ten jest nasunięty na strefę fliszową, jak to starano się udowodnić w poprzednim rozdziale. Rozmiar nasunięcia wzrasta zapewne ku południowi, osiągając maksimum między rzekami Mołdawą a Złotą Bystrycą, gdzie strefa fliszu ulega największemu zwężeniu. Zwężenia tego nie można wytłumaczyć tylko wypiętrzaniem się masywu krystalicznego, wówczas bowiem wewnętrzne strefy fliszowe musiałyby wychodzić w powietrze i kolejno zanikać ku południowi, ukazując swe najstarsze formacje. Tymczasem tak nie jest. Wszystkie główne strefy Karpat fliszowych ciągną się dalej ku południowi i wszystkie ulegają zwężeniu (fig. 15). Ich tektonika nie zmienia zasadniczego stylu, są one tak samo intensywnie pofałdowane i ponasuwane na siebie (fig. 6 i 9). Znikanie jednostki Burkutu przy źródłach Białego Czeremoszu oraz wewnętrznego synklinorium po przekroczeniu Mołdawy — nie ma charakteru wychodzenia w powietrze. Znikanie strefy Burkutu jest spowodowane wyciśnięciem pomiędzy jednostkami sąsiednimi. Wewnętrzne synklinorium natomiast sprawia wrażenie, jak gdyby nad Mołdawą kryło się całkowicie pod nasunięciem Szypotu, analogicznie jak daleko na zachodzie, gdzie nad rzeką Dunajec kryje się ono pod płaszczowiną magurską.

W wyniku przesuwania się na wschód masywu krystalicznego strefa fliszowa ulega zwężeniu do 23 km, podczas gdy te same jednostki przy północnym końcu masywu Marmaroszy, na linii rzeki Czarna Cisa mierzyły przeszło 60 km szerokości. Wydaje się przeto, że przesunięcie masywu krystalicznego ku wschodowi powinno wynosić na Bukowinie co najmniej 40 km, nie licząc ogólnego przemieszczenia poziomego, wynikającego ze sfałdowania, a tym samym i zwężenia strefy fliszowej.

Powyższe wyniki otrzymano przy założeniu małego ogólnego nasunięcia Karpat fliszowych na przedpole, nie przekraczającego w Karpatach północnych 10 km. Tymczasem analiza kształtu łuku Karpat, budowy geo-

logicznej ich przedpola oraz wzajemnych stosunków facjalnych i tektonicznych prowadzi do wniosku, że nasunięcie to może być znacznie większe. W Karpatach północnych, jak wykazują wiercenia, pod mioceniem u brzegu Karpat znajduje się jura górna lub kreda górna w facji północno-europejskiej, wapiennej. Tymczasem brzeg Karpat, nasunięty na miocen, utworzony jest z fliszu górno- i dolnokredowego. Należy więc cofnąć brzeg Karpat dostatecznie daleko na południe, ażeby „zrobić miejsce” na przejście jednej facji w drugą albo na jakiś grzbiet, który mógł dzielić na znacznej przestrzeni oba baseny sedymentacyjne.

WNIOSKI

Rozważania powyższe prowadzą do następujących wniosków:

1. W Karpatach północnych i północno-wschodnich zostały stwierdzone przesunięcia poziome dużych rozmiarów. Dochodzą one w poszczególnych przypadkach do 30—40 km.
2. Styl tektoniczny Karpat wykazuje wyraźne zmiany od zachodu na wschód. W Karpatach północnych i zachodnich dominują nasunięcia płaskie; w północno-wschodnich — tektonika jest bardziej prawidłowa, fałdowa. Ale i tam istnieją również znaczne przesunięcia poziome.
3. Rozprostowanie pokrywy fliszowej zmusza do przyjęcia dalekich przesunięć wewnętrznych masywów krystalicznych, jak masyw bloku słowackiego z Tatrami na czele oraz masyw Marmaroszy na wschodzie. Masywy te nie mogą zatem być autochtonem ani nawet parautochtonem i nie łączą się pod fliszem ze sztywnymi masywami przedgórza.
4. Stwierdzenie istnienia dużych przesunięć poziomych powoduje, że kwestia płaszczowin w Karpatach staje się raczej kwestią terminologii, a nie dyskusji nad strukturą Karpat. Styl tektoniczny Karpat fliszowych odbiega zresztą niekiedy znacznie od stylu Alp. Najbardziej alpejski charakter ma nasunięcie magurskie i cały zespół jednostek śląsko-podśląskich w Beskidach zachodnich. One w każdym razie zasługują na nazwę płaszczowin.
5. Dla tektoniki północnych Karpat fliszowych jest niezmiernie charakterystyczna obecność cienkich, daleko przesuniętych pokryw, utworzonych z mało sztywnych serii fliszowych. Autor widzi duże trudności przy tłumaczeniu powstania takich form wyłącznie przez nacisk boczny (tangencjalny). Styl tektoniczny płaszczowiny magurskiej skłonił zresztą M. Lugeona w r. 1937 do ponownego zwrócenia większej uwagi na zarzuconą „teorię spływową” („théorie d'écoulement tectonique”), (1941, s. 82).
6. Obecność tych cienkich pokryw płaszczowinowych, budowa „en coulisse” Karpat północnych, stosunek Karpat do przedgórza oraz wybitnie heterogeniczna budowa tego przedgórza — przemawiają zdaniem autora przeciw teorii podsuwania się przedgórza („Unterschub”), przyjmowanej przez H. Stillego (1953).
7. Przy wszelkich próbach odtworzenia historii i paleogeografii geosynkliny karpackiej, przy rozpatrywaniu zmian facjalnych, pochodzenia materiału terrygenicznego, kierunków wędrówki tego materiału itp. — należy pamiętać o dużych przesunięciach poziomych w obrębie Karpat. Bez uwzględnienia tego wnioski mogą być pozornie uzasadnione, a w rzeczywistości — fałszywe.

Katedra Geologii Ogólnej AGH
Kraków

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

- Andrusov D. (1933), Sur la relation des Carpathes orientales avec les Carpathes occidentales. *Věstník Štatn. Geol. Ust. ČSR*, IX, No 2, Praha.
- Andrusov D. (1936), Geologicke vyzkumy v Podkarpatskie Rusi v letech 1932—34. *Carpatica*. Praha.
- Andrusov D. (1939), Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 30 (1937). Wien.
- Bertrand M. (1898), La nappe de recouvrement des environs de Marseille. *Bull. Soc. Géol. France*, 3-ème sér. XXVI. Paris.
- Bieda F. (1953), Młodszy trzeciorzęd Karpat i Przedgórze. *Region. Geol. Polski*, 1, z. 1, *Pol. Tow. Geol.* Kraków.
- Birkenmajer K. (1953), Tektonika Pienińskiego Pasa Skałkowego. *Region. Geol. Polski*, 1, z. 2, *Pol. Tow. Geol.* Kraków.
- Bruderer W. (1926), Brzeżne jednostki tektoniczne polskich Karpat Wschodnich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 3, 3/4, Warszawa.
- Bujalski B. (1925), Budowa geologiczna Karpat w obszarze Bitkowa. *Stacja Geol. Borysław, Biul.* 9.
- Bujalski B. (1930), Budowa geologiczna przedgórze Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 6, 2, Warszawa.
- Bujalski B. (1938), Arkusz Nadwórna. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000, ark. 3, PIG, Warszawa.
- Burtanówna J., Książkiewicz M., Sokołowski S. (1933), O występowaniu łupków radiolarytowych w kredzie średniej Beskidów Zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 9, Kraków.
- Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M. (1937), Mapa geologiczna Karpat Śląskich. *Pol. Akad. Um. Wydawn. Śląskie*, Kraków.
- Cadisch J. (1953), *Geologie der Schweizer Alpen*. 2 ed. Basel.
- Cernea G. (1952), Zona interna a flisului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Comit. Geol. RPR*, XXIV, București.
- Chlebowski T. (1947), Spostrzeżenia geologiczne z okolic Kałusza i Bochni. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 29, Warszawa.
- Cizancourt de H. (1925), O budowie przedmurza polskich Karpat Wschodnich. *Stacja Geol. Borysław, Biul.* 12, Borysław.
- Geroch S., Gradziński R. (1955), Stratygrafia serii podśląskiej żywieckiego okna tektonicznego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 24, 1, Kraków.
- Guzik K. (1939), Sprawozdanie z badań na arkuszu Żabie itp. *Spraw. Działaln. Państw. Inst. Geol. w r. 1938, Biul.* 18, Warszawa.
- Heim A. (1919), Observations sur la région pétrolifère de Rypne. *Arch. Sc. Phys. Nat.* An. 124, 5-ème période, v. 1, Genève.
- Heim A. (1919), Remarques géologiques sur le profil du champ pétrolifère de Borysław en Galicie. *Arch. Sc. Phys. Nat.* An. 124, Genève.
- Jabłoński E., Weigner S. (1925), Brzeg Karpat fliszowych między Świcą i Łomnicą. *Stacja Geol. Borysław, Biul.* 6, Borysław.
- Kozikowski H. (1953), Budowa geologiczna okolic Kłęczan-Pisarzowej. *Biul. Inst. Geol.*, 85, Warszawa.
- Kräutner Th. (1931), Geologische Untersuchungen in der mesozoischen Randmulde der Bukowina mit besonderer Berücksichtigung des Rarauggebietes. *An. Inst. Geol. al Romaniei*, 14, București.
- Kräutner Th. (1938), Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. al Romaniei*, 19, București.

- Książkiewicz M. (1935), Die äussere karpatische Klippenzone bei Andrychów. *Bull. Ac. Pol. Sc., Sér. A*, 1—2, Kraków.
- Książkiewicz M. (1936), La structure de la zone de Lanckorona. *Bull. Ac. Pol. Sc. Sér. A*, 3, Kraków.
- Książkiewicz M. (1950), O wieku pstrych margli we fliszu Karpat Zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 19, 2, Kraków.
- Książkiewicz M. (1953), Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *Region. Geol. Pol.*, 1, z. 2, Pol. Tow. Geol. Kraków.
- Książkiewicz M. (1956a), Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rdsch.*, Bd. 45, H. 2, Stuttgart.
- Książkiewicz M. (1956b), Jura i kreda Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 24, 2—3, Kraków.
- Książkiewicz M., Sokołowski S. (1934), Remarques sur la géologie des montagnes de Czywczyń (Carpathes Orientales). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 10, Kraków.
- Książkiewicz M., Wieser T. (1954), Occurrence of tuffites in the Krosno Beds of the Carpathian Flysch. *Bull. Ac. Pol. Sc. Cl. III*, v. II, 6, Varsovie.
- Kuźniar Cz. (1910), Versuch einer Tektonik des Flysches nördlich von der Tatra. *Bull. Ac. Pol. Sc., Sér. A*, 2a, Kraków.
- Kuźniar Cz. (1939), Złoże solne w Kałuszu. *Pr. Inst. Geol.*, III, 3, Warszawa.
- Limanowski M. (1905), Rzut oka na architekturę Karpat. *Kosmos*, 30, Lwów.
- Limanowski M. (1906), Sur la genèse des Klippes des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, Paris.
- Lugeon M. (1903), Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 4, Lausanne.
- Lugeon M., Gagnebin E. (1941), Observations et vue nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 72, Lausanne.
- Macovei G. (1927), Aperçu géologique sur les Carpathes Orientales. II-ème Réunion. *Ass. Carp. Guide des excursions, București*.
- Macovei G., Atanasiu I. (1934), L'Évolution Géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Géol. Roum.* 16, București.
- Matejka A., Zelenka L. (1932), Příspěvek ku geologii okolí Jasině v Podkarpatské Rusi. *Vest. Stat. Geol. Ust. ČSR*, VIII, Praha.
- Nowak J. (1914), Jednostki tektoniczne polskich Karpat Wschodnich. *Arch. Nauk. Dział II*, t. II, z. 2, Lwów.
- Nowak J. (1916), Kilka uwag w sprawie budowy Karpat Wschodnich. *Kosmos*, 41, Lwów.
- Nowak J. (1926—27), Nouvelles données sur l'ensemble de la tectonique des Carpates et de l'avant-pays en Pologne. *Mém. I-ère Réunion. Ass. Karp. Pologne*, Borysław.
- Nowak J. (1927), Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słow. Geogr. i Etnogr. w Polsce, Kraków.
- Nowak J. (1929), Die Geologie der polnischen Oelfelder. *Brennstoff-Geologie*, 3, Stuttgart.
- Opolski Z. (1933), O stratygrafii warstw krośnieńskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 4, Warszawa.
- Opolski Z. (1935), Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1934 na arkuszach Dydiowa, Smorze, Wołowiec, Wielka Berezna. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 42, Warszawa.
- Opolski Z. (1936), Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1935 w okolicach Smorzego i na Rusi Zakarpackiej. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 45, Warszawa.
- Passendorfer E. (1951), Z zagadnień transgresji eocenu Tatr. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 20, 3, Kraków.

- Pazdro Z. (1934), Pasma gór Czywczyńskich. Budowa geologiczna. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 10, Kraków.
- Pazdro Z. (1935), Warstwy szypockie w Hryniawie nad Czeremoszem. *Kosmos*, 60, Lwów.
- Petrascheck W. (1909—1910), Ergebnisse neuer Aufschlüsse im Randgebiete des galizischen Karbons. *Verhandl. Geol. Reichsanst.* 1909, 16, Wien.
- Petrascheck W. (1928), Deckentectonik und Tektonik des autochthonen Untergrundes in den Nordkarpathen. *Z. deutsch. geol. Ges.* 80, Berlin.
- Poborski J. (1952), Złoże solne w Bochni na tle geologicznym okolicy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 78, Warszawa.
- Rabowski F. (1925), Skalki i ich rola w łańcuchu karpackim. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 3, 1—2, Warszawa.
- Skoczyła-Ciszewska K. (1952), Budowa geologiczna brzegu Karpat w okolicy Bochni. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 77, Warszawa.
- Spengler E. (1937), Der geologische Bau der Westkarpathen. *Gemeinnütz. Vortr.*, 697—700, Prag.
- Stefanescu D. (1935), Schitta geologica a vali Moldova între Paltinoasa și Câmpulung. VI Ses. *Geol. Soc. Rum.* (ed. provis), București.
- Stefanescu D. (1941), Observations sur la note de M. H. Teisseyre: Sur la structure géologique des environs de Żabie. *C. r. Séan., Inst. Géol. Roum.*, 25, București.
- Stille H. (1953), Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beihefte Geol. Jb.*, 8, Hannover.
- Suess E. (1883—1909), Das Antlitz der Erde. I — 1883, II — 1888, III (2 cz.) — 1909, Wien.
- Sujkowski Z. (1932), Radiolaryty polskich Karpat Wschodnich i ich porównanie z radiolarytami tatrzańskimi. Studium petrograficzne. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 7, 1, Warszawa.
- Sujkowski Z. (1936), Budowa serii szypockiej. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 44, Warszawa.
- Sujkowski Z. (1938), Serie szypockie na Huculszczyźnie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 3, 2, Warszawa.
- Szalai T. (1947), Geology of the Northeastern Carpathians. *An. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 38, Budapest.
- Świdorski B. (1925), Budowa geologiczna Karpat Pokuckich. *Stacja Geol. Borysław, Biul.* 7, PIG, Warszawa.
- Świdorski B. (1927), Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich i na ich Przedgórzu w latach 1925—1926. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 4, 1—2, Warszawa.
- Świdorski B. (1930), Tektoniczny stosunek polskich Karpat Wschodnich do ich przedgórza. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* za r. 1929, 6, Kraków.
- Świdorski B. (1933), Sur l'arc des Karpathes occidentales. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 26, 1, Basel.
- Świdorski B. (1943—1952), Z zagadnień tektoniki Karpat północnych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 8, Warszawa.
- Świdziński H. (1934), Uwagi o budowie Karpat fliszowych. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, 1, Warszawa.
- Świdziński H. (1936), Niektóre zagadnienia geologiczne z Karpat Wschodnich. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 45, Warszawa.
- Świdziński H. (1938), Kilka spostrzeżeń geologicznych z okolicy Seletyna (Bukowina). *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 9, 2, Warszawa.
- Świdziński H. (1947), Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 37, Warszawa.

- Świdziński H. (1950), Łuska Stróż koło Grybowa (Karpaty środkowe). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 59, Warszawa.
- Świdziński H. (1953), Les Carpathes Flyschéuses Septentrionales. Exemple particulier d'une chaîne plissée. (Résumé). *C. r. XIX-ème Ses. Congr. Géol. Intern. Alger*, III, 3, Algier.
- Świdziński H. (1953), Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Region. Geol. Pol.*, t. I, z. 2, *Pol. Tow. Geol.*, Kraków.
- Świdziński H. (1957), The dimensions of the horizontal displacement in the Northern Carpathians. W: *Resumenos de los trabajos presentados, Mexico 1956, Congr. Geol. Intern. XX*.
- Teisseyre H. (1928), Budowa geologiczna brzegu karpackiego między Nadworną a Delatynem. *Kosmos*, 52 za r. 1927, Lwów.
- Teisseyre H. (1936), Budowa geologiczna okolic Żabiego. *Biul. Karp. Inst. Geol.-Naft.*, 28, Borysław.
- Teisseyre H. (1937), Budowa geologiczna antykliny słobódzkiej w okolicy Czarnego Potoku. *Przem. naft.*, 12, Lwów.
- Teisseyre H. (1921), Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. *Kosmos*, 46, Lwów.
- Tokarski A. (1947), Grojec i żywieckie okna tektoniczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 28, Warszawa.
- Tokarski A. (1948), Budowa geologiczna południowo-wschodniej części pasma Baby Ludowej (Karpaty Wschodnie). Przygotowane do druku do *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, nie opublikowane.
- Tokarski A. (1954), Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego. *Acta geol. pol.*, 4, Warszawa.
- Tołwiński K. (1922), Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach polskich. *Pr. geogr. wydaw. przez E. Romera*, VI, Lwów.
- Tołwiński K. (1926—1927), Géologie des Carpates Polonaises Orientales de Borysław jusqu'au Pruth. *Mém. I-ère Réun. Ass. Karp. Pologne*, Borysław.
- Tołwiński K. (1932), Centralna depresja karpacka. *Geologia i statystyka naftowa*, 11, Borysław.
- Tołwiński K. (1934—1937), Borysław. Kopalnie nafty i gazów ziemnych w Polsce. II, *Biul. Karp. Inst. Geol.-Naft.*, 22, Borysław.
- Tołwiński K. (1939), Karpaty Wschodnie. Mapa geologiczna 1 : 200 000. *Biul. Karp. Inst. Geol.-Naft.*, Borysław.
- Tołwiński K. (1950), Brzeg Karpat. *Acta geol. pol.*, I, Warszawa.
- Tołwiński K. (1950), Karpaty Pokuckie. *Acta geol. pol.*, I, Warszawa.
- Tołwiński K. (1956), Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów. *Acta geol. pol.*, 6, 2, Warszawa.
- Uhlig V. (1890), Der pieninische Klippenzug. *Jb. geol. Reichsanst.*, 40, Wien.
- Uhlig V. (1907), Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. Akad. Wiss.*, 116, Wien.
- Wdowiarz J. (1946), Tektoniczne jednostki centralnej depresji Karpat środkowych i ich roponośność. *Nafta*, II, 3, Kraków.
- Wdowiarz J. (1948), Płaszczowina skolska w regionie Czeremoszu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 17, Kraków.
- Zapałowicz H. (1886), Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. *Jb. geol. Reichsanst.*, Wien.
- Zuber R. (1918), Flisz i nafta. *Pr. nauk., dz. II*, t. II, Lwów.
- Belousov V. V. — Белоусов В. В. (1953), Механизм образования складчатости. (*Le mécanisme de la formation des plissements*). *Comptes Rendus de la XIX-ème Ses. du Congrès Geol. Intern.*, Sec. III, fasc. 3.

- Belousov V.V., Gzovskii M.V., Goryachev A.V.** — Белоусов В.В., Гзовский М.В., Горячев А.В. (1951), О структуре Восточных Алп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями. Бюл. Моск. Общ. Исп. Прир. Отд. Геол. т. XXVI, н. 1.
- Bogdanov A.A.** — Богданов А.А. (1949), Основные черты тектоники Восточных Карпат. Советская геология, н. 40.
- Bogdanov A.A., Muratov M.V., Khaiv V.E.** — Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. (1958), Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат. Изв. Высших Учебн. Завед., Геология и разведка 1, Москва.
- Vialov O.S.** — Вялов О.С. (1951), Схема деления миоцена Предкарпатия. Докл. Ак. Н. СССР (Геология) LXXVIII, 5, Москва.
- Doienko G.N.** — Доленко Г.Н. (1955), Про тектонични розриви на площі Долина. Ак. Н. Укр. РСР, Геол. Журнал XV, 3, Киев.
- Dolenko G.N., Klitoshenko I.F.** — Доленко Г.Н. и Клиточенко И.Ф. (1956), О строении долинского нефтяного месторождения. Геол. Сборник Львов. Геол. Общ. 2—3, Львов.
- Dubitskii I.M.** — Дубицкий И.М. (1960), Анализ текущего состояния разработки месторождения Битков. Нефтяная и Газовая Промышленность 3, Киев.
- Klitoshenko I.F., Manvelova K.K.** — Клиточенко И.Ф. и Манвелова К.К. (1955), Нови дани про Бориславску глибинну структуру. Ак. Н. Укр. РСР, Геол. Журнал, XV, 1. Рефер. Журнал, 11.
- Korenevskii S.M.** — Корневский С.М. (1952), Некоторые замечания о предкарпатском миоцене в связи со статьями Ф.С. Путрия и А.Е. Михайлова. Бюл. Моск. Общ. Исп. Прир. Отдел Геол. XXVII, Москва.
- Muratov M.V.** — Муратов М.В. (1947), Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. Бюл. Моск. Общ. Исп. Прир. Отдел Геол. XXII, 2, Москва.
- Novosiletskii R.M.** — Новосилецкий Р.М. (1960), О коэффициенте нефтеотдачи Бориславского месторождения. Нефтяная и Газовая Промышленность, 3, Киев.
- Pushcharovskii Yu.M.** — Пущаровский Ю.М. (1951), Очерк тектоники внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. Бюл. Моск. Общ. Исп. Прир. Отдел Геол. XXV, 6, Москва.
- Serova M.Yu.** — Серова М.Ю. (1955), Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатия. Материалы по биостратиграфии западн. области Укр. ССР, Москва. „Госгеолтехиздат”.
- Sollogub V.B.** — Соллогуб В.Б. (1955), О границе внешней и внутренней зон предкарпатского прогиба. Докл. Ак. Н. СССР, 102, 5, Москва.
- Tkachuk L.G., Gurzhii D.V.** — Ткачук Л.Г., Гуржий Д.В. (1957), Раховский кристаллический массив (Карпаты). Изд. А. Н. Укр. ССР, Киев.

SUMMARY

Transverse shortening in the Carpathian geosyncline results from overthrusts of nappes and folding of flysch rocks within these nappes.

The extent of overthrusts was estimated formerly only by indirect reasoning, e.g. on the basis of facial differences between rocks of the individual tectonic units. Numerous bore-holes drilled in the Carpathians confirmed the existence of the nappe structure of the Carpathian range,

and provided data permitting to estimate the magnitude of transverse shortening of the Carpathian geosyncline.

The present paper dealing chiefly with Northern and North-Eastern Carpathians (Fig. 1) was presented at the XX-th Session of the International Geological Congress in Mexico (1956) and, similarly as other papers presented there, was not published hitherto.

THE FRONT OF CARPATHIANS

North-Eastern Carpathians

In the North-Eastern Carpathians the flysch is thrust over Miocene sediments filling the Carpathian foredeep. Two zones are distinguished within the Miocene sediments: an autochthonous zone not folded, and a folded zone extending along the front of the Carpathians and thrust over the former (M. Cizancourt, 1925). The extent of this overthrust proved by drilling amounts to 5—6 km (Cz. Kuźniar 1939, T. Chlebowski 1947, W. B. Sollogub 1955).

Along the front of the Carpathians, the Miocene rocks are folded together with the flysch, forming the so-called „deep-seated folds”. Two such folds were distinguished in the region of Borysław (A. Heim 1919, K. Tołwiński 1934—37, I. K. Klitochenko et al. 1960 — Fig. 2). Adding the extent of the overthrusts of these two folds determined in bore-holes a total of c. 8,5 km is obtained.

The flysch beds of the Skole „nappe” are thrust over the deep-seated folds in the discussed region. The extent of this overthrust is estimated as at least 8,5 km. Adding this to the previously obtained value, a total overthrust of not less than 17 km is obtained.

However the general character of tectonic deformations in the discussed region suggests that the true displacement of the front of the Carpathians by thrusting over the Miocene rocks is larger and amounts to 20 km at least.

The Skole nappe consists of several smaller units having the character of recumbent folds thrust one upon another with ventral limbs worn out (B. Bujalski, 1925, 1938). In the region of Nadwórna (Fig. 3) the proven overthrust of the first fold of the Skole „nappe” amounts to not less than 12 km while the second fold is thrust over the first one for at least 10 km.

Stretching out the folds in the Miocene rocks and adding the overthrusts of the first two folds of the Skole „nappe” a total displacement of the frontal zone of the Carpathians amounting to not less than 40 km is obtained.

Farther east (Fig. 4, 5, 6) the minimum value of thrusting of the front of the Carpathians over the foreland is estimated as 27 km.

The geological structure of the front of the Carpathians has the same character on the entire length of the North-Eastern Carpathians. Therefore it may be assumed, that the front of the flysch Carpathians is thrust over the Miocene in this region for at least 20—25 km. Adding the thrusting and folding of the Miocene rocks, the total thrusting of the marginal flysch units to the north-east over the foreland is estimated as at least 30—40 km.

Northern and Western Carpathians

The structure of the front the Carpathians changes west of Przemyśl. The deep-seated folds disappear, the Skole „nappe” terminates west of

Tarnów, while structurally higher nappes — the Sub-Silesian nappe and the Silesian nappe reach the front of the Carpathian range.

In the region of Bochnia the Lower Tortonian beds folded together with the flysch are overlain by a scale of the Sub-Silesian nappe (Fig. 7, upper cross-section) (K. Skoczylas-Ciszewska, 1952). Bore-holes proved that this scale is thrust for 3 km over the Miocene beds.

On the western end of the Northern Carpathians it has been proved by bore-holes that the Sub-Silesian nappe is overriding the Miocene for more than 7 km (Fig. 8). The higher Silesian nappe is thrust over the Sub-Silesian nappe for at least 10 km. It is estimated therefore, that the Silesian nappe was pushed to the north for at least 20 km.

FLYSCH ZONE

Outer part of North-Eastern Carpathians

The outer part of North-Eastern Carpathians is formed by the Skole „nappe”, consisting of several relatively narrow recumbent anticlines with worn ventral limb (so-called „scales”) thrust one upon another. The number of these scales is variable, ranging up to twelve. The greatest proven overthrust of the largest scale amounts to 3 km.

The inner Carpathian Synclinorium, extending south of the Skole „nappe” and filled with the youngest flysch rocks of Oligocene age is strongly folded. Its maximum width amounts to 30 km (Fig. 15).

Inner part of North-Eastern Carpathians

The Kostrzyca-Skupowa unit (B. Świdorski 1925, 1930) called also the Shipot unit (H. Świdziński, 1936) is thrust over the Inner Carpathian Synclinorium in this region. On the Czarna Cisa river the minimum extent of this overthrust is 3,5 km.

The Pietros-Burkut tectonic unit, neighbouring the Shipot unit from the south constitutes a zone of strongly recumbent folds. The extent of the recumbency ranges up to 3 km (A. Tokarski, 1948).

The innermost part of the North-Eastern Carpathians consist of the crystalline massif of Maramures. The massif is thrust over its foreland, the greatest visible extent of overthrust amounting to 4 km. The true overthrust is certainly much greater, and estimates of 18 km were published (L. G. Tkachuk, 1957).

There are no data permitting to evaluate the magnitude of overthrusts of the remaining tectonic units of this part of the Carpathians (Fig. 15). Only in the case of one of the folds of the Dukla-Użok zone a visible overthrust has a minimum length of 2 km.

Outer part of Northern Carpathians

The style of tectonic structure changes on the passage from the North-Eastern to the Northern Carpathians. The fold structures present in the former region are replaced by large flat overthrusts dominating in the latter one.

The great overthrust of the Silesian nappe develops north of Krosno from a diapiric anticline. Torn apart slices of the Sub-Silesian nappe are present at the front of the Silesian nappe. The minimum overthrust of the Sub-Silesian nappe over the Skole nappe proved by bore-holes amounts to 8 km (Fig. 10 and Fig. 11). The Silesian nappe is thrust over the Sub-Silesian nappe for at least 9 km. It follows, that the Silesian nappe was

displaced in relation to the Skole „nappe” for at least 17 km. Farther west the amplitude of this displacements probably increases.

In the western part of the Northern Carpathians the Sub-Silesian nappe occur as torn apart slices at the front of the Silesian nappe, and appears also in tectonic windows within this tectonic unit (Fig. 15). The tectonic window of Lanckorona (M. Książkiewicz 1936) lies at a distance of 10 km from the front of the Silesian nappe, the tectonic window of (J. Nowak 1927, A. Tokarski 1967) Żywiec at a distance of 25 km, and the zones of tectonic windows of Rajbrot — Żegocina (M. Książkiewicz, 1953) at a mean distance of 16 km. Thus, in this part of the Carpathians the Silesian nappe is thrust over the Sub-Silesian nappe for 15—25 km. This overthrust is independent from the overriding of the Miocene rocks by the entire flysch which was discussed previously.

External Klippes

So-called External Klippes are present at the contact of the Sub-Silesian and the Silesian nappes in the vicinities of Andrychów near Wadowice (M. Książkiewicz, 1935). They consist of block of crystalline and sedimentary rocks entirely different from the coeval flysch rocks. This indicates the existence of another tectonic unit in the area of Wadowice. This unit is preserved only in the form of tectonic blocks. It is concluded therefore that the true overthrust of the Silesian nappe on the Sub-Silesian nappe is larger than that indicated by the present position of these two units.

Magura nappe

The Magura nappe forms the southernmost and the largest tectonic unit of the Flysch Carpathians.

In the Northern Carpathians this nappe lies very flatly over its foreland (H. Świdziński 1947). Near Gorlice and Jasło it forms two large „tectonic peninsulae” and a few klippes (Fig. 12). Each of the peninsulae is 10—12 km long, and the klippes lie north of them. The last klippe is situated 25 km north of the front of the Magura nappe.

However the length of the overthrust of this tectonic unit is still greater, as rocks belonging to the Inner Carpathian Synclinorium are present in tectonic windows well inside the Magura nappe. The distance from the northernmost klippe to the tectonic window at Bodaki amounts to 30 km (Fig. 12 and Fig. 13). This is the minimum value of the overthrust of the Magura nappe.

The distance of other tectonic windows in the Magura nappe from the front of the nappe are following: for the Mszana Dolna window — 15 km, for the Smilno window (Fig. 12) — 25 km. The window of Ujście lies at a distance of 40 km from the northernmost klippe of the Magura nappe.

THE MAGNITUDE OF HORIZONTAL DISPLACEMENTS

It follows from the preceding discussion, that the existence of the following overthrusts is firmly established in the Northern Carpathians:

1. The front of the Flysch Carpathians thrust over the Miocene for not less than 12—13 km
2. The Sub-Silesian nappe thrust over its foreland for not less than 7—8 km

3. The Silesian nappe thrust over the Sub-Silesian nappe for not less than 10—25 km
4. The magura nappe thrust over its foreland for not less than 20—40 km

In the above calculations the transverse shortening of the geosyncline due to folding of the individual tectonic units was not considered.

This transverse shortening of the Skole nappe in the North-Eastern Carpathians calculated for three cross-sections averaged 60 per cent. The present width of the Skole nappe amounting to 25 km, the original width of this unit is estimated as 62,5 km, the transverse shortening amounting to 37,5 km.

A similar value of transverse shortening due to folding was obtained for the Inner Carpathian Synclinorium (61—66 per cent). At the present width of this unit amounts on the average to 20 km, the transverse shortening is estimated as 30 km. Assuming by analogy a similar percentage of shortening (60 per cent) for the tectonic units lying farther south, and taking into account their average width amounting to 20 km, the transverse shortening for the part of the Flysch Carpathians is estimated also as 30 km.

Adding the preceding estimates we obtain:

1. Displacement of the front of the North-Eastern Carpathians towards the north-east, average 35 km
2. Transverse shortening of the Skole nappe 37 km
3. Horizontal displacement of the „scales” inside the Skole „nappe” on the average 8 „scales”, minimum displacement 1 km each 8 km
4. Transverse shortening of the inner Carpathian Synclinorium 30 km
5. Transverse shortening of the southern flysch zone 30 km
- Total 140 km

This is the minimum distance for which the inner border of the flysch zone in the North-Eastern Carpathians should be pushed back to find its original position.

In the Northern Carpathians the calculation of the transverse shortening of the geosynclinal due to folding of the individual tectonic units is much more difficult.

This shortening was conservatively estimated as amounting to 40 per cent. Taking into account the width of the flysch zone ranging from 60 to 100 km, the estimated values of the shortening will range between 40 and 65 km. Adding the length of overthrust calculated above (60 km) a total shortening 100—125 km is obtained. The Pieniny Klippen Belt, bordering the Flysch Carpathians from the south, should be pushed back south, for that distance to find its original position.

The transverse shortening in the Northern Carpathians calculated above is smaller than in the North-Eastern Carpathians; this is caused by the following factors:

- a) a low estimated value of the overthrust of the front of the Carpathians over the foreland, b) not accounting for the overthrust of the Silesian nappe over the Skole nappe, c) not accounting for the transverse shortening related with the External Klippes of Andrychów.

It follows from the evidence of large horizontal displacements in the Flysch Carpathians that the crystalline massifs of the Inner Carpathians can be no longer regarded as autochthonous. To find their original position

these massifs should be pushed back even farther south than the southern border of the flysch zone, as the transverse shortening of the Pieniny Klippen Belt must be taken into account. However, the extremely complicated structure of the Pieniny Klippen Belt makes impossible even a crude estimate of the original width of that zone.

CONCLUSIONS

The foregoing discussion may be summarized in the following conclusions:

1. The existence of large horizontal displacements was established in the Northern and in the North-Eastern Carpathians. Some of the individual tectonic units were displaced for 30—40 km.
2. The style of tectonic structure of the Flysch Carpathians markedly changes in the west-east direction. Flat overthrusts are predominating in the Western and Northern Carpathians. More regular folds are present in the North-Eastern Carpathians, but large horizontal displacements occur also in this part of the range.
3. The stretching back of the flysch cover results in the necessity of assuming large horizontal displacements of the crystalline massifs of the Inner Carpathians. Both the massifs of the Slovakian Block with the Tatra Mts and other mountain ranges, and the Maramures massif in the East can not be considered as autochthonous or even as parautochthonous and are not connected under the flysch cover with the rigid foreland of the Carpathians.
4. It follows from the establishment of large horizontal displacements that the problem of nappes in the Carpathians becomes rather a problem of terminology, and not an open question in the discussion of the structure of the Carpathians. It should be emphasized, that the tectonic style of the Carpathians differs markedly in some cases from that of the Alps. The most alpine character is displayed by the overthrust of the Magura unit, and the complex of the Silesian and Sub-Silesian units in the western part of the Northern Carpathians. These units may be properly termed nappes.
5. The presence of thin covers of flysch rocks of low rigidity, displaced over large distances is especially characteristic for the tectonics of the Northern Flysch Carpathians. The present author considers very difficult to explain the origin of such structural forms only by lateral (tangential) compression. The tectonic style of the Magura nappe led M. Lugeon in 1937 to reconsider the discarded theory of gravitational gliding „*théorie d'écoulement tectonique*” (M. Lugeon 1941, p. 82).
6. The presence of these thin nappe covers, the „*en coulisse*” structure of the Northern Carpathians, the relation of the Carpathians to the foreland, and the markedly heterogenic structure of this foreland, are contradicting in the opinion of the present writer, the theory of underthrusting („*Unterschub*”) proposed by H. Stille (1953).