

KONSTANTY TOŁWIŃSKI

Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów

TRESC: Wstęp: Nomenklatura większych elementów tektonicznych Karpat (s. 77) — Sztywne podłoże w brzeźnej strefie Karpat (s. 79) — Prowinccje facjalne Karpat zewnętrznych: 1. prowincja inoceramowa (s. 81); 2. prowincja śląska (s. 83); 3. prowincja cergowska (s. 86); 4. prowincja magurska (s. 87); 5. prowincja cieszyńska (s. 89); 6. prowincja czarnohorska (s. 89); 7. prowincja neokarpacka (s. 92) — *Przeгляд głównych elementów tektonicznych:* Salidy, uwagi ogólne (s. 95) — Salidy zachodnie: Bochnia (s. 97); Wieliczka (s. 106); Brzeg Karpat na zachód od Wieliczki (s. 122) — Salidy wschodnie (s. 131) — Rozpościeranie się Salidów na południowy wschód w kierunku brzeźnych Karpat rumuńskich (s. 140) — Salidy w systemie większych elementów karpaccich (s. 149) — Płaszczyzna skolska-Skolidy (s. 150) — Płaszczyzna śląska-Silezidy (s. 160) — Duklidy (s. 162) — Cieszynidy (s. 163) — Płaszczyzna magurska (s. 168) — Czarnohora (s. 173) — Łańcuch pieniński-Pienidy (s. 177) — Podłoże Karpat (s. 181) — Przedgórze Karpat-Neogenidy: ogólny zarys budowy (s. 186); badania sejsmiczne (s. 190); systemy dyslokacyjne Neogenidów Przedkarpacia (s. 193); zachowanie się zachodniego i wschodniego Przedkarpacia pod wpływem nasuwających się karpaccich mas brzeźnych (s. 198) — *Uwagi ogólne:* Ciśnienia mas węglanych otaczających Karpaty (s. 199); Grawimetryczny obraz Karpat na tle głównych elementów tektonicznych (s. 206); Asymetryczna struktura gór karpaccich (s. 210); O niektórych momentach z dziejów orogenezy karpacciej (s. 212) — Literatura cytowana (s. 221).

Wstęp

Zajmując się od wielu lat brzeźną strefą karpaccą miałem możliwość studiowania różnych elementów budowy Karpat; na niektóre z nich zwracałem szczególną uwagę, jak to było np. z najbardziej zewnętrzną strefą tego łańcucha. Uwydatniały się tam zjawiska tektoniczne o szczególnych komplikacjach. Zjawiska te nie mogły być w pełni zrozumiane na podstawie lokalnych jedynie studiów. Należało je wiązać z szerszym niż regionalne otoczeniem. Bardzo wartościowych materiałów geologicznych dostarczyły dokładne badania geologiczne brzegu gór w Karpatach Wschodnich. Strukturę tego brzegu można było śledzić i dalej w kierunku Karpat rumuńskich. W ostatnich latach mogłem kontynuować obserwacje porównawcze na brzegu Karpat Zachodnich, które doprowadziły mnie do wniosku o istnieniu odrębnego wielkiego elementu tektonicznego

w brzeżnej strefie łańcucha Karpat fliszowych. Element ten nazwałem *Salidami*.

Pogłębienie studiów nad górotworem Salidów wykazało, że układa się on harmonijnie w systemie dużych elementów karpackich, co więcej, że właściwe zrozumienie jego struktury jest możliwe dopiero na tle znajomości ogólnej budowy tych gór.

Główne elementy karpackie odznaczają się zawiłymi szczegółami strukturalnymi, w całości swojej mają jednak własny, odrębny styl budowy na dużej przestrzeni, a również cechuje je swoisty charakter facjalno-stratygraficzny. Stąd płynie potrzeba jednolitego ujmowania tektoniki i litologiczno-stratygraficznego charakteru formacji, tworzących każdą spomiędzy głównych jednostek karpackich.

Elementy tej miary co skiłbowy rejon wschodni, Karpaty śląskie, Magura i Czarnohora rozpościerają się na setki kilometrów kształtując przedziwną rzeźbę szeregu krajów karpackich — Czechosłowacji, Polski, Zachodniej Ukrainy, Rumunii. Te krajobrazy wywierają na nas fascynujące wrażenie, które zachowujemy w pamięci przez długie lata. Staramy się je uzewnętrznic w formie dla nas dostępnej wyjaśniając ich powstanie i kształtowanie się w minionych epokach geologicznych.

Takie były moje myśli przewodnie w czasie długich wędrówek w Karpatach. W niniejszej pracy pragnę im nadać pewien wyraz. W jej układzie dominujące miejsce zajął, rzecz naturalna, górotwór Salidów, element w całości swej wyodrębniony jako nowy i tworzący jedną całość tektoniczną — od Karpat Zachodnich po przez Karpaty Wschodnie, brzeżne łańcuchy Mołdawii i Muntonii (Walachii), aż do rejonu Campiny w Rumunii południowej. Więcej uwagi udzielono również brzeżnym elementom Karpat Zachodnich, w szczególności Bochni i Wieliczce, które wiążą się także z górotworem Salidów, wreszcie na wschodzie — strefie Borysławia aż po Karpaty Pokuckie. Zastosowanie w studiach tektonicznych metody porównawczej pozwoliło rozwiązać całość zawiłej budowy Wieliczki, której niezrównany labirynt fałdowych dyslokacji może być zrozumiany jedynie wówczas, gdy zjawisko to będziemy ujmować na tle procesów tektonicznych obejmujących wielkie przestrzenie brzegu Karpat. Podobnie skomplikowaną strukturę fliszowych Karpat brzeżnych Rumunii bardzo dobrze nawiązać można do analogicznych elementów Karpat Wschodnich.

Pozostałym głównym jednostkom w Karpatach zewnętrznych — Skolidom, Silezidom, Duklidom, Magurze, poświęcono oddzielne rozdziały. Nowa częściowo nomenklatura została umotywowana na wstępie. Ze względu na potrzebę zachowania pewnej tektonicznej harmonii w związku ze strefą wewnętrzną (alpejską) dodano krótkie uwagi o Pienidach oraz ich otoczeniu.

W rozdziale dotyczącym orogenezy karpackiej uwypuklono płaszczowinową budowę głównych jednostek Karpat zewnętrznych. Jest to jedno z najbardziej zawiłych i trudnych do wytłumaczenia zjawisk tektonicznych, i to nie tylko w Karpatach. Te fenomeny natury przez długi czas jeszcze będą dyskutowane i interpretowane na różne sposoby. Nasze zadanie ograniczyło się do podania niektórych tylko koncepcji, które mogą mieć znaczenie w tej dziedzinie.

W studium obejmującym budowę tak wielkiego odcinka łańcucha Karpat niewątpliwie znaleźć muszą swe odbicie przewodnie idee starszych geologów, przechowane w literaturze, ujęte tu, być może, w zmienionej nieco formie. Na tym miejscu pragnę wspomnieć Edwarda Süssa, Marcelego Bertranda, Alberta Heima, Maurycego Lugeona. Na terenie karpackim szczególnie czynni byli L. Mrazec, V. Uhlig, R. Zuber, T. Wiśniowski, J. Nowak, S. Athanasiu, W. Teisseyre, W. Szajnocha, J. Grzybowski, J. Niedźwiedzki i inni.

Poglądy syntetyczne, podane w tej pracy, opierają się naturalnie nie tylko na moich własnych spostrzeżeniach, ale również na wynikach zdjęć licznych terenowych geologów karpackich Polski, Austrii, Czechosłowacji, Zachodniej Ukrainy, Rumunii, co szczegółowiej uwzględniono w rozdziałach następnych. Jako dokumenty podstawowe służyły tu również: mapa geologiczna Karpat Wschodnich 1 : 200 000 wydana w roku 1939, mapa geologiczna Rumunii 1 : 500 000 z roku 1926, mapa geologiczna Czechosłowacji 1 : 1 250 000 z r. 1931, mapki geologiczne Karpat Zachodnich 1 : 500 000 i 1 : 400 000, opublikowane w Regionalnej Geologii Polski w r. 1953.

Praca niniejsza powstawała w swej ostatecznej formie powoli, w miarę gromadzenia materiałów szczegółowych w latach 1951-1954.

NOMENKLATURA WIĘKSZYCH ELEMENTÓW TEKTONICZNYCH KARPAT

Zastosowana w pracy niniejszej nomenklatura większych elementów tektonicznych Karpat Wschodnich i Zachodnich wymaga wyjaśnienia. Nazwy stosowane dotychczas były ujmowane bardzo niejednolicie. Uważałem więc za celowe wprowadzić tu pewne, nieznaczne zresztą zmiany, które ułatwią posługiwanie się niektórymi pojęciami tektonicznymi.

Posuwając się od północy ku południowi spotykamy:

1^o Cały region na północ od nasuniętych fliszowych Karpat brzeżnych aż po wychodnie płyty podolskiej, płyty lubelskiej i wyżyny małopolskiej, który wypełniony jest utworami miocenu, dalej zaś ku wschodowi — także i pliocenu. Uległ on, szczególnie na wschodzie, intensywn-

nym fałdowaniom i różnego rodzaju dyslokacjom, na przedgórzu zaś Karpat Zachodnich — raczej lekkim ruchom falistym, niekiedy o charakterze uskokowym. Region powyższy zaliczamy do systemu *Neogenidów*.

2^o Zewnętrzną strefę karpacką z elementami wgłębnyimi otulonymi — szczególnie na wschodzie — formacją solną nazywamy *Salidami*. W następnym rozdziale podajemy bliższą definicję tego nowego terminu tektonicznego. Salidy nasuwają się ku północy na system Neogenidów, ku południowi zaś zapadają pod wielkie elementy nadległe.

3^o Na południe od Salidów rozwinięty jest w Karpatach Wschodnich i Środkowych dużej miary element skibowy inoceramowy, zwany płaszczowiną skolską. Dla uproszczenia element ten, łącznie z przynależną częścią depresji centralnej, nazywamy *Skolidami*. Salidy wschodnie tworzą niejako fragment tektoniczny oderwany od Skolidów.

4^o Na Skolidy nasuwa się od południa element śląski, albo tzw. płaszczowina śląska, obejmując duży obszar Karpat Zachodnich. Od strony północnej przylega ona częściowo do Salidów, częściowo do jednostki cieszyńskiej, ku południowi zaś zapada pod nasunięcie magurskie. Element śląski nazywamy *Silezidami*.

5^o Pomędzy Silezidami a Magurą w rejonie przełęczy dukielskiej ukazuje się nowy element mniejszych rozmiarów (facja cergowska), zwany niekiedy fałdami dukielsko-michowskimi. W skrócie nazywać go będziemy *Duklidami*.

6^o Na krańcach Karpat Zachodnich wynurza się dolna kreda cieszyńska. Mamy tam do czynienia z odrębnym starym górotworem, który nazywamy *Cieszynidami*.

7^o Na południe od Silezidów i Duklidów rozpościerają się wielkie masy elementu *Magury*. To pojęcie tektoniczne znane jest dobrze w geologicznej literaturze polskiej i międzynarodowej. Nie potrzebujemy wprowadzać żadnej zmiany w jego nomenklaturze.

8^o Skolidy łącznie z depresją centralną zanurzają się pod płaszczowinę czarnohorską. Element ten nazywamy w skrócie *Czarnohorą*. Należy jednak pamiętać, że dalszym jego ciągiem na terenie Karpat rumuńskich są olbrzymie masy piaskowców typu „Tarcau“, słusznym więc późniekad byłoby nazwanie tego elementu „*Czarnohora-Tarcau*“.

9^o Element Magury zapada ku południowi pod górotwór pieniński, czyli *Pienidy*.

Tablica 1 obrazuje rozmieszczenie głównych elementów tektonicznych w zewnętrznych Karpatach Zachodnich i Wschodnich wraz z górotworem Salidów, rozpościerających się w kierunku południowych Karpat rumuńskich.

SZTYWNE PODŁOŻE W BRZEŻNEJ STREFIE KARPAT

Struktura zewnętrznego brzegu gór łańcuchowych jest odbiciem różnych momentów tektonicznych i stratygraficznych, a więc: sił przesuwających masy skalne na ich przedpole (przedgórze), stopnia plastyczności tych mas, charakteru litologicznego bezpośredniej podstawy, po której masy te się przesuwały, i wreszcie stosunku do głębszego podłoża, tj. do sztywnej płyty wgłębnej, która zazwyczaj nie ulegała sfałdowaniu.

Na brzegu karpackim w szczególności należy uwzględnić plastyczność przesuwanych mas fliszowych, charakter miękkich i plastycznych utworów neogenu, czy też iłów solnych, po których ślizgają się elementy fliszowe, wreszcie sztywność płyt wgłębnych. Na płyty te składają się: płyta hercyńska z karbonem na zachodzie, płyta mezozoiczna, np. w okolicach Wieliczki i Bochni, dalej ku wschodowi prawdopodobnie płyta krystaliczna. Wreszcie uwzględnić należy olbrzymie zapadlisko w rejonie Borysławia-Doliny o nieznanym głębokim podłożu oraz przypuszczalnie południowe ramię płyty podolskiej na brzegu Karpat Pokuckich, płyty mołdawskiej i odgałęzienia Dobrudży.

T a b e l a 1

Głębokość sztywnego podłoża w brzeżnej strefie Karpat

Miejscowość	Głębokość w stos. do poz. morza	Formacja geolog.	Metoda oznaczenia
Frydek (Zaolzie)	— 300	Karbon	Wiercenie
Cieszyn	—300	"	"
Dębowiec	—350	"	"
Skoczów	—1100	"	"
Międzyrzecze	—950	"	"
Brożyska	—711	"	"
Dolina Skawy:			
Zygadłowice	—474	Jura	"
i Witanowice	—600	Karbon	"
Barycz (Wieliczka)	0	"	"
Gdów	—638	"	"
Siedlec 2	—800	"	"
Kolanów	—777	?	"
Tarnów	—1200	?	Sejsmika
Dębica	—1450	?	"
Rzeszów	—2600	?	"
Przemysł	—2300	?	"
Mościska	—3000	?	"
Borysław-Dolina	—4000-6000	?	Grawimetria
Kosów	—2500	?	Sejsmika

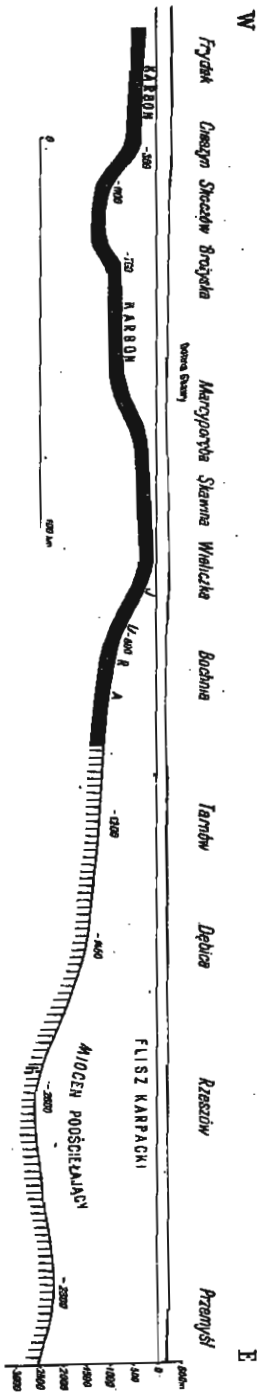


Fig. 1

Sztynne podłoże w brzozy Karpat

a sztywna płyta podłoża stwierdzona doświadczalnie (karbon i juraj); b podłoże stwierdzone w przybliżeniu sejsmicznie (wg obliczeń A. Kisłowa, 48)

Del. K. Tołwiński

Tabela 1 uwidoczni głębokość sztywnego podłoża bądź stwierdzoną wierceniami w różnych punktach w Karpatach Zachodnich i Wschodnich, bądź uzyskaną na podstawie danych sejsmicznych. Stosunki te ilustruje załączony rysunek schematyczny (p. fig. 1), oparty na danych sejsmicznych według obliczeń A. Kisłowa.

Z powyższego zestawienia wynika, że sztywny hercyński górotwór karbonu w Karpatach Zachodnich w rejonie Cieszyna-Frydka na zachód od Olzy. wznosi się do ok. -300 m w stosunku do poz. morza, w okolicy Skoczowa zapada do ok. -1100 m, potem wznosi się schodowato w kierunku Wieliczki, gdzie karbon zastąpiony jest już przez wapień górnej jury, sięgający niemal do poziomu morza. Od Wieliczki do Bochni zaznacza się nagle zapadanie jury do głębokości ok. -800 m. Dalej ku wschodowi mamy już tylko przybliżone dane sejsmiczne; na ich podstawie można przypuszczać, że w Tarnobrzegu sztywne podłoże przebiega w głęb. ok. -1200 m, w Rzeszowie — -2600 m, w Przemyślu — -2300 m. Następnie podłoże to zaczyna się szybko obniżać. W rejonie Mościsk (na N od brzegu Karpat) zapada ono do ok. -3000 m.

Z pomiarów grawimetrycznych, wykonanych przez geofizyków radzieckich (13)* wynika, że na brzegu karpaccim w okolicach Borysławia-Doliny zaznacza się olbrzymie zapadlisko o nieznanym podłożu (-90 mgal),

* Cyfry kursywą w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

na dalszym zaś wschodzie płyta mezozoiczna rozpościera się przypuszczalnie na głębokości ok. -2000 m.

W całej powyższej strefie mamy do czynienia z granicą brzeżnych mas karpaccich. W niektórych jedynie przypadkach obejmuje ona także i płaty fliszowe nasunięte na przedpole. Np. w Dębowcu granica nasunięcia fliszu sięga do głębokości 300-400 m, w Skoczowie — do przeszło 400 m, w Brożyskach — do ok. 300 m, w Siedlcu — do 450 m, w Kolanowie — do 714 m.

Na wschodzie w odległości kilkunastu km na północ od brzegu Karpat (Przeworsk) uzyskano ważne dane na otworze Gorliczyna 2, gdzie stwierdzono już skały metamorficzne w głębokości 1854 m, mianowicie tzw. fylity, o ile nie okaże się, że należą one do zlepieńców egzotycznych.

Rozpatrując dalej szczegóły budowy Karpat zobaczymy, że owo ukształtowanie sztywnego podłoża ma bardzo decydujący wpływ na tektonikę elementów brzeżnych. Właściwie cała tektonika brzeżnej strefy łańcucha byłaby dla nas mało zrozumiała, gdybyśmy nie uwzględniali charakteru podłoża, a szczególnie miąższości podścielających utworów neogenu, co bardzo uwydatni się przy rozpatrywaniu budowy takich np. rejonów, jak Wieliczka, Bochnia, Borysław i inn.

PROWINCJE FACJALNE KARPAT ZEWNĘTRZNYCH

Na przestrzeni około 600 km od Bukowiny na wschodzie aż po Odrę na zachodzie dostrzegamy wielkie różnice facjalne w wykształceniu poszczególnych formacji geologicznych, podobnie jak w strukturze wielkich jednostek tektonicznych. Porównywując te dwa zjawiska dochodzimy do wniosku, że istnieje pomiędzy nimi ścisła współzależność.

Większe elementy strukturalne składają się z całych właściwych im zespołów stratygraficznych. W tych zespołach niektóre piętra wyodrębniają się swymi szczególnymi cechami. Powodując się charakterem kompleksów stratygraficznych możemy na rozpatrywanym terytorium Karpat wyróżnić kilka prowincji facjalnych. Mimo to, że w obrębie jednej nawet prowincji formacje geologiczne mogą wykazywać pewne zróżnicowanie pod względem facjalnym, istnieją jednak charakterystyczne w danej dziedzinie zjawiska, które powtarzają się na przestrzeni całej takiej prowincji.

Na tym miejscu nie wchodzę w opis poszczególnych formacji, ograniczę się tylko do wyodrębnienia większych zespołów, charakterystycznych dla całych prowincji facjalnych.

1. *Prowincja inoceramowa*

W północnej strefie Karpat Wschodnich rozwinięte są w górnej kredzie wielkie masy warstw inoceramowych. Tworzą one niekiedy po-

tężne grzbiety górskie i należą do jądrowych partii wielu elementów tektonicznych, nazywanych *skibami*. Warstwy inoceramowe są na danym obszarze szczególnie charakterystyczne i dlatego możemy tu mówić o *provincji inoceramowej*. Prowincja ta rozpościera się od Bukowiny na wschodzie oraz poza Tarnów ku Bochni na zachodzie. Na północy jest ona ograniczona zewnętrznym brzegiem Karpat, na południu przylega do depresji centralnej, która zresztą w zachodniej części znika pod nasunięciem płaszczowiny śląskiej.

Strefa inoceramowa na wielkiej kulminacji podolsko-karpackiej, tj. w Karpatach Pokuckich, dochodzi do ok. 25 km w kierunku poprzecznym, w depresyjnym rejonie Doliny ma ok. 40 km, wreszcie na zachód od Tarnowa bardzo się zwęża i w kierunku Bochni zupełnie się wyklinowuje.

Prowincja inoceramowa obejmuje elementy wglębne czyli Salidy wschodnie oraz elementy skibowe. Łącznie stanowią one jednostkę tektoniczną wyższej miary, zwaną płaszczowiną skolską czyli Skolidami.

Podane niżej profile (fig. 2) ilustrują zespoły stratygraficzne znajdujące się w elementach wglębnych Borysławia i Karpat Skolskich. Podobne stosunki stratygraficzne napotykamy i w przylegających od południa elementach skibowych, szczególnie na odcinku Karpat Wschodnich. Największe różnice dotyczą rozmieszczenia iłów solnych, które zaznaczają się wyłącznie w obrębie Solidów, oraz czarnej kredy, występującej tylko w niektórych elementach skibowych.

Obok warstw inoceramowych w obrębie tej prowincji wyróżniają się większe masy piaskowców jamneńskich, w eocenie — warstwy popieliskie i hieroglifowe oraz łupki menilitowe z rogowcami spagowymi, wreszcie warstwy krośnieńskie.

T a b e l a 2

Kompleksy stratygraficzne Solidów Wschodnich

Formacja geologiczna	Miaższość	Uwagi
Iły solne	ok. 400	brak w elementach skibowych
Warstwy krośnieńskie	ok. 500	
Łupki menilitowe	ok. 250	
Warstwy eocieńskie (łupki popieliskie, warstwy hieroglifowe z piaskowcem wygodzkim)	ok. 400	
Piaskowiec jamneński	ok. 50-150	w elementach skibowych
Warstwy inoceramowe	ok. 500	do 1500 m

Uwaga: Czarna kreda baremu zaznacza się tylko w niektórych elementach skibowych.

W granicach Salidów Wschodnich obserwujemy większe kompleksy stratygraficzne. Zaczynając od góry mamy tam formacje następujące (p. tabela 2 i fig. 2), których szczegóły uwidoczniono na kolumnach stratygraficznych.

W obrębie elementów skibowych profile te (fig. 2) należy uzupełnić niższymi partiami kredy. Np. na południe od Schodnicy w skibie skolskiej zaznaczają się pod warstwami inoceramowymi: margle fukoidowe, margle krzemionkowe (ok. 100 m miąższości), czerwone łupki z radiolarami (10 m) i tzw. czarna kreda w potoku Szczepnik. Są to czarne łupki, rogowce, piaskowce kwarcytowe, w ogóle warstwy niezwykle zgniecione i zaburzone tektonicznie, które odsłaniają się na przestrzeni ok. 140 m. Tworzą tu one widocznie strzępy porwanego głębszego podłoża — być może Cieszynidów — po którym przesuwiała się płaszczowina skolska. W rejonie Starego Sambora w czarnej kredzie obserwujemy przeławicenia gruboławicowych piaskowców.

Na zachodnich krańcach prowincji formacje geologiczne nieco się różniczkują, chociaż i tam kreda inoceramowa zajmuje dominującą pozycję. Wyróżniane są np. na pd.-wschód od Rzeszowa warstwy bakulitowe, ility babickie i inne.

Załączamy profile stratygraficzne skib borysławskiej oraz skolskiej i Paraszki, które najlepiej zobrazują charakter facjalny tych elementów od miocenu aż po kręde dolną (fig. 2).

2. Prowincja śląska

Do prowincji inoceramowej przylega od południa inna zupełnie strefa facjalna, tworząca odrębną prowincję, którą nazywamy *śląską*. Na wschodzie rozpoczyna się ona na północny wschód od Sanoka obejmując znaczną część Karpat Środkowych i Zachodnich. W okolicach Bochni przylega do zewnętrznego brzegu Karpat, tj. do Salidów, na zachód od Kalwarii i Wadowic otacza od południa strefę cieszyńską (dolną kredę cieszyńską), czyli Cieszynidy, i ciągnie się dalej jeszcze poza Olzę na Morawy. Południową granicę tej prowincji stanowią na wschód od doliny Wiśłoki fałdy dukielskie, na zachód zaś — płaszczowina magurska. Facjalna więc prowincja śląska pokrywa się z wielką przestrzenią objętą płaszczowiną śląską.

Ze względu na pewne zróżniczkowanie facjalne w kierunku podłużnym w prowincji śląskiej należy uwzględnić rejon wschodni — krośnieński, rozpościerający się mniej więcej pomiędzy dolinami Sanu i Dunajca, oraz rejon zachodni — bielski, od Dunajca aż poza Olzę.

A-skiba borusławska

**B-skiby
skolska i Paraszki**

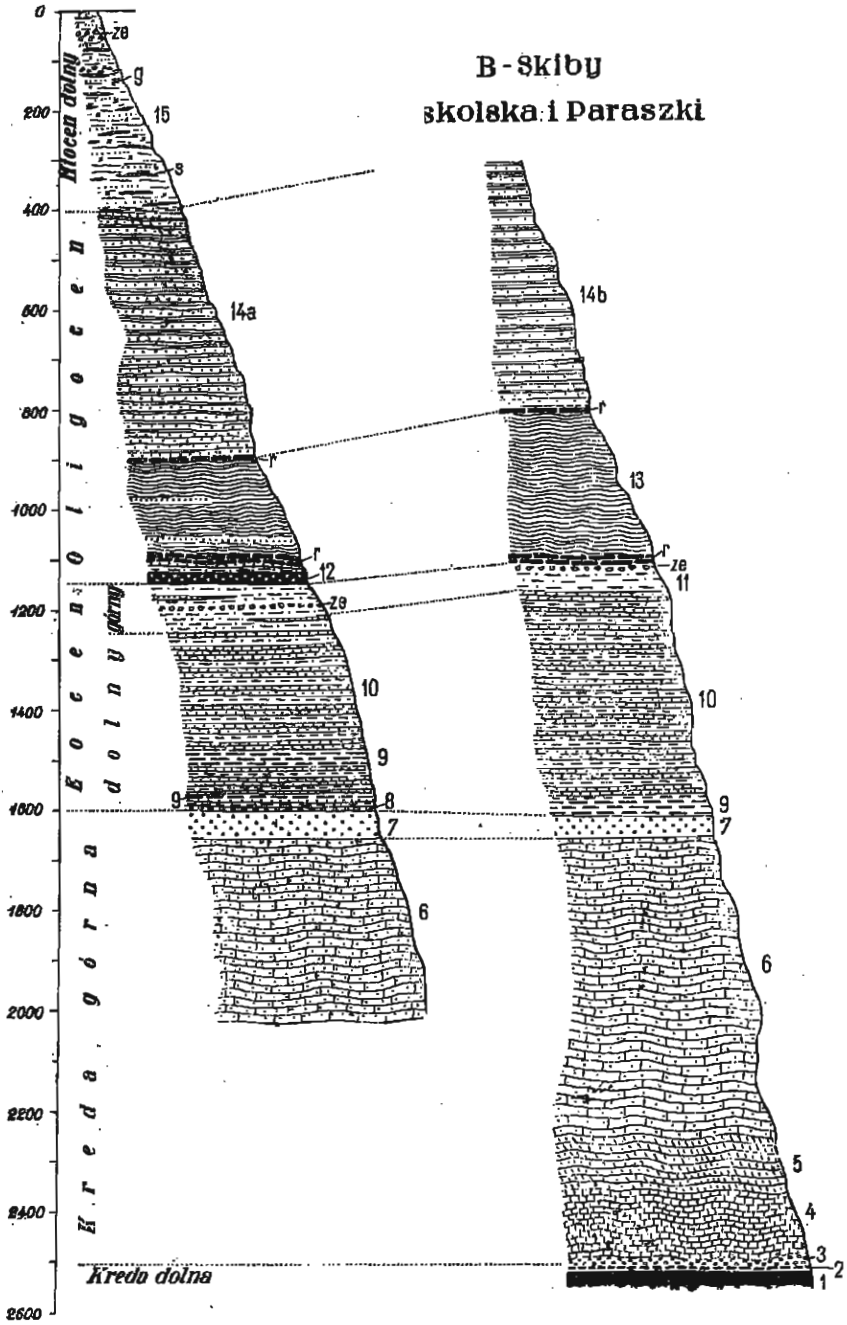


Fig. 2

(Objaśnienie obok)

Stratygrafia prowincji śląskiej w rejonie Krosna przedstawia się, według studiów J. Obtulowicza, H. Świdzińskiego, H. Teisseyre'a i innych, jak następuje:

	m
Warstwy krośnieńskie	2500
Łupki menilitowe z rogowcami	50
Płste łupki z piaskowcami ciężkowickimi	450
Ciemne łupki czarnorzeckie	80
Piaskowce czarnorzeckie (Istebniańskie)	300
Margle fukoidowe	70
Piaskowce Suchoj Góry	360
Czerwone łupki godulskie	70
Margle krzemionkowe	30
razem	3910 m.

Ponadto na terenie Węglówki ukazuje się jeszcze czarna kreda.

W zachodnim rejonie Bielska (Wadowice-Bielsko-Cieszyn) facjalny rozwój formacji geologicznych według prac Jadwigi Burtan, K. Koniara i M. Książkiewicza podaje załączona tabelka:

	m
Warstwy krośnieńskie i piaskowiec grodecki	650
„ menilitowe	100
„ eoceńskie	200
„ istebniańskie	600
„ godulskie	2000
„ lgockie	400
„ wierzowskie	250
razem	4200 m

Przytoczone wyżej dane uwidoczniają ogromne różnice facjalne na obszarze prowincji śląskiej w porównaniu z inoceramową. Przede wszystkim wzrasta tam bardzo cała miąższość płaszczu osadowego for-

Fig. 2

Stratygraficzne przekroje Karpat brzeżnych

Del. K. Totwiński

A skiba borysławska; B skiby skolska i Paraszki — Kreda dolna: 1 czarna kreda, 2 czerwone łupki radiolarytowe — Kreda górna: 3 piaskowiec zlepieńcowaty, 4 margle krzemionkowe, 5 warstwy fukoidowe, 6 warstwy inoceramowe, 7 piaskowiec jamneński — Eocen dolny: 8 zlepienie egzotyczne, 9 czerwone łupki, 10 warstwy hieroglifowe — Eocen górny: 11 warstwy popielskie ze zlepieniami egzotycznymi ze — Oligocen: 12 piaskowiec borysławski, 13 łupki menilitowe z rogowcami w spągu i stropie r, 14a warstwy polanickie, 14b warstwy krośnieńskie — Miocen dolny: 15 warstwy solonośne, s sól, g gips, ze zlepienie egzotyczne

macji kredowej, co świadczy, iż położony na południe basen śląski ulegał większemu i nierównomiernemu zapadaniu w czasie procesów sedymentacyjnych — szczególnie od oligocenu po górną kredę włącznie. W rejonie np. Krosna warstwy krośnieńskie mają około 2500 m miąższości i składają się przeważnie z mas piaskowcowych, osobliwie w swych partiach dolnych. Wyróżniają się tu również piaskowce ciężkowieckie spośród pstrych łupków eoceńskich. Piaskowce te są zmiennej miąższości i występują w kilku ławicach — do 4 na południu, np. w Iwoniczu, gdzie łączna ich grubość może sięgać ok. 300 m.

Na zachodnim odcinku prowincji śląskiej mamy szczególnie rozwinięte utwory kredy. Same tylko warstwy lgockie, gódułskie i istebniańskie, przeważnie piaskowce, mają tam ok. 3000 m miąższości. Warstwy czarnorzeckie (istebniańskie) i lgockie zawierają częste zlepieńce z materiałem egzotycznym.

W obrębie prowincji śląskiej zanikają warstwy inoceramowe, tak charakterystyczne dla prowincji północnej (inoceramowej), natomiast obydwa wymienione terytoria zbliżone są pod względem wykształcenia niższej kredy. Podkreślić jeszcze należy bardziej regularną i wyraźną rytmiczność osadzania się niektórych formacji w basenie północnym, np. warstw hieroglifowych oraz inoceramowych, co świadczy, że basen ten był bardziej oddalony od niespokojnych wybrzeży południowych. W basenie śląskim spotykamy się z innymi objawami ruchów rytmicznych, z osadzaniem się poszczególnych ławic piaskowcowych czy też łupkowych lub z tworzeniem się całych kompleksów piaskowców i łupków.

Facjalny charakter serii śląskiej świadczy o bliskości wybrzeży południowego lądu, skąd dostarczany był materiał osadowy, a również o tym, że musiały w owych epokach zachodzić na danym terytorium częste zmiany batymetryczne, zmiany w konfiguracji wybrzeży, prądów morskich itp. Są to wszystko momenty szczególnie sprzyjające powstawaniu mas flišzowych o zmiennym charakterze.

3. Prowincja cergowska

Na wschód od doliny Wisłoki pomiędzy elementem śląskim a Magurą ukazuje się wąska stosunkowo strefa tzw. fałdów dukielsko-michowskich. Strefa ta ma jednak swoje odrębne cechy facjalne i zasługuje, aby wydzielić ją pod osobnym mianem *prowincji cergowskiej*. Rozpościera się ona na południe od górnego Sanu, gdzie przechodzi na teren Słowacji, dalej zaś na wschodzie zanurza się prawdopodobnie pod nasunięcie magurskie, być może pod Czarnohorę.

Oto spis charakterystycznych warstw tego obszaru według badań H. Teisseyre'a, A. Tokarskiego, J. Wdowiarza, O. Pazdrowej:

Warstwy krośnieńskie

Łupki menilitowe z rogowcami i płaskowcem cergowskim

Piaskowiec podrogowcowy (= piaskowiec z Mszanki)

Eoceńskie pstry warstwy (hieroglifowe) bez piaskowców ciężkowickich

Warstwy inoceramowe

Na szczególne wyróżnienie zasługuje tu występowanie piaskowców wśród łupków menilitowych. Piaskowce te, zbliżone wyglądem do krośnieńskich, zaznaczają się na profilu Cergowej Góry pomiędzy Żmigrodem a Duklą, skąd pochodzi nazwa *piaskowców cergowskich*. Również są one doskonale odsłonięte w okolicy Łysej Góry, gdzie miąższość ich z przeławieniami łupków dochodzi do ok. 150 m. Poza tym w danej strefie pod rogowcami występuje gruba seria piaskowców, zwanych piaskowcami z Mszanki albo piaskowcami podrogowcowymi, które mogą niekiedy dochodzić do przeszło 200 m miąższości. Są one jednak wykształcone nieregularnie, być może częściowo z przyczyn tektonicznych.

Z przeglądu facjalnej prowincji inoceramowej i śląskiej wiemy, że w tej ostatniej warstwy inoceramowe się nie zaznaczają, z pewnym więc zdziwieniem napotykamy je znowu w granicach prowincji cergowskiej. Pod pstryem eocenem ukazują się tam mianowicie pokłady o bardzo typowym wykształceniu warstw inoceramowych. Wypada więc konsekwentnie przyjąć, że w basenie cergowskim istniały w górnej kredzie podobne warunki sedymentacyjne, co i w basenie inoceramowym, pomimo że były one oddzielone od siebie prowincją śląską. Możliwe, iż na peryferiach dochodziło tu do komunikowania się wymienionych basenów.

Cergowska prowincja facjalna wiąże się organicznie z odrębną jednostką tektoniczną, znaną jako element Dukli lub fałdy dukielsko-michowskie, czyli Duklidy.

4. Prowincja magurska

Południowe strefy Karpat mają swoiste wykształcenie facjalne, którego nie napotykamy w prowincjach północnych, tj. inoceramowej, śląskiej i cergowskiej. Dlatego też wydzielamy tu osobną *prowincję magurską*. Cały obszar tej prowincji zajmuje płaszczowina magurska. Dominują tu wielkie masy tzw. piaskowców magurskich (przeważnie glaukonitowych), które cechuje na ogół pod względem petrograficznym wiel-

ka zmienność. Piaskowce w jednym np. profilu zmieniają się często od drobnoziarnistych do gruboziarnistych a nawet zlepieńców, reguły zaś, rządzącej tymi zmianami, znaleźć jest trudno.

Przytaczamy niżej serie stratygraficzne napotymane w różnych rejonach elementu magurskiego:

w okolicy Dukli (wg H. Teisseyre'a)

- piaskowce magurskie do ok. 1000 m miąższości, na spodzie przechodzące w serię łupków piaskowcowych;
- pstry eocen bez piaskowców ciężkowickich;
- warstwy ropianieckie (inoceramowe), które mogą sięgać kilkuset m miąższości.

Na północ od Babiej Góry (wg M. Książkiewicza)

- piaskowce magurskie (glaukonitowe);
- łupki podmagurskie z piaskowcami na obszarze północnym, ku południowi zaś wydzielone jako warstwy beloweskie z pstrymi łupkami w spągu;
- piaskowce ciężkowickie z wkładkami margli i soczewkami rogowców z radiolariami;
- warstwy inoceramowe ze spongolitami w stropie.

W rejonie Soli na południe od Żywca (wg. H. Kozikowskiego)

piaskowce magurskie	1000-1500 m
warstwy podmagurskie	150 m
psre łupki eoceńskie	350 m
warstwy inoceramowe	250 m
<hr/>	
razem	1750-2250 m

W obrębie więc prowincji magurskiej w spągu warstw magurskich występują warstwy inoceramowe zwane także „ropianieckimi“. Zaznaczają się one w sposób charakterystyczny w miejscowości Ropianka w rejonie dukielskim, można je także obserwować w Soli na południe od Żywca i w innych okolicach elementu magurskiego.

Górnokredowe morze inoceramowe widocznie rozpościerało się na wielkich przestrzeniach w Karpatach zewnętrznych, różniczkowanie się zaś facjalne zaznaczało się szczególnie w epokach młodszych. W eocenie np. w Karpatach Wschodnich napotykamy osady o charakterze bardziej głębokowodnym; należą tu częściowo chemiczne osady warstw hieroglifowych, składające się niekiedy z cienkich warstewek krzemionkowych („rogowce“ eoceńskie).

5. Prowincja cieszyńska

W zewnętrznej strefie Karpat Zachodnich w okolicach na południe od Bielska i Cieszyna występują wykształcone facjalnie w sposób szczególny formacje kredy dolnej, nieznane w piętrach młodszych. Są to górne i dolne łupki cieszyńskie przegradzane wapieniami. Łupki na ogół wpadają w kolor czarny lub ciemny, wapienie są dobrze uławicone. Warstwy powyższe mają intruzje cieszyńskich, są tektonicznie bardzo zaburzone, popękane, jako zjawisko wtórne. mają powszechnie spotykane żyły kalcytu. Tego rodzaju pokłady musiały osadzać się w szczególnych warunkach sedymentacyjnych, dlatego też wydzielamy tu odrębną prowincję facjalną nazwaną *cieszyńską*. Obszar prowincji cieszyńskiej na powierzchni jest stosunkowo nieznaczny, gdyż kilkanaście tylko km ku południowi od Cieszyna warstwy te zapadają pod nasunięty element śląski. Według danych jednak, jakimi dzisiaj dysponujemy, można wnioskować, że rozpościerają się one daleko pod płaszczowinami wyższymi. Miąższość warstw cieszyńskich wynosi w sumie kilkaset metrów.

Facjalna prowincja cieszyńska wiąże się z najstarszym elementem Karpat Zachodnich, mianowicie z Cieszynidami.

6. Prowincja czarnohorska

Nad górnym biegiem Prutu i Czeremoszu na południe od depresji centralnej rozpościera się łańcuch czarnohorski szerokości ok. 25 km — aż po podnóże wschodnio-karpackiego masywu marmaroskiego. Wyniosłe grzbiety górskie sięgają tu do przeszło 1500 m, jak np. Skupowa. Stig sięga do 1653 m, Howerla — do 2058 m. Tworzące ten łańcuch formacje geologiczne mają swoisty charakter stratygraficzno-litologiczny, co daje podstawę do wyodrębnienia tu osobnej prowincji facjalnej, którą nazywamy *prowincją czarnohorską*. Jak zobaczymy dalej, budowa geologiczna jest tu odmienna od reszty Karpat zewnętrznych. Dlatego *jednostkę tektoniczną pokrywającą się z prowincją czarnohorską nazywamy płaszczowiną czarnohorską lub w skrócie — Czarnohorą*.

Położenie Czarnohory pomiędzy depresją centralną a masywem marmaroskim, jak również wielkie masy piaskowców dominujących w jej budowie, nasuwały niejednokrotnie przypuszczenia, że Czarnohora może być dalszym ciągiem zachodniej strefy magurskiej. Dlatego też w literaturze spotykamy się ze wzmiankami o płaszczowinie magursko-czarnohorskiej. Bliższe jednak rozpatrzenie facjalnych i ogólnych stosunków geologicznych Czarnohory doprowadza do wniosku, że mamy tu do czynienia z elementem innym, kontaktującym przypuszczalnie z jednostką magurską na terenie południowych Karpat w Słowacji.

W składzie formacji czarnohorskich dominującą rolę odgrywają piaskowce czarnohorskie o nieustalonym bliżej wieku, przypuszczalnie jednak należące do górnej kredy, częściowo być może do paleogenu. Są one też porównywane z piaskowcami z Tarcau w Karpatach rumuńskich, zaliczanymi do formacji eoceńskiej. Wśród piaskowców czarnohorskich napotykanne są odmiany przypominające warstwy inoceramowe. Są to jednak tylko lokalne zjawiska facjalne. Można np. dokładnie prześledzić, jak w niektórych partiach piaskowcowych strefy północnej (np. w piaskowcach Skupowej) powtarzają się stratygraficzne wkładki wapnistrych piaskowców o typie inoceramowym, które następnie wyklinowują się na nieznacznych stosunkowo przestrzeniach.

Otoczające centralne wysady czarnej kredy niższej piaskowce czarnohorskie tworzą potężne kompleksy, których miąższość może dochodzić do kilku tysięcy metrów. Są one znane w literaturze pod rozmaitymi nazwami (piaskowce czarnohorskie, Skupowej, Burkutu, jamneńskie, magurskie), należy je jednak ujmować, zdaniem naszym, jednolicie, jako młodszą pokrywę kredy czarnej, gdyż dopiero wówczas uzyskamy harmonijny obraz, pozwalający nam zorientować się w strukturze pasma czarnohorskiego. Pewne różnice petrograficzno-litologiczne pomiędzy różnymi seriami piaskowcowymi, jak wyróżnione przez Z. Sujkowskiego piaskowce burkuckie, czarnohorskie, Skupowej, wydają się być raczej różnicami o lokalnym znaczeniu facjalnym. Te różnice mogły być nieco spotęgowane przez wzajemne przesuwanie się sztywnych brył piaskowcowych na plastycznym podłożu czarnej kredy szypockiej. W szczególności tego rodzaju przesunięciom mogła ulegać południowa seria piaskowcowa (burkucka), co widać z zachodzących na granicy z serią szypocką licznych zjawisk dyslokacyjnych oraz ze wzajemnego stosunku tektonicznego obu wymienionych kompleksów, tj. z niejednolitego zachowania się całego południowego skrzydła serii szypockiej.

Część normalnie ułożonej serii czarnohorskiej odsłania się doskonale nad Białym Czeremoszem na południe od Jabłonicy, co zostało ustalone przez H. Teisseyre'a. Przebiega tam wyraźna granica nasunięcia elementu Czarnej Hory na warstwy krośnieńskie depresji centralnej. Zaznaczają się od dołu: czarne łupki krzemionkowe, wyżej piaskowce szkliste krzemionkowe, ku górze przeławicenia rogowców. Są to tzw. warstwy szypockie, zaliczane do baremu. Miąższość tej serii wynosi tu przeszło 300 m. Niższe partie warstw szypockich w tym profilu są nieznanne. Nad tą serią rozpoczyna się potężny kompleks szarych mikowych piaskowców wapnistrych (tzw. piaskowce Skupowej), które zaliczamy na ogół do piaskowców czarnohorskich.

Dokładne badania petrograficzne skał należących do kompleksu szypockiego wykonał Zb. Sujkowski, który wyróżnił w centralnej strefie wysadu czarnohorskiego kilka serii (74). Są to od dołu:

1. czarne łupki z piaskowcami i konkrecjami manganowymi i wapiennymi, litytami, syderytami — ok. 500 m miąższości
2. piaskowce szkliste krzemionkowe z konkrecjami litytów ze spongolitami — ok. 150 m miąższości
3. łupki zielone, szare, czarne i czerwone zawierające nikiel w ułamkach procentów, najwyżej do 1%. Również różnorodne konkrecje, w sumie — ok. 80 m miąższości

Na uwagę zasługują tu rogowce jaspisowe z radiolariami podobne do napotykanych w Dołhem koło Schodnicy i w małym Beskidzie. Brak materiału terygenicznego.

Dalej występują:

4. szare łupki z konkrecjami węglanowymi i ziarnami glaukonitu
5. wyżej piaskowce czarnohorskie mikowe, składające się z ziaren kwarcu i skaleni, w grubych ławicach ze zlepieńcami i żwirowcami złożonymi z ziarn kwarcu i okruszków skał wapiennych i dolomitycznych.

Należy nadmienić, że różne szczegóły stratygraficzne, dotyczące serii szypockiej, nie są łatwe do ścisłego ustalenia wskutek mocnych zaburzeń tektonicznych, jakie tu wszędzie niemal się zaznaczają. Być może, znajdzie się tu jeszcze i neokom.

Znaczne różnice stratygraficzne pomiędzy szypocką serią północną, podścielającą zewnętrzny brzeg płaszczowiny czarnohorskiej nad Białym Czeremoszem, a centralnym wysadem płaszczowiny stają się bardziej zrozumiałe, jeżeli uwzględnimy, że środkowa strefa wysadu szypockiego uległa intensywnym fałdowaniom i przesunięciom pomiędzy ogromnymi masami piaskowców czarnohorskich. Należy przypuszczać, że strefa ta znajdowała się pierwotnie o wiele dalej na południe, niż to jest obecnie. Szerokość całego basenu, gdzie powstawały szypockie osady kredowe, musiała także znacznie przekraczać dzisiejszą szerokość — ok. 25 km — całej strefy czarnohorskiej. Inaczej trudno by było wyjaśnić np. osadzanie się tu łupków niklowych z radiolariami bez materiału terygenicznego.

Stratygraficzno-litologiczny przegląd formacji prowincji czarnohorskiej wykazuje, że rozpadają się one na dwie wielkie, bardzo różne grupy. Na dole mamy serię szypocką, tj. kompleks czarnych łupków i piaskowców o krzemionkowym przeważnie charakterze z licznymi konkrecjami manganu, syderytu, pirytu. Występują tu również rogowce jaspisowe z radiolariami, co znamionuje już głębszy basen morski, który widocznie rozpościerał się jednolicie na większej przestrzeni Karpat ku wschodowi i zachodowi. W Karpatach rumuńskich np. znane są tzw. czarne łupki z Audia, identyfikowane z warstwami szypockimi. Można przypuszczać, że prawdopodobnie na już sfałdowanych

warstwach szypockich osadzała się transgredującą wyższą grupą piaskowców czarnohorskich. Ta potężna seria piaskowcowa, częściowo ze zlepieńcami, charakteryzuje płytki basen morski, bliskie od południa sąsiedztwo wybrzeży, skąd cały materiał był dostarczony. Jednocześnie zachodziło tu stopniowe i długotrwałe obniżanie się dna basenu sedymentacyjnego.

Z powyższych uwag wynika, że prowincja czarnohorska, w granicach tworzenia się karpaccich osadów fliszowych, ma istotnie odrębne cechy facjalne i wogóle sedymentacyjne.

Zastanawiając się nad ogólnym charakterem facjalnym poprzednio wymienionych prowincji fliszu karpacciego, tj. prowincji skolskiej, śląskiej, cergowskiej, magurskiej, cieszyńskiej i czarnohorskiej, stwierdzić w nich możemy znamienne bardzo cechy. Utwory górnej kredy i paleogenu odznaczają się tu mianowicie wielką zmiennością. Napotykamy potężne serie piaskowców, zlepieńców albo łupków, dochodzące w poszczególnych przypadkach do kilku tysięcy metrów miąższości, wówczas gdy piętra środkowej i dolnej kredy — wszędzie, gdzie są one napotykanne — mają na ogół mniejszą miąższość i zachowują bardziej jednolity charakter. Wciąż powtarza się w nich typ tzw. czarnej kredy, gdzie zasadniczym składnikiem, nadającym jej szczególny wyraz, są czarne łupki.

Nasuwa się przypuszczenie, że basen średniej i dolnej kredy rozpościerał się w sposób jednolity na wielkiej przestrzeni Karpat fliszowych. Różnice, jakie dziś dostrzegamy w wykształceniu czarnej kredy, spowodowane zostały tylko pewnymi warunkami lokalnymi, wskutek czego np. w prowincji cieszyńskiej obok czarnych łupków osadzały się wapienie cieszyńskie, w prowincji zaś czarnohorskiej — piaskowce szkliste i rogowce. Powyższe względy pozwalają wnioskować, że w obrębie prowincji czarnohorskiej zachował się w epokach dolnokredowych ściślejszy związek pomiędzy nią a prowincją cieszyńską. Rozpatrując dalej stosunki tektoniczne przekonamy się, że i pod tym względem zarysowują się na rozległych przestrzeniach karpaccich pewne cechy wspólne dla owego okresu.

Mniej więcej jednolitą paleogeografię obszarów dolnokredowych stwierdzić możemy aż poza Olzę na zachód i poza Czeremosz i Mołdawę na wschód.

7. Prowincja neokarpaccza

Wyróżniwszy kilka prowincji facjalnych w obrębie sfałdowanych Karpat fliszowych przechodzimy obecnie do formacji przedgórze, które mają charakter odmienny w porównaniu z właściwym fliszem karpacc-

kim. Spotykamy tu znaną w geologii alpejskiej molasse, która również ma tutaj sedimentacyjne cechy fliszu z tą różnicą, że tworzy pokłady miękkie, plastyczne, kruche. Są to ility, łupki ilaste, piaskowce słabo spojone, wreszcie piaski itp. — wszystko w rejonach naszego przedgórze utworów mioceni. Ze względów powyższych obszar przedgórze zaliczamy do osobnej prowincji neokarpackiej.

Do tej prowincji wypada zaliczyć całe przedgórze Karpat, graniczące od południa z brzegiem nasuniętych elementów karpaccich, od północy zaś — z płytami podolską i lubelską, z Górami Świętokrzyskimi, płytą wyżyny małopolskiej, karbonem śląskim, wreszcie na północnym zachodzie — z Sudetami. W kierunku podłużnym prowincja neokarpacka rozciąga się daleko na wschód i zachód zmieniając swój charakter. Na wschodzie należy do niej skomplikowany system przedgórze Karpat rumuńskich z potężnie rozwiniętymi utworami pliocenu, na zachodzie ciągnie się ona poprzez zewnętrzną kotlinę wiedeńską ku przedpolom łańcucha alpejskiego. Możemy tu jedynie pobieżnie ująć stosunki facjalne na przedgórze Karpat Wschodnich i Zachodnich, gdzie w niektórych szczególnie regionach formowały się wybitne górotwory młodsze, nazwane ogólnym mianem *Neogenidów*.

Na przedgórze Karpat Wschodnich prowincja neokarpacka rozpada się na trzy wyraźnie rozgraniczone większe poddziały. Należą tu, idąc od południa ku północy, perikarpacka formacja solna (dolny miocen), region stebnicki (dolny torton) i wreszcie gazonośny region daszawski (torton i sarmat).

Perikarpacka formacja solna tworzy wąską strefę pomiędzy zewnętrznym brzegiem Karpat a warstwami stebnickimi. W skład jej wchodzi ility solno-gipsowe, łupki, piaskowce, zlepieńce, niekiedy zlepieńce egzotyczne. Strefa powyższa na kulminacjach Karpat brzeźnych rozszerza się do kilku km, np. w rejonie Borysławia i Truskawca, zwęża się zaś na depresjach. Na zachód od Starego Sambora i Chyrowa strefa solna ciągnie się już tylko jako bardzo wąski pasek na brzegu Karpat, wreszcie na północ od Dobromila kryje się całkowicie pod Karpatami, wysuwającymi się tam na zewnątrz w kierunku Przemyśla. Również na krańcach wschodnich, np. u czoła Karpat Pokuckich, perikarpacka formacja solna ma tylko kilkaset metrów szerokości zapadając pod nasunięte Karpaty brzeźne (Salidy). Ku południowi perikarpacki kompleks solny prawdopodobnie rozciąga się na znaczną odległość pod płaszczowiną skolską. Warstwy solne otulają również wgłębne elementy Salidów. Zostało to stwierdzone w rejonie Bitkowa, Borysławia oraz w innych miejscowościach.

Według wszelkiego prawdopodobieństwa perikarpacka formacja solna podciąga kompleks stebnicki jeszcze daleko w kierunku północnym. Nie-

które wysady solne mogą należeć do kompleksu stebnickiego. Byłyby to tzw. sole młodsze.

Miąszość perikarpackiej formacji solnej na brzegu Karpat jest prawdopodobnie bardzo znaczna, jak to wynika z danych grawimetrycznych z okolic Drohobycza i Borysławia. Ta miąszość bardzo się zwiększa na skutek intensywnych fałdowań u czoła brzeżnych elementów karpackich.

W skład *regionu stebnickiego* wchodzi różowe margle stebnickie (dolny torton) oraz ility i piaskowce, w szczególności w jego spagowej części. Miąszość warstw stebnickich może sięgać do około 1000 m. W synklinalnych partiach kompleksu stebnickiego prawdopodobnie zachowały się partie warstw młodszych.

Region stebnicki graniczy od południa z perikarpacką formacją solną, na północy — z regionem wyższym tortonu (Opary-Daszawa-Karpaty Pokuckie), na zachodzie koło Przemyśla kryje się pod Karpatami brzeżnymi, czy też zanika tam cały basen stebnicki; na wschodzie przed czołem Karpat Pokuckich jest on zupełnie niemal wytarty.

Region stebnicki pokrywa się z odrębnym elementem tektonicznym, mianowicie z nasunięciem stebnickim (embrionalna płaszczowina stebnicka).

Region daszawski składa się z serii cienkowarstwowych marglistych łupków, iltów, piaskowców i piasków, których miąszość może sięgać niekiedy do około 2000 m. Jest on podesłany stałym horyzontem anhydrytowym lub — jak to jest na przedpolu Karpat Pokuckich — anhydrytowo-solnym. Region daszawski zajmuje tu całą pozostałą powierzchnię prowincji neokarpackiej. Cechują go przeważnie płaskie lub słabo zdyslokowane układy warstw. Jedynie na wschodzie, zbliżając się do brzegu Karpat Pokuckich, spotykamy się z większymi zaburzeniami.

Na przedgórzu zachodnim w strefie graniczącej z Karpatami prowincja neokarpacka składa się jedynie z regionu tortońskiego (daszawskiego) o podobnym co i na wschodzie fałdalnym wykształceniu. Miąszość tego kompleksu, zależna od zachowania się sztywnych płyt starszego podłoża, jest tu znacznie mniejsza niż na wschodzie; na ogół wzrasta ona przy zbliżaniu się do brzegu Karpat wynosząc od kilkuset do około tysiąca metrów na przestrzeni pomiędzy Cieszynem a Bochnią, w kierunku zaś Rzeszowa i Przemyśla — do przeszło dwóch tysięcy m. Bezpośrednie podłoże tworzą tu utwory karbonu, jury, a nawet płyty kredy.

Zachodnia prowincja neokarpacka ograniczona jest od północy układami mezozoicznymi i paleozoicznymi, na południu zaś rozpościera się jeszcze daleko pod nasunięte masy karpackie. Warstwy tortonu są przeważnie lekko sfalowane, niekiedy poprzecinane uskokami.

O. S. Wiałow (102) przytacza odmienny nieco podział utworów miocenu na wschodnim Przedkarpaciu. Wyróżniono tam następujące serie: seria Worotyszczka według Berlawskiego (akwitan-burdygał) odpowiada na ogół naszej perikarpackiej formacji solnej, chociaż warstw dobrotowskich do tego kompleksu nie zaliczamy. Wyżej występuje seria stębnicka (helwet), uherska według N. D. Jelina i tiraska, która jest serią gipsowo-anhydrytową, dzielącą serię uherską od halickiej. Seria halicka (torton-dolny sarmat) jest rozwinięta w Daszawie. Tą serią kończą się utwory molassowe Przedkarpacia. Seria halicka odpowiada naszej daszawskiej serii gazonośnej lub w ogóle tortonowi gazonośnemu. Wyróżnienie serii uherskiej ma swoje uzasadnienie, gdyż jest to kompleks warstw piaszczystych znacznej miąższości podścielający serię gipsowo-anhydrytową (tiraską). Seria uherska ma doniosłe znaczenie w akumulacji złóż gazowych.

Przegląd głównych elementów tektonicznych

SALIDY

UWAGI OGÓLNE

Na samym skraju zewnętrznego brzegu Karpat Wschodnich i Zachodnich występują różne elementy tektoniczne, przeważnie mniejszej miary, o odrębnych cechach geologicznych, które zbliżają je do typu tzw. elementów wgłębnych. Zjawiska tego rodzaju były już dawno notowane w literaturze. Utwory miocenijskie rozpościerające się wzdłuż całego brzegu Karpat utrudniały tu bardzo prace badawcze. Na wschodzie stosunki geologiczne kształtowały się wyraźniej nie tylko wskutek silniejszego wzdźwignięcia brzegu gór nad poziomem morza, ale i dzięki wykonanym tam w różnych miejscowościach głębokim wierceniom. Wszystko to razem umożliwiło lepsze zbadanie elementów wgłębnych, szczególnie pomiędzy Borysławiem a Karpatami Pokuckimi. Na zachodzie brzeg karpacki obniża się, utwory miocenijskie przykrywają go w większym stopniu, toteż budowa geologiczna jest tu bardzo niewyraźna. Dlatego też w literaturze Karpat Zachodnich spotykamy się z różnymi określeniami fliszowych elementów brzeżnych, jak np. płaszczowina podbeskidzka, flisz zewnętrzny, flisz autochtoniczny, element podśląski.

W ostatnich kilku latach przybyło nam jednak sporo materiału z brzegu Karpat Zachodnich, co pozwala już nawiązać do wschodnio-karpackich stosunków brzeżnych. Studiując całość powyższego zjawiska dochodzimy do wniosku, że mamy tu do czynienia z pewnego rodzaju odrębnym górotworem, rozpościerającym się na wielkiej przestrzeni Karpat Wschodnich i Zachodnich. Górotwór ten wydzielam pod ogólnym.

mianem *Salidów* dla uwydatnienia jego związku z miocенską formacją solną¹.

W Karpatach Wschodnich dawno już wyróżniono i dokładnie zbadano wgłębny element Borysławia, podścielający Karpaty brzeżne. Ten element fliszowy jest otulony formacją solną i ma cechy bryły zupełnie oderwanej tektonicznie od podłoża i od mas nadległych. Okazało się również, że wgłębny element borysławski w różnych formach strukturalnych rozpościera się daleko ku wschodowi; ukazuje się on w Rypnem, Majdanie, Bitkowie, Karpatach Pokuckich zachowując wszędzie swoje zasadnicze cechy stratygraficzne i tektoniczne; na zachód od Borysławia wyłania się w Nahujowicach, po czym widocznie ciągnie się dalej pod brzegiem karpackim. Strefa skibowa, wysuwająca się ku północy w kierunku Przemyśla, prawdopodobnie kryje go w głębi dalej ku S, tak że w tamtych okolicach pomiędzy Przemyślem a Sanokiem istnieje możliwość przebiecia głębokimi wierceniami płaszczowiny skibowej (inoceramowej) i dotarcia do miocенskiej formacji solnej wraz z ewentualnymi elementami wgłębnymi.

W ostatnich czasach zbadano bliżej stosunki analogiczne w okolicy Bochni. Zaznaczyła się tu również struktura geologiczna zbliżona do wgłębnych elementów Karpat Wschodnich. Napotkano tu mianowicie jednostkę fliszową otuloną warstwami solnymi i zapadającą pod brzeżne Karpaty Zachodnie, czyli tzw. płaszczowinę śląską. Studia porównawcze wykazują, że i Wieliczka ma również ten sam charakter zarówno stratygraficzny, jak i tektoniczny. Wreszcie dalej ku zachodowi na całej przestrzeni aż po za Cieszyn wyłaniają się podobne fragmenty, chociaż bez otulenia solnego. Napotykamy je przed czołem płaszczowin śląskiej i cieszyńskiej w postaci wyizolowanych niekiedy brył, wysp i gniazd fliszowych w otoczeniu utworów miocenu, a nawet jako cienkie soczewki pod płaszczowiną cieszyńską w samym Cieszynie. Różnica pomiędzy tego rodzaju małymi fragmentami tektonicznymi a całym np. górotworem Karpat Pokuckich jest bardzo wielka, — tym niemniej na wielkiej przestrzeni Karpat Wschodnich i Zachodnich są to pokrewne sobie zjawiska.

Przy dalszych rozważaniach na powyższy temat przekonamy się, że górotwór *Salidów* ciągnie się daleko jeszcze od Karpat Pokuckich ku południowemu wschodowi poprzez Bukowinę na terytorium Karpat rumuńskich obejmując tam tzw. elementy brzeżne (por. tabl. I).

Zjawisko występowania źródeł słonych na zewnętrznym brzegu Karpat i na Przedkarpaciu dawno już zwracało na siebie uwagę. W Polsce po raz pierwszy Stanisław Staszic (71) konsekwentnie prześledził stre-

¹ Rozważania na powyższy temat przedstawiłem na posiedzeniu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Krakowie w dniu 7 stycznia 1952 r.

fę solną od Wieliczki i Bochni poprzez brzeg Karpat Wschodnich a dalej w Mołdawii i Muntenii aż po południowe krańce brzegu fliszowych Karpat rumuńskich (Telega, Campina). Strefa solna uwzględniona przez Staszica obejmuje górotwór Salidów, perikarpacką formację solną, a także element stebnicki na przedpolu Karpat Wschodnich. Wymienione są przy tym wszystkie ważniejsze miejscowości, gdzie wydobywano sól kamienną lub gdzie ukazują się źródła słone. Zdumiewa nas dzisiaj dokładność i rozległa skala tego zestawienia.

SALIDY ZACHODNIE

BOCHNIA

W dniu 4 grudnia 1951 roku górnicy saliny Bochni obchodzili 700-lecie tej kopalni. W ciągu szeregu ubiegłych stuleci zebrano tu wiele spostrzeżeń, stosowano różne metody wydobycia, posługiwano się różnym sprzętem technicznym. Jeszcze do dziś znajdowane są w starych wyrobiskach liny kręcone z lipowego łyka.

W ostatnich kilkudziesięciu latach zwracano więcej uwagi na samą geologię złoża solnego oraz na budowę całego otaczającego rejonu, jednak dopiero okres najnowszy przyniósł nam nowe zasadniczo materiały geologiczne. Nad geologią okolic Bochni pracowali J. Niedźwiedzki, G. Bukowski, K. Ciszewska, Jadwiga Burtan, T. Chlebowski, T. Kuciński, Z. Olewicz i inni. Szczególnie wiele materiału i spostrzeżeń dotyczących zarówno samego złoża solnego w Bochni, jak i najbliższego jego otoczenia zgromadził J. Poborski.

Opublikowana ostatnio przez J. Poborskiego praca o złożach solnych Bochni (59) zawiera cenne dane zebrane w ciągu kilkuletnich sumiennych studiów na kopalni w Bochni oraz w rejonach sąsiednich. Na podstawie badań tego autora zarysowuje się wyraźnie geologiczna struktura elementu Bochni. A więc na powierzchni wyłania się tu zdwojone czoło fałdu z jądrem fliszowym otulonym formacją solną. W skład warstw solnych wchodzi ły i łupki margliste, anhydryt, gips, pokłady soli w seriach powtarzających się kilkakrotnie. Wreszcie w stropie seria solna przechodzi w kompleks warstw chodenickich, wykształconych przeważnie jako warstwowane ły i łupki z cienkimi wkładkami piaskowców oraz tufitów. Miąższość serii solnej oceniana jest na ok. 80 m, chociaż zaburzenia tektoniczne powodują, że miąższość ta często ulega dużym zmianom, a więc w niektórych partiach — znacznym nabrzmieniem, w innych zaś przypadkach dochodzić może nawet do zupełnego wytarcia warstw solnych. Miąższość warstw chodenickich wynosi około 300 m.

Do górotworu solnego w Bochni, w szczególności do warstw chodenickich, przylegają od północy transgredujące warstwy grabowieckie, które w części zachodniej rejonu Bochni sięgają nawet dalej ku południowi, aż na brzeg karpacki. Warstwy grabowieckie mają na ogół spokojne, niemal poziome ułożenie, jedynie na granicy z północnym brzegiem warstw chodenickich są one lekko pochylone ku północy. Tektonicznie więc jest to świat zupełnie odmienny w porównaniu z formacją solną, łącznie z warstwami chodenickimi. Niekiedy dostrzega się tu jakby przejście stratygraficzne od warstw chodenickich do grabowieckich. Tego rodzaju zjawisko zostało przypuszczalnie spowodowane faktem, że kompleks grabowiecki tworzył się początkowo z materiału, jakiego dostarczało bezpośrednie podłoże z warstw chodenickich; stąd lokalnie zaznaczające się przejścia stratygraficzne maskują tylko istotny stan rzeczy. Transgredujący charakter warstw grabowieckich zaznacza się wyraźnie w regionalnym ujęciu całego zjawiska. Młodszy torton rozpościera się np. daleko ku południowi od Tarnowa w okolicach Szczepanowic na sfałdowanym podłożu karpackim.

Na szczególną uwagę zasługuje stosunek warstw chodenickich do serii solnej w północnym skrzydle fałdu Bochni. Roboty górnicze, zwłaszcza północne chodniki poprzeczne, umożliwiły dokładne obserwacje, nie pozostawiające wątpliwości, że pomiędzy serią solną a warstwami chodenickimi nie ma tu żadnej granicy tektonicznej, istnieje zaś ciągłość sedymentacji. Fakt powyższy ma bardzo doniosłe znaczenie, gdyż od niego zależy ujęcie regionalnej tektoniki Bochni.

Wyjaśniło się, że układ Bochni zawiera wąską smugę fliszową, otuloną utworami miocenu solonośnego, samo zaś złożo soli znajduje się w północnym skrzydle fliszowego fałdu. Na podstawie tych pierwszych spostrzeżeń mógł kształtować się pogląd, że element Bochni tworzy rodzaj tzw. fałdu wgłębego, a więc podobnie jak to jest na brzegu Karpat Wschodnich. Jednak materiały z robót górniczych, szczególnie z tzw. chodnika Bauma, następnie z wierceń rdzeniowych wykonanych na południowo-zachodnich peryferiach Bochni, pozwalają wnioskować, że jądro fliszowe fałdu składa się z mas niezwykle zaburzonych tektonicznie i jest wykształcone zupełnie odmiennie, niż w normalnych fałdach leżących.

Dokładne badania profilu wzdłuż chodnika Bauma przeprowadziła K. Skoczylas-Ciszewska (69) uwzględniając opracowanie mikrofauny, dokonane przez J. Syniewską. Chodnik Bauma, długości przeszło 200 m, przebija całe fliszowe jądro antykliny bocheńskiej i składa się z warstw zdyslokowanych i zgniecionych do najwyższego stopnia. Są one prze-fałdowane i porozrywane, tworzą soczewki i bloki wyizolowane, a nawet przybierają niekiedy charakter brekcji tektonicznej. Pomiedzy par-

tiami fliszowymi trafiają się tu fragmenty ilów miocenijskich z wgniecionymi pstrymi łupkami i blokami fliszowymi. Całość odsłaniającego się w chodniku Bauma kompleksu fliszowego przedstawia zdumiewający obraz zgnieceń tektonicznych, posuniętych do najwyższych granic. Normalne jądra fałdów nie wykazują nigdy tego rodzaju zjawisk.

Cały wymieniony kompleks fliszowy składa się z serii należących pod względem stratygraficznym do płaszczowiny śląskiej. Stwierdzono tu mianowicie warstwy cieszyńsko-wierzowskie, lgockie, godulskie, istebniańskie, krośnieńskie. Niektóre partie ilów zawierają mikrofaunę tortońską (p. fig. 3 i tabl. II).

Na podstawie bogatego zebranego dotychczas materiału wnioskować można, że fałd bocheński, składający się z fliszowego jądra, otulonego formacją solną, jest swoistym fragmentem płaszczowiny śląskiej. Roboty górnicze na kopalni w Bochni wykazały, że seria solna zapada tu na ogół ku południowi, przy czym miąższość złoża w tym kierunku najwidoczniej znacznie się zmniejsza. Fałd bocheński wraz ze swym czołowym zdwojeniem kryje się ku południowi popod nadległe masy płaszczowiny śląskiej. Tym samym łosom podlegają naturalnie i złoża soli północnego obalonego skrzydła elementu wraz z otulającymi je warstwami chodenickimi.

Dalsze dzieje fałdu bocheńskiego w kierunku południowym przedstawiałyby trudną do zgłębienia tajemnicę, gdyby wykonane tam niedawno wiercenia geologiczne nie dostarczyły nowych danych. Dane te okazały się wprost rewelacyjnymi. Otwory rdzeniowe w Gierczycach, Łapczycy i Kolanowie udowodniły, że jądro fliszowe fałdu Bochni sięga daleko jeszcze w kierunku południowym i składa się tak samo ze zgniezionej zupełnie serii śląskiego fliszu z obfitym udziałem pstrych łupków. Rdzenie dały tu materiał zmiążdżony, zlustrowany, rozpadający się przeważnie na drobne ułamki, jako druzgot, a niekiedy wprost miazga tektoniczna. Podobnego, jak to już zaznaczaliśmy, stanu nie obserwujemy w jądrach fałdów normalnych a nawet leżących i przesuniętych. Tego rodzaju zmiążdżenia całej masy fliszowej, sięgającej w niektórych partiach badanego obszaru do ok. 300 m miąższości, świadczą dobitnie, że masa ta ulegała zgniataniom i zmiążdżeniom przy procesach dyslokacyjnych mających już diapirowy charakter. Mogło to dzieć się dalej na południu i było spowodowane przebijaniem się fliszu przez nadległą formację solną.

Szczytowa strefa serii solnej wraz z jądrem fliszowym ukazuje się w Bochni na powierzchni na przestrzeni kilku km zanurzając się ku wschodowi i zachodowi pod warstwy chodenickie. Te warstwy rozpościerają się jeszcze znacznie dalej pomiędzy Rabą i Bereźnicą (Moszczenica-Łazy) według badań J. Poborskiego (59) i T. Kucińskiego.

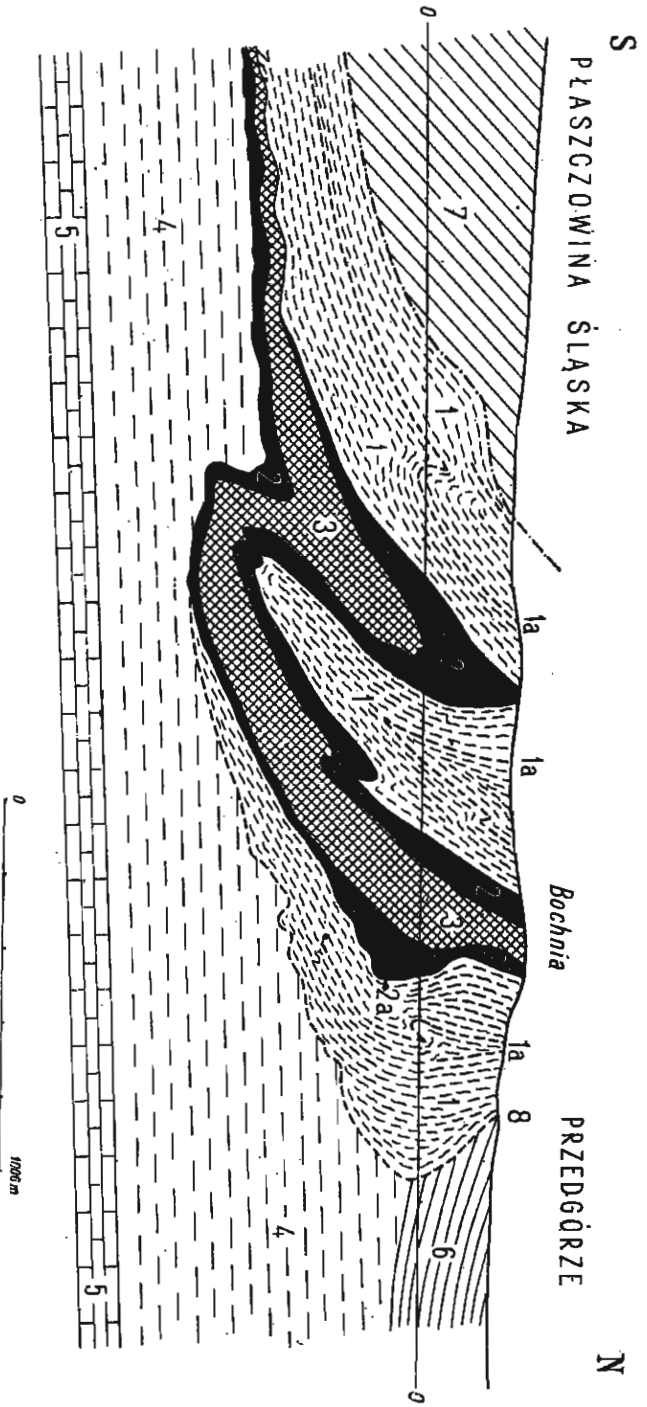


Fig. 3

Profil poprzeczny przez Salidó Bochni

Del. K. Tołwiński — czokowe sfaldowania wg J. Paborskiego

1 warstwy chodenićkie (torton niższy), 1a tuffity; 2 formacja solna (miocen), 2a złoże solne Bochni; 3 jądro filiszowe elementu Bochni (Salidów); 4 torton gazonośny (warstwy daszwickie); 5 wapienie jury; 6 warstwy grabowickie (torton wyższy); 7 nasunięty brzeg karpacki; 8 przybliżona granica nasunięcia Salidów na torton gazonośny

Szczególną uwagę zwracamy na sam charakter i układ bocheńskiej serii solnej oraz na jej stosunek do fliszowego jądra antykliny. Pokłady solne podścielają niejako element fliszowy od północy, a więc znajdują się w jego północnym obalonym skrzydle. Złoża solne wykazują intensywne drugorzędne sfałdowania, zmieniając swą miąższość niekiedy nawet na nieznacznych stosunkowo przestrzeniach. Roboty górnicze w obrębie północnego skrzydła fałdu sięgają do głębokości ok. 500 m. W zapadającej ku południowi serii solnej miąższość samych pokładów soli znacznie się zmniejsza. Seria solna przylega od północy do zapadających pod nie warstw chodenickich.

Wspomnieliśmy wyżej, w jak niezwykle zgniecionym stanie okazało się fliszowe jądro elementu dalej ku południowi. Pod zgniecionym fliszem stwierdzono w całym szeregu otworów górotwór solny nierównomiernie wykształcony, a więc na ogół warstwy solne składające się z czystej soli krystalicznej, soli z iłem, gips lub anhydryt o miąższości kilkudziesięciu metrów; były jednak przypadki, że kompleksu solnego zupełnie brakowało. *Seria solna wykazywała stale zaburzenia tektoniczne.* Niżej pod serią solną zaznaczała się nagle zmiana pokładów. Były to już spokojnie ułożone czy też słabo tylko nachylone szare margliste, cienko warstwowane łupki z cienkimi warstewkami piaskowców, należące do charakterystycznej formacji gazonośnego tortonu, jaka rozpościera się na wielkiej przestrzeni od Daszawy aż po Dębowiec. Nachylenia wynosiły tu przeważnie kilka jedynie stopni, wyjątkowo tu i ówdzie notowano większe upady. Taki charakter i układ warstw sięgał aż do stropu jury.

Przytaczam tu krótkie dane dotyczące pokładów nawierconych w niektórych otworach w rejonie Bochni na południowym skrzydle elementu. Dane te są oparte na materiale rdzeniowym, który studiowałem w terenie. Szczegóły podane niżej są bardzo ważne ze względu na powiązanie struktury samego elementu Bochni z jego południowo-zachodnim przedłużeniem.

Otwór Łapczyca 1.

m

- 3-312 — przeważnie ły plastyczne,
- 312-358 — zgniecione pstre łupki fliszowego jądra,
- 358-448 — szare ły i piaskowce z gipsem, warstwy zaburzone,
- 448-860 — normalny płasko leżący torton.

Otwór Kolanów 1

Otwór ten znajduje się na południe od czoła elementu wgłębnego Bochni, już na nasuniętym brzegu karpackim, dlatego zasługuje na szcze-

gólną uwagę. Materiał rdzeniowy z tego otworu nie jest kompletny, ale daje on jednak pojęcie o wielkich komplikacjach tektonicznych, jakie zachodzą w pobliżu nasuniętego brzegu Karpat. Prócz tego dysponujemy tu stosunkowo pełną serią rdzeni w obrębie wglębnego elementu Bochni czyli elementu Salidów. Rdzenie z partii wglębnej tego elementu studio- wałem bezpośrednio na kopalni w czasie wiercenia otworu, ostatnio zaś przeprowadzaliśmy wspólnie z T. Kucińskim kontrolę całego materiału rdzeniowego w magazynach Instytutu Geologicznego w Tęczynku.

m

- 10-154 — Wydobyto tylko 3 rdzenie. Pstre łupki z gniazdami czarnych łupków. Wtrącenia jasnych margli. Zupełne zgniecenia i zlustrowania.
- 162-187 — Jasne zbite i zielonawe margle, na spodzie zlepniłowate. Można je zaliczyć do elementu Gierczyc pod serią śląską.
- 195-200 — Jasnoszare piaski lub bardzo kruche sypkie piaskowce z wkładkami ciemnych łupków miękkich o charakterze wkładek stratygraficznych bez zgnieceń tektonicznych. Jest to bardzo zagadkowy utwór, którego ściślejsze granice w stropie i w spagu są tu nieznanne dla braku rdzeni. Przypuszczalnie może on należeć do młodszego miocenu zaklinowanego tektonicznie na brzegu nasunięć karpackich.
- 220-233 — Ciemne, czarne i zielonawe łupki oraz zielono nakrapiane piaskowce glaukonitowe. Łupki rozpadają się na ostre ułamki.
- 233-246 — Wydobyto 6 metrów rdzenia o bardzo wyraźnych cechach pokładu. Są to brązowe łupki z licznymi odciskami łusek rybich, a więc łupki *menilitowe*.
- 246-266 — Partia mocno zaburzona. Łupki ciemnoszare, czarne, zielonawe i pstre. Zgniecenia i zlustrowania. Również jasnoszare łupki margliste. Na spodzie piaskowce szaro-zielonawe zlepniłowate oraz ily zielonawe.

Niżej rozpoczyna się jednolita monotonna seria wyraźnych *warstw krośnieńskich*.

m

- 266-599 — Margliste łupki szare, piaskowce mikowe, często o skorupowym charakterze. Niżej przerwa w rdzeniowaniu, dopiero na
- 619-625 — głębokości wydobyto 6 metrów rdzenia. Ciemnozielonawe łupki ilaste zlustrowane rozpadają się jednolicie na drobne ułamki o zupełnie innym wyglądzie, niż w nadległych warstwach krośnieńskich. *Rozpoznajemy w tym materiale fragmenty zgniecionego fliszowego jądra elementu Bochni.*

W materiale rdzeniowym znowu przerwa.

m

- 646-651 — Tylko 2 metry rdzenia. W materiale zachodzą już pewne zmiany. Są to ciemnozielonawe łupki, szaro-zielonawe miękkie łupki, wkładki zielonych piasków glaukonitowych. Łupki rozpadają się na drobne ułamki, chociaż bez luster.

Znowu przerwa:

m

- 672-713 — *Warstwy solne*. Sól gruboziarnista czysta, miejscami zanieczyszczona iłem z wtarceniami ziaren, gniazd i żył anhydrytu.
- 713-715 — *Iły ciemnoszare ziemiste i łupki ciemnoszare z ziarnami i warstewkami anhydrytu.*

Niżej następuje zasadnicza zmiana pokładu.

m

- 715- 718 — *Dobrze warstwowane, płasko ułożone ilaste łupki ciemnoszare z wkładkami stratygraficznymi anhydrytu.*
- 718-1057 — *Normalny, płasko ułożony torton gazonośny.*
- 1507- — *Mezozoik.*

Zagadkowy utwór jasnych piasków (195-200 m) w obrębie brzeżnego nasunięcia Karpat można gdzie indziej studiować bardziej dokładnie na powierzchni. Mianowicie w Łapczycy kilkaset m ku SE od otworu Łapczyca 2 na prawym brzegu potoku odsłaniają się jasne, niemal białe, piaski lub sypkie piaskowce, niekiedy z twardszymi bułami. Piaski zawierają cienkie warstewki żwirów oraz ułamki tufitów jasnych, a także wkładki ciemnych miękkich łupków. Piaski w stropie przylegają do bardzo twardej kwarcytowych piaskowców, połamanych i jakby wtłoczonych w podścielające piaski. Kontakt między tymi warstwami jest charakteru tektonicznego. W tej samej odkrywce w pobliżu występują czarne zbite łupki typu łupków kredowych, miejscami zaklinowane wśród piasków. Warstwy zapadają na ogół ok. 6° ku S. Ok. 300 m ku E na wzgórzach są wychodnie jasnych margli, które znajdują się najwidoczniej w stropie poprzednio wzmiankowanych piasków; ok. 300 m ku N od odsłonięcia z piaskami na polnych drogach — wychodnie czerwonych iłów i twardej zbitych piaskowców stalowej barwy. Przepuszczalnie warstwy te podścielają owe białe piaski. W ten sposób mieliśmy tu także zaklinowanie utworów miocenu w nasuniętej partii brzeżnej.

Okolice Łapczycy zwiedzałem wspólnie z T. Kucińskim.

Otwór Łapczyca 2 znajduje się w odległości ok. 650 m ku południowi od otworu Łapczyca 1, ok. 1,5 km zaś na południe od szczytowej partii antykliny bocheńskiej.

Zestawienie pełnego, począwszy od góry, profilu jest utrudnione, gdyż rdzenie były tu pobierane dopiero od głębokości 126 m — i to, o ile chodzi o partię fliszową, tylko fragmentarycznie. W próbkach udarowych od góry wśród skał fliszowych ukazywały się ułamki tufitów w głębokości 141-169 m oraz 183-253 m. Rdzenie wykazały w głębokości 174-398 m zgniecione zlustrowane łupki zielone i czerwone, niekiedy zmiażdżone łupki czarne z zielonymi i czerwonymi smugami, również z cienkimi smugami jasnych piaskowców. W głębokości 409-418 m rdzeń był wykształcony jako fliszowa klasyczna miążga tektoniczna.

- m
 418-439 — Szare łupki margliste mocno burzące się w HCl z ułamkami łupków zielonych.
 439-440 — Zlepieńcowaty pokład szary marglisty o charakterze utworów tortonu.

Niżej rozpoczyna się charakterystyczna seria solno anhydrytowa bez wyraźnego ułożenia — najwidoczniej mocno zdyslokowana od głębokości 440-469 m. Przerosty twardej grubokrystalicznej soli.

Dopiero od głębokości 469 m przewiercano już szare margliste łupki normalnego tortonu o płaskim na ogół ułożeniu, z upadami 3°-5°. Warstwy o tym charakterze przebijano do głębokości 1107 m, tj. do stropu wapieni jury.

Otwór Gierczyce 1 (na podstawie materiału rdzeniowego)

- m
 25- 52 — szare ły.
 52- 60 — pokład zlepieńcowaty, szare ły z odłami fliszu.
 60-269 — zgniecione zlustrowane łupki zielone i czerwone, piaskowce jasne lub zielonawe. Cały pokład zupełnie zmiażdżony, wykształcony jako doskonała brekcja tektoniczna.
 269-281 — czarne, czerwone i zielone łupki zupełnie zgniecione.
 281-414 — ciemnozielone, czarne i czerwone łupki, kawałki jasnego marglu zbitego (401-408 m). Całość, jak wyżej, przedstawia masę fliszową zmiażdżoną do najwyższego stopnia. W ostatnich 408-414 m wśród zgniecionego fliszu ukazują się szare ły.
 414-420 — Zmiana pokładu: szare łupki, piaskowce płasko ułożone, wkładki łu, i żyłki gipsu,
 420-464 — normalny torton gazonośny.

W profilach powyższych znamienne jest fakt, że w spągu zaburzonej serii solonośnej, pod fliszowym jądrem elementu, znajduje się seria utworów tortonu, nie mająca nic wspólnego z warstwami nadległymi. Stwierdzenie tego faktu ma bardzo doniosłe znaczenie tektoniczne.

Warstwy chodenickie, otulające czoło elementu Bochni, mają wykształcenie facjalne odmienne niż tortońska seria o normalnym układzie, która sięga w głąb aż do stropu jury. Warstwy chodenickie są wykształcone przeważnie jako masy ilaste i składają się z plastycznych ciemnoszarych łów lub łożupków, co szczególnie wyraźnie zaznacza się na profilu otworu Łapczyca 1 i co stwierdzono również w studniach kopanych w Siedlcu oraz w innych miejscowościach. Normalna seria tortonu podścielającego odznacza się, jak już wspominaliśmy, zupełnie odmiennym charakterem litologicznym (fig. 3).

Otwory wykonane w południowym rejonie Bochni dostarczyły materiału, który udowodnił, że:

1^o fliszowe jądro fałdu bocheńskiego ciągnie się daleko jeszcze ku południowi zachowując stale swój charakter masy zmiażdżonej tektonicznie, gdzie czołowe zdwojenie fałdu trudne jest do wyróżnienia (być może, nawet wcale się już nie zaznacza);

2^o pod jądrem fliszowym rozpościera się zgnieciona seria solna o bardzo nieregularnym wykształceniu, miejscami wyklinowująca się zupełnie;

3^o warstwy chodenickie napotkano w otworze Łapczyca 1 w południowym skrzydle nad jądrem fliszowym, natomiast nie było ich w odwróconym skrzydle pod serią solną lub mogły się tam zachować jako niewyraźne, wygniecione soczewki;

4^o pod serią solną znajdują się utwory normalnego tortonu gazonośnego o płaskim układzie i monotonnym wykształceniu, który był przebijany otworami aż do stropu jury.

Z danych powyższych wynika, że

5^o warstwy chodenickie północnego odwróconego skrzydła fałdu Bochni zostały zupełnie wygniecione w kierunku południowym, a tym samym podścielająca flisz *seria solna leży tam anormalnie na tortonie gazonośnym i wcale nie tworzy jego młodszego stratygraficznie pokrywy.*

Wszystkie wymienione wyżej fakty świadczą, że jądro fliszowe elementu Bochni wraz z otulającymi warstwami solnymi i chodenickimi nie jest bynajmniej fałdem lokalnym. Jednostka ta została przesunięta z dalszego południa, uległa olbrzymim ciśnieniom i dyslokacjom pod wpływem nasuwających się wyższych mas płaszczowiny śląskiej, ponadto przy formowaniu się fliszowego jądra mogły tu zachodzić zjawiska diapirowego po części charakteru, nacechowane zróżniczkowanym ruchem w obrębie poszczególnych mas elementu Bochni.

Tektonika warstw chodenickich w regionalnym ujęciu nasuwa niewątpliwie wielkie bardzo trudności. Utwór ten możemy studiować tylko fragmentarycznie w niektórych miejscowościach na powierzchni i w obrębie samej kopalni bocheńskiej. Północny brzeg tej formacji jest zakryty warstwami grabowieckimi, południowy zaś kryje się pod nasuniętym brzegiem płaszczowiny śląskiej. Decydującym jest tu fakt, że warstwy chodenickie wiążą się stratygraficznie z serią solną, a więc muszą dzielić — przynajmniej w pewnym stopniu — losy tektoniczne tej serii.

Zadziwiająca jest ciągłość warstw chodenickich na większej przestrzeni na północnym brzegu Karpat Zachodnich. Na wschód od rejonu Wieliczki i Bochni wynurzają się one np. w pobliżu Tarnowa na prawym brzegu Dunajca niedaleko mostu (szosa do Tarnowa), gdzie widocznie są one pokryte transgredującymi warstwami grabowieckimi. Bezpośrednio na południe od miasta Tarnowa znajdujemy wspańtiale odsłonięte ility

i łupki chodenickie o typowym wykształceniu, zapadające ku S pod brzeg karpacki. Na wschód od Tarnowa w Łękawicy południowej, poniżej kościoła, widoczne są wyraźnie ciemnosiwie iły warstw chodenickich. W ten sposób poziom ten rozpościera się w granicach stwierdzonych na przestrzeni około 100 km wzdłuż brzegu Karpat zachowując wszędzie swoiste cechy litologiczne.

Zgnieciony flisz Bochni, łącznie z otulającą go serią solną i warstwami chodenickimi u jego czoła, tworzy oderwany element w spągu wielkiej płaszczowiny śląskiej. Zjawisko to uwydatni się jeszcze wyraźniej przy studiowaniu stosunków geologicznych na brzegu Karpat dalej ku zachodowi.

WIELICZKA

Kopalnia soli w Wieliczce ma bogatą historię. W ubiegłych stuleciach główna uwaga była skierowana naturalnie na sprawy wyłącznie górnicze, ale, zaczynając już od końca XVIII i początku XIX stulecia, wyłaniają się tu i zagadnienia geologiczne. Wymienianie obszernej literatury, zajmującej się złożami solnymi Wieliczki, nie wchodzi w zakres naszego tematu. Na szczególną jednak uwagę zasługują sumienne i gruntowne studia J. Niedźwiedzkiego z lat 1883-1886 (52).

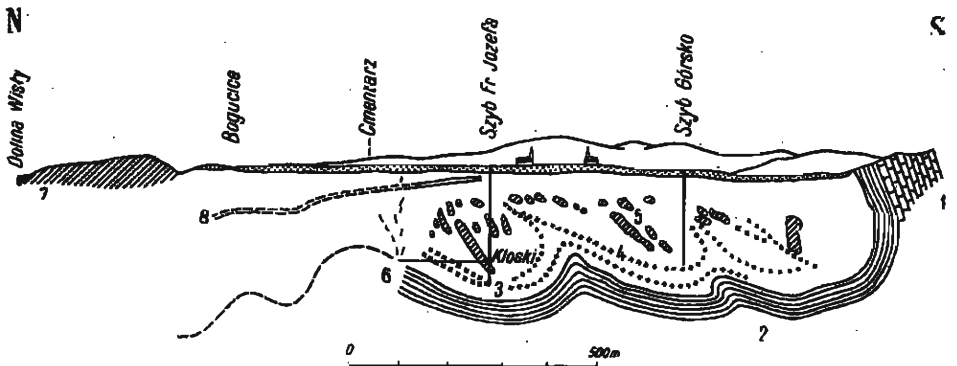


Fig. 4

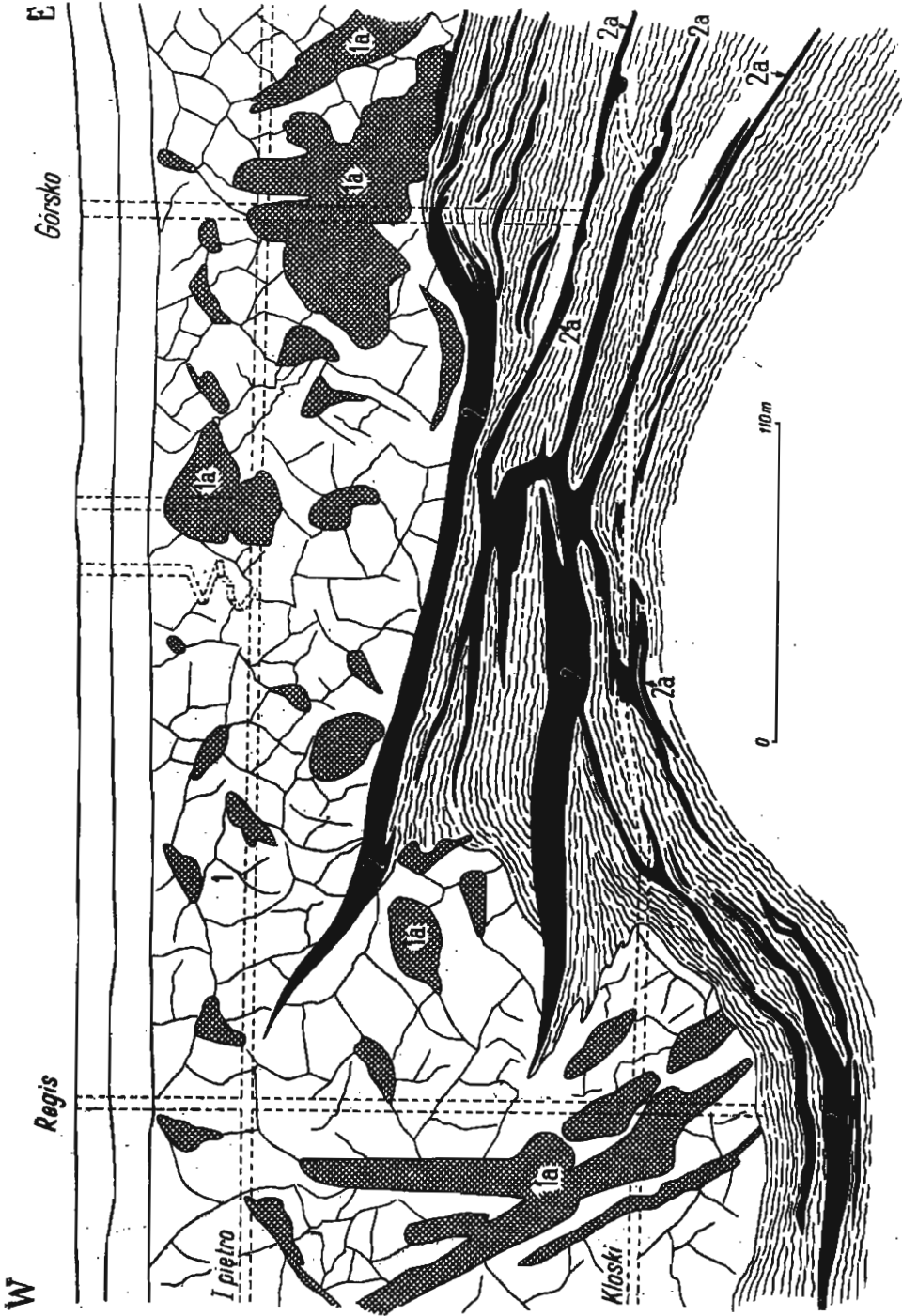
Przekrój poprzeczny przez Saliny Wieliczki
(wg K. M. Paula, 1886)

1 piaskowiec karpacki; 2 kruche płaskowce oraz piaski z otoczkami i czerwonym iliem; 3 sól szybikowa; 4 sól spizowa; 5 il solny z solą zieloną; 6 przedarcia się wody; 7 piaski bogucickie z ostrzgam; 8 gips

Fig. 5

Wieliczka — profil wg Kaczwińskiego (1827)

1 Iły wśród soli zielonej, 1a bryły soli zielonej; 2 i 2a sole pokładowe, spizowe i szybikowe



(Objaśnienie obok)

Fig. 5

Wieliczka była miejscowością znaną nie tylko z powodu słynnych złóż soli. Miała ona znaczenie również ze względów ściśle geologicznych z uwagi na jej położenie na samym brzegu Karpat Zachodnich. E. Süss niejednokrotnie powracał do zagadnienia Wieliczki, gdy rozważał np. zjawisko przesuwania się mas karpaccich ku północy lub gdy przeprowadzał analogię pomiędzy Wieliczką a Borysławiem. Opierając się na profilu Grzybowskiego przez Borysław z roku 1906 Süss czyni uwagę (75), że na zachodzie takie może być pochodzenie antyklin solnych Bochni i Wieliczki. Spomiędzy starszych geologów K. M. Paul (1880) ujmuje strukturę Wieliczki jako niesymetryczne sfałdowanie przechylone ku północy i łączące się z brzegiem karpaccim za pomocą podwiniętej pod brzeg synkliny (fig. 4).

Zadziwiająco trafne są spostrzeżenia starych górników, którzy dokonywali obserwacji i pomiarów kopalni wielickiej. Muzeum Solne w Wieliczce przechowało niezwykle cenny historyczny dokument, mianowicie profil przez złożę solne pomiędzy szybami Okrzei (Regis) i Górsko, opracowany przez Kaczwińskiego w r. 1827. Załączony rysunek (fig. 5) został wykonany według fotografii zdjętej z oryginału przez A. Długosza, opiekuna Muzeum w podziemiach Wieliczki. Profil obrazuje doskonale górne masy bryłowej soli zielonej oraz złoża soli pokładowej (spizowej i szybikowej). Sole pokładowe są ku górze zaklinowane tektonicznie wśród mas soli bryłowej. Do tego tak dokładnego obrazu możemy dziś dodać już tylko naszą ogólną interpretację geologiczną.

Godny jest wzmianki profil geologiczny Wieliczki skonstruowany przez J. Hrdinę w roku 1842 (30). Na podstawie robót górniczych został tu już dobrze oddany zarys całego układu górnych partii złóż solnych Wieliczki. Na profilu tym odgadujemy nawet jądro fliszowe elementu pod brzegiem karpaccim — naturalnie w zupełnie odmiennej interpretacji (fig. 6).

Niedźwiedzki zebrał wielki materiał obserwacyjny, dziś jeszcze mający podstawowe znaczenie. Ten materiał jednak w owym czasie nie pozwalał na właściwe ujęcie całości struktury Wieliczki. Niedźwiedzki tłumaczył np. powstanie tu złóż solnych jako osadów w basenie lokalnym, przylegającym do brzegu Karpat, nie zaś zapadającym pod Karpaty. Sól według tego autora przechodzi ku północy stopniowo w warstwy nie zawierające soli. Jest to stanowisko diametralnie przeciwne temu, jakie my obecnie zajmujemy. Z powyższym zastrzeżeniem możemy jednak czerpać z pracy wymienionego autora wiele cennych i ścisłych spostrzeżeń zarówno co do samych złóż solnych Wieliczki, jak i najbliższego ich otoczenia. Ogólny np. profil przez szyb Franciszka Józefa daje realny obraz rozmieszczenia złóż soli szybikowej, spizowej, brył soli zielonej, ponadto mówi o niezwykle doniosłym szczególe, mianowicie o marglach czerw-

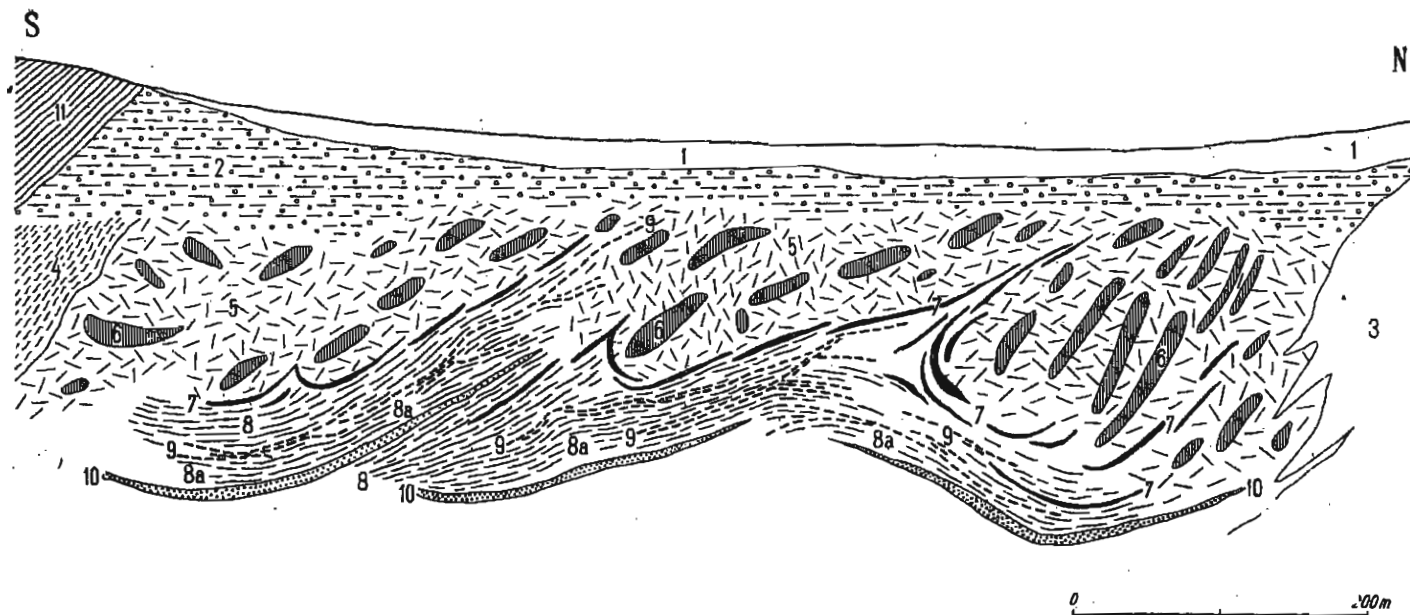


Fig. 6

Wieliczka — profil wg J. Hrdiny (1842)

1 aluwia i dyluwia; 2 szary margiel z otoczkami; 3 ciemnoszary łupek bitumiczny na północy; 4 czerwono-brunatny łupek błyszczący (jądro fliszowe); 5 górotwór soli zielonej z żyłami soli młodszej; 6 bryły soli zielonej; 7 sól spizowa; 8 margiel z warstwami anhydrytu (pokład szybikowy) 8a ciemnoszary margiel z włóknistym gipsem; 9 sól szybikowa; 10 piaskowiec; 11 piaskowiec karpacki

nawych, znajdujących się w stropowej partii soli zielonej. Autor pisze (52, cz. III, s. 127):

„Te czerwone margle i zielone szare płyty ostro odgraniczają się od szarego łu i w ten ń się wklonowują“.

Nie uwzględniając jednak olbrzymich ń dyslokacyjnych działających tutaj Niedźwiedzki zaraz robi zastrzeżenie, że tych czerwonych ń nie można oddzielać od otaczającej je masy ńkowej (chodnik Kunegundy na drugim poziomie). Pstre margle z czarnym, ńtmo rozpadającym się ńtem ciągną się dalej ku południowi; w nakładzie czerwonych ń zjawiają się tam wkładki z odłami piaskowców kredowych i gniazdamy gipsu. W ten sposób pstre margle, czarne ńy i piaskowce kredowe stanowią według autora wyraźnie „nadkładową część całego utworu solnego“ (p. fig. 7 i 8).

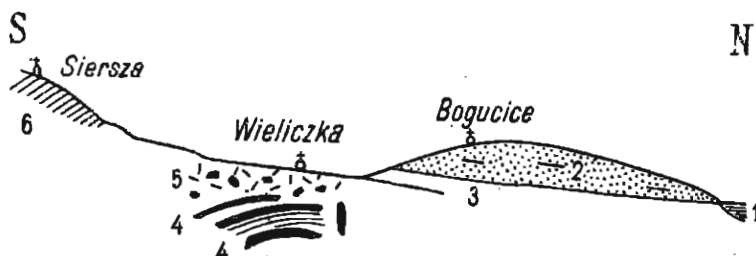


Fig. 7

Profil geologiczny Wieliczki wg J. Niedźwiedzkiego (1883/1884)

1 aluwia Wieliczki; 2 piaski bogucickie (torton wyższy); 3 ń gipsowy; 4 pokłady soli; 5 bryły soli zielonej; 6 piaskowiec karpacki

Zwracamy tu uwagę na spostrzeżenia Niedźwiedzkiego, dotyczące granicy północnej elementu:

„...Chodniki skierowane ku północy przechodzą od utworu brył solnych powoli w ń ubogi w sól — lub całkiem bez soli. Z tej strony pochodzą także źródła wody słodkiej, układ więc przechodzi tu w układ ńów bez soli, może z wtrąceniami piasków, podchodzący regularnie pod spągowe ńy bogucickiego piasku“ (52, cz. II, s. 110-111).

Dalej autor mówi o ńach gipsonośnych, następujących bezpośrednio pod piaskami bogucickimi. Jeśli idzie o utwór bryłowy, Niedźwiedzki komunikuje, że napotkano go przez szyb Daniłowicza w głębokości 12 sążni. Co do pokładów głębszych istnieje notatka o otworze koło kościoła-Reformatów w r. 1889. W głębokości 364-384 m napotkano tam ńy z gipsem i wkładki drobnoziarnistego piaskowca z dopływem wody (por. fig. 8).

Powyższe spostrzeżenia pozwalają nam wysnuć cenne bardzo wnioski co do analogii zachodzącej pomiędzy strukturami Wieliczki i Bochni.

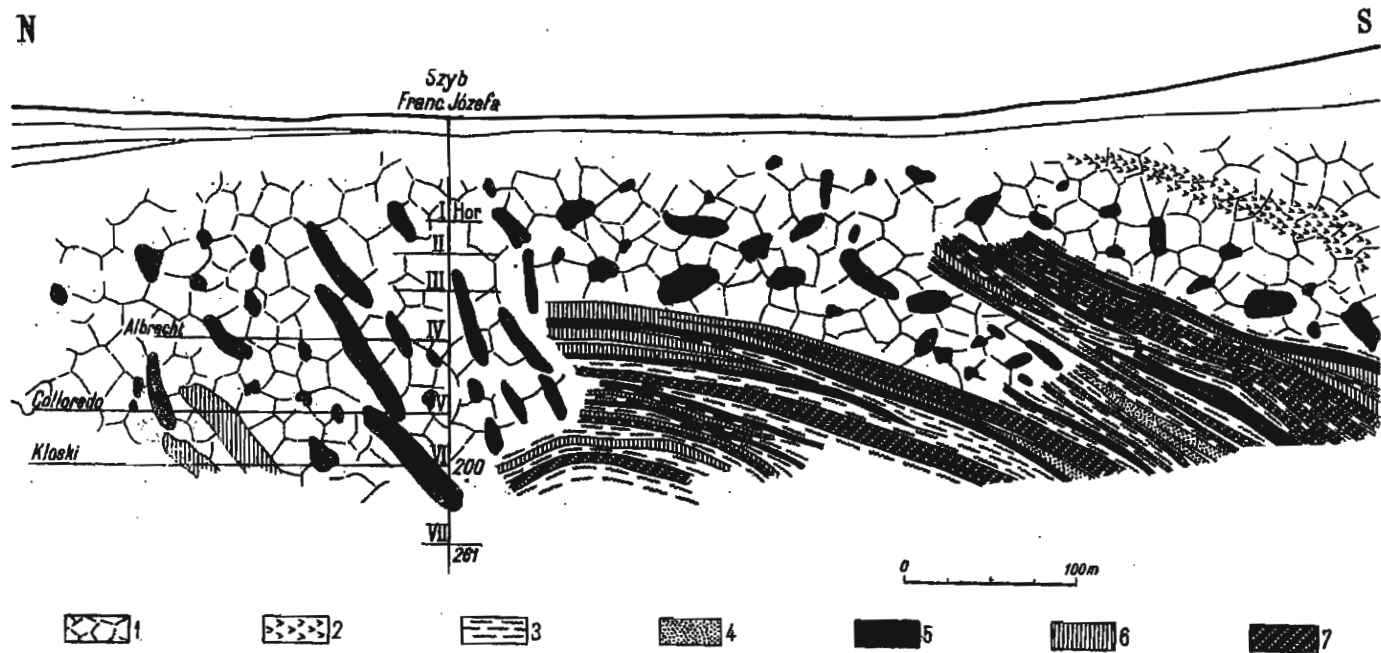


Fig. 8

Profil geologiczny Wieliczki wg J. Niedzwiedzkiego (1886)

1 łoż z bryłami soli; 2 czerwono-brunatne margle; 3 łzy z anhydrytem; 4 piaskowiec; 5 sól zielona; 6 sól spizowa;
7 sól szybitkowa

Mianowicie w owych „stropowych“ zdyslokowanych pstrych warstwach Wieliczki dostrzegamy fragmenty zgniecionej fliszowej jądra, które tak charakterystycznie zaznacza się w elemencie Bochni. Jądro to w Wieliczce, podobnie jak w Bochni, zapada pod nasunięte masy śląskich Karpat brzeźnych; w Wieliczce znajduje się ono bardzo blisko od brzegu płaszczowiny śląskiej, być może, podścięła go bezpośrednio.

Niedźwiedzki wyraźnie zastrzega, że czerwone ility nigdzie w podłożu warstw solnych nie zostały napotkane. Zwiedzając dzisiaj chodnik Kunegundy możemy tam w jego południowej czołowej części doskonale obserwować fliszowe masy na przestrzeni około 70 m w kierunku poprzecznym. Odślaniają się tam margliste łupki czerwonawe, ceglaste i zielonawe, miejscami gniazda czarnych łupków rozartych, odłamki łupków bitumicznych, bloki i małe odłamki piaskowców jasnych drobno i gruboziarnistych, niemal zlepieńcowatych, piaskowców zbitych, twardej z żyłkami kalcytu. Trafiają się także zlepieńcowate masy z ostrokrawędzistymi odłami.

Całość pokładu przedstawia obraz zupełnego wewnętrznego zmiżdżenia. Łupki zgniecione i zlutowane rozpadają się łatwo na drobne soczewkowate odłamki, ograniczone lśniąco powierzchniami. Odłamki piaskowców są przeważnie ostrokrawędziste. Jedynie najniższa partia całego kompleksu (70-75 m od czoła chodnika) składa się jakby z materiału przejściowego z otoczkami iłowców i fragmentami fliszu. 75-78 m od czoła chodnika zaznaczają się ility ciemnoszare, w dotknięciu chropawe (tzw. chude), żyłki anhydrytu i gipsu, wprysnięcia ziarn soli. Materiał zlepieńcowy ma raczej charakter otoczek. W szarych iłowcach wtrącenia iłow czerwonawych. W odległości 78 m od czoła chodnika przebiega ostra granica z bryłą twardej gruboziarnistej soli zielonej. Powierzchnia dyslokacyjna soli zapada około 35° ku S.

W chodniku Kunegundy stwierdzamy więc, że i w Wieliczce istnieje zgniecione jądro fliszowe, analogicznie jak to zostało rozpoznane w Bochni, zarówno w obrębie samej saliny, jak i na terenie otaczającym. I tu i tam flisz jądra elementu uległ zupełnemu zmiżdżeniu, co jest możliwe przy ruchach tektonicznych związanych ze zjawiskami diapiryzmu².

W historii saliny wielickiej znany jest wypadek, kiedy w r. 1868 w chodniku „Kloski“, prowadzonym od szybu Franciszka Józefa ku NE w odległości około 120 m od tego ostatniego, napotkano nagły i wielki przypływ wody, początkowo słodkiej. Fakt powyższy świadczy, że chodnik „Kloski“ prawdopodobnie doszedł do północnego krańca górotworu solnego.

² Chodnik Kunegundy w Wieliczce zwiedziłem w dniu 27.XI 1962 r. w towarzystwie prof. J. Poborskiego, inż. Zb. Wenera, Lesz. Gontarzewskiego, którym na tym miejscu dziękuję za zorganizowanie tej wycieczki i za cenne fachowe uwagi.

Zieloną sól bryłową Niedźwiedzki uważa za utwór będący pozostałością rozłamanych pokładów solnych. E. Windakiewicz przytacza również schematyczny profil obok szybu św. Kingi, gdzie sól spizowa wyklina się ku N, cały zaś górotwór solny od strony północnej przylega do innych już pokładów (109).

Roboty górnicze wykonywane na kopalni w Wieliczce wykazują, zgodnie ze wszystkimi dawnymi spostrzeżeniami, że masy soli głębszych, szczególnie spizowych, tworzą tu kilka zgniecionych fałdów, jakby wbitych na kształt ostrych klinów w nadległy kompleks bryłowej soli zielonej. Te kliny, podobnie jak i głębsze sole warstwowane, mają ogólny upad przeważnie ku południowi. Podobną strukturę można wytłumaczyć tylko działaniem olbrzymich sił i dyslokacji, przesuwających cały układ solny z południa ku północy. Doświadczenia górnicze stwierdzają również, że złoża solne Wieliczki w kierunku południowym stają się coraz to uboższe, a więc podobnie jak to jest w kopalni w Bochni.

Złoża solne Wieliczki układają się w kilka fałdów w czołowej partii odwróconego prawdopodobnie skrzydła jądra fliszowego. To jądro fliszowe zachowało się jedynie w postaci cienkiego płata, gdzie skały fliszowe są zgniecione i rozarte na druzgot tektoniczny. *Zarówno charakter tektoniczny zmiażdżonego jądra fliszowego, jak i umiejscowienie drugorzędnych sfałdowań serii solnej są w zasadzie podobne do układu w fałdzie bocheńskim.* Zarysowuje się więc wyraźna analogia pomiędzy strukturą Bochni i Wieliczki. Najwidoczniej w obu tych miejscowościach mamy do czynienia nie tylko z jednym w zasadzie elementem tektonicznym, ale i z podobnymi składowymi jego częściami, a więc z jądrem fliszowym i osłaniającą go formacją solną. Ogólne podobieństwo strukturalne jest wprost zdumiewające. Niektóre różnice w zachowaniu się poszczególnych elementów tektonicznych, jak np. w układzie samych złóż solnych, spowodowane są przede wszystkim odmiennym w obu miejscowościach zachowaniem się głębszego podłoża.

W Wieliczce sztywne podłoże znajduje się bliżej. Masy solne północnego skrzydła fałdu uległy tu różnym dyslokacjom i zgniataniom w większym stopniu niż w Bochni. Z powyższych względów w obrębie kopalni Wieliczki napotykamy bardzo często fantastyczną tektonikę solną oraz takie np. zjawiska, jak dobrze znane górnikom wspomniane wyżej kliny soli spizowej w nadległych kompleksach soli zielonej. Kliny te są tektonicznymi wgnieceniami o diapirowym poniekąd charakterze.

W układzie mas solnych Wieliczki można rozróżnić dwa zasadniczo odmiennie kompleksy. Kompleks górny charakteryzuje się wielkimi bryłami tzw. soli zielonej wśród ilów i łupków. W wiekach ubiegłych z tych brył wydobywano wielkie ilości soli, wskutek czego powstawały tu nie-

kiedy olbrzymie próżnie — komory podziemne, wzbudzające dziś jeszcze podziw turystów. Rozmieszczenie brył soli zielonej jest często nieregularne, jakby chaotyczne. Bryły te nie mogą być niczym innym, jak tylko grubym pokładem soli, połamanym wskutek zgniatania i przesuwania z większej odległości. Kompleks soli głębszych odznacza się charakterem warstwowanym. Są to tzw. sole spizowe i sole szybikowe, przeławiczone często gipsem, anhydrytem, ilami i łupkami. Ten kompleks uległ, jak wzmiankowaliśmy, zadziwiającym przewałowaniom i zgniataniom. Na ścianach chodników — labiryntów Wieliczki — zarysowuje się nieprzebrana ilość rozmaitych form dyslokacyjnych o różnych rozmiarach — od fałdów o szerokiej amplitudzie aż do form niemal mikroskopowych. Niekiedy zresztą zaciera się tu samo pojęcie fałdu, gdyż całe partie solne są zupełnie zmiążdżone lub tworzą jakby kliny wprasowane w odmienne otoczenie, np. wzmiankowane już kliny głębszego warstwowanego kompleksu wbite w nadległy układ bryłowej soli zielonej. Tutaj nasze pojęcia o tektonice fałdowej często zupełnie zawodzą.

Pomimo nieprzebranych komplikacji tektonicznych wewnątrz samego złoża solnego należy zdać sobie sprawę ze struktury całej masy solnej Wieliczki, jej stosunku do fliszowego jądra, do brzegu Karpat na południu, do młodszych warstw otulających element i wreszcie do przedpola na północy.

Na podstawie bogatych doświadczeń górniczych (około 100 km chodników wykonanych w czasie ubiegłych stuleci) oraz naszego dzisiejszego ujęcia tektoniki tej brzeżnej strefy karpackiej można wysnuć wniosek, że cały kompleks solny Wieliczki wraz z nadległym jądrem fliszowym zapada ku południowi pod nasunięty brzeg karpacki. Czołowa partia mas solnych otulona jest tu najwidoczniej młodszą serią ilów i łupków chodenickich. Ze stosunków poznanych dobrze w Bochni wynika, że cały górotwór solny wraz z warstwami chodenickimi nasunięty jest na torçon gazonośny. Północna strefa rejonu Wieliczki została potem przykryta transgredującymi warstwami bogucickimi (grabowieckimi) wyższego torçonu.

Do charakterystyki warstw chodenickich i grabowieckich dostarczyły ostatnio nowych danych badania mikrofaunistyczne E. Łuczkwoskiej (44). Okazało się mianowicie, że pomimo iż wiele form występuje wspólnie w obu wymienionych kompleksach, to jednak zaznaczają się tu także duże różnice. Warstwy grabowieckie posiadają bogatszą faunę, gdy tymczasem chodenickie są na ogół ubogie. Znalaziono 37 gatunków występujących wyłącznie w warstwach grabowieckich, 6 zaś gatunków — wyłącznie w warstwach chodenickich. Stwierdzono w warstwach chodenickich charakterystyczne radiolarie oraz szkielety gąbek, których nie ma w warstwach grabowieckich. Na kontakcie obydwu serii ukazują się

masowo spirialisy. Autorka zalicza warstwy chodenickie i grabowieckie do tortonu.

Różnice faunistyczne oraz jaskrawa odrębność pod względem facjalnym i tektonicznym — jeżeli całe zjawisko rozpatrujemy z punktu widzenia regionalnego — uzasadniają pogląd, że warstwy chodenickie i grabowieckie są to zespoły odrębne, które tylko lokalnie mogą wykazywać pewne przejścia stratygraficzne z powodu mieszanego materiału.

Kolejne chronologicznie następstwo kompleksów solnych, tj. bryłowej soli zielonej i serii głębszej przewarstwionej (sole spizowe i szybikowe) trudno jest z większą dokładnością ustalić z powodu olbrzymich dyslokacji wewnętrznych, jakie tu zachodziły. Można jedynie twierdzić, że

1^o cały zespół solny Wieliczki znajduje się w odwróconym północnym skrzydle fliszowego jądra;

2^o jądro fliszowe w stropie i w spagu ograniczone jest dyslokacjami;

3^o teoretycznie należy przypuszczać, że pomiędzy bryłową solą zieloną a osłoną młodszą warstw chodenickich istnieje dyslokacja tektoniczna, gdyż sole bryłowe, jako niezwykle zaburzone, zostały tu przesunięte z daleka i nie mają bezpośredniego stratygraficznego kontaktu z warstwami chodenickimi;

4^o cały kompleks solny Wieliczki, tj. bryłowe sole zielone i sole warstwowane — spizowe i szybikowe — należy do odwróconego skrzydła jądra fliszowego i jest prawdopodobnie także przewrócony, chociaż pomiędzy oddzielnymi seriami solnymi istnieją bardzo wielkie dyslokacje wewnętrzne. Na szczególną uwagę zasługuje strefa dyslokacyjna pomiędzy masą zielonej soli bryłowej a głębiej leżącymi solami warstwowanymi. Na granicy tych kompleksów zaznaczają się niekiedy wyraźnie cienkie warstewki rozartych łupków czarnych i soczewki łupków czerwonych jako oderwane fragmenty fliszowego jądra, ponadto charakteryzuje ją smuga solna z licznymi szczelinami, wypełnionymi kryształami soli drugorzędnej, młodszego pochodzenia. Zjawiska tego rodzaju świadczą w sposób przekonujący, że pomiędzy wymienionymi kompleksami musiały zajść większe przesunięcia tektoniczne;

5^o element solny Wieliczki łącznie z warstwami chodenickimi u czoła spoczywa anormalnie na tortonie gazonośnym, podobnie jak w Bochni, tj. został on na ten torton nasunięty;

6^o z tektoniki Wieliczki wynika, że masy solne uległy stłoczeniu i zgrubieniu w czołowej partii północnej nasuniętego fałdu, w skrzydle zaś południowym jądra fliszowego zostały one prawdopodobnie niemal zupełnie wygnięcone;

7^o w obrębie elementu Wieliczki zaznaczają się głęboko sięgające ruchy tektoniczne, a więc jądro fliszowe ma wyraźnie diapirowy charakter — jest ono zupełnie zmiażdżone w swojej masie. Ponadto istnieją, jak już zaznaczyliśmy wyżej, granice stwierdzone lub teoretycznie przypuszczalne o wybitnym charakterze dyslokacyjnym — pomiędzy jądrem fliszowym a solami bryłowymi, pomiędzy solami bryłowymi a kompleksem soli głębszych warstwowanych, pomiędzy tymiż solami a warstwami chodenickimi, wreszcie pomiędzy warstwami chodenickimi a tortonem gazonośnym. Być może, że w niektórych partiach, szczególnie dalej ku południowi, kompleksy solne spoczywają bezpośrednio na warstwach tortonu gazonośnego wskutek wygniecenia warstw chodenickich, co np. zostało stwierdzone w okolicy Bochni;

8^o cały element solny Wieliczki wraz z jądrem fliszowym tworzy jednostkę tektoniczną zupełnie oderwaną zarówno od swego podłoża, jak i od nadległych Karpat brzeżnych. Jednostka ta należy do systemu Salidów śląskich, rozpościerających się u czoła Karpat Zachodnich, analogicznie do Salidów skolskich (skibowych) na zewnętrznym brzegu Karpat Wschodnich.

Skąd pochodzą złoża solne Wieliczki, trudno jest powiedzieć dokładnie. W każdym razie nie powstały one na tym miejscu, gdzie się znajdują dzisiaj; musiały tu zajść znaczne przesunięcia z południa ku północy. Swoje obecne umiejscowienie zawdzięczają one owej dziwnej tektonice Karpat, która powoduje odkłuwanie poszczególnych brył oraz ich przemieszczanie i nasuwanie jedne na drugie — zawsze w kierunku z południa ku północy. W tej wędrówce elementów powstają owe zdumiewające komplikacje strukturalne, które podziwiamy w Wielicze.

Salidy Wieliczki układają się w budowie zewnętrznej strefy łańcucha w harmonijny obraz, pełen potężnej dynamiki górotwórczej, która dźwigała i kształtowała Karpaty.

Załączone rysunki przedstawiają historyczne formowanie się poglądów na strukturę wielickich złóż solnych. Zwraca uwagę fakt, że już od dawna ujmowano tu na ogół dobrze stosunki w górnych partiach złożowych, jedynie w budowie całości brak było wciąż właściwej idei przewodniej.

O profilach Hrdiny i Niedźwiedzkiego mówiliśmy już wyżej (fig. 6-8). Według Paula i Tietzego (1876, 56, 1888, 90) flisz występujący w jądrze fliszowym podścięła cały górotwór solny Wieliczki i fałdowania złoża solnego zgodne są z fałdami owego fliszowego podłoża. Uhlig w r. 1903 (99) wyobrażał sobie budowę Wieliczki jako osadów solnych leżących normalnie na złuskowanym fundamencie fliszowym, gdzie wszystkie te łuski zapadają ku południowi. Przy odnawianiu się ruchów tektonicznych złu-

skowania sięgały także i wyżej, do nadległej formacji solnej. W ten sposób tłumaczyłyby się owe kliny soli spizowych, wprasowane w nadległe bryłowe sole zielone (fig. 9).

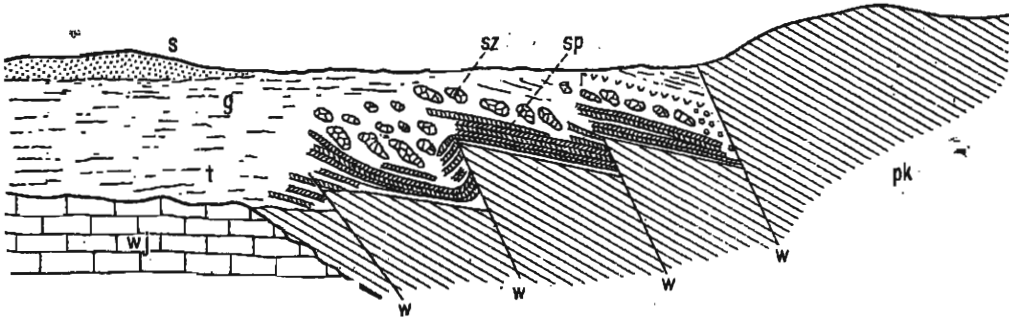


Fig. 9

Schemat tektoniki złóż solnych Wieliczki wg V. Uhliga (1903)

s piaszki bogucickie; g gips z ilitem; t pokłady płonne; sz sól bryłowa zielona; sp sól pokładowa (spizowa i szybikowa); r czerwone ły; pk piaskowiec karpacki; wj wapienie jury; w uskoki

W czasach nowszych pomiary geologiczno-górniczne w Wieliczce zostały dokonane przez K. Tatara w r. 1927. Pomiary te ujęły jednolicie kilka poziomów robót kopalnianych, co pozwoliło na sporządzenie planów, przekrojów poprzecznych i podłużnych z wielką precyzją. Na podstawie tych robót obraz struktury złóż solnych Wieliczki odsonił się jeszcze bardziej plastycznie (p. fig. 10). Pomiary K. Tatara są cennym historycznym dokumentem, który stanowi podstawę pewną przy dalszych studiach górniczych i geologicznych w Wieliczce.

W ostatnich czasach dużą ilość materiałów dotyczących złóż solnych Wieliczki zgromadził A. Gawęł, który udzielił mi wielu cennych wyjaśnień w czasie wspólnego zwiedzania kopalni.

Na tablicy III podajemy strukturę Wieliczki jako pewnej całości, zgodnej z przytoczonym wyżej opisem. Na tym profilu układ złóż solnych został przedstawiony głównie w oparciu o ścisłe pomiary K. Tatara. Fig. 11 podaje generalne ujęcie struktury Wieliczki w stosunku do mas otaczających. Niektóre granice w obrębie samego złoża oraz jego młodszej osłony mogły być zaznaczone jedynie w przybliżeniu, przybliżone jest również umiejscowienie podłoża z wapieni jurajskich. Dalsze badania oraz prace górnicze i wiertnicze będą te granice stopniowo precyzowały. W każdym razie już teraz twierdzić można, że zadania górnicze, mające na celu zwiększenie zasobów soli w Wieliczce, nie mają w kierunku północnym i w głąb widoków powodzenia. Ku południowi cały góro-

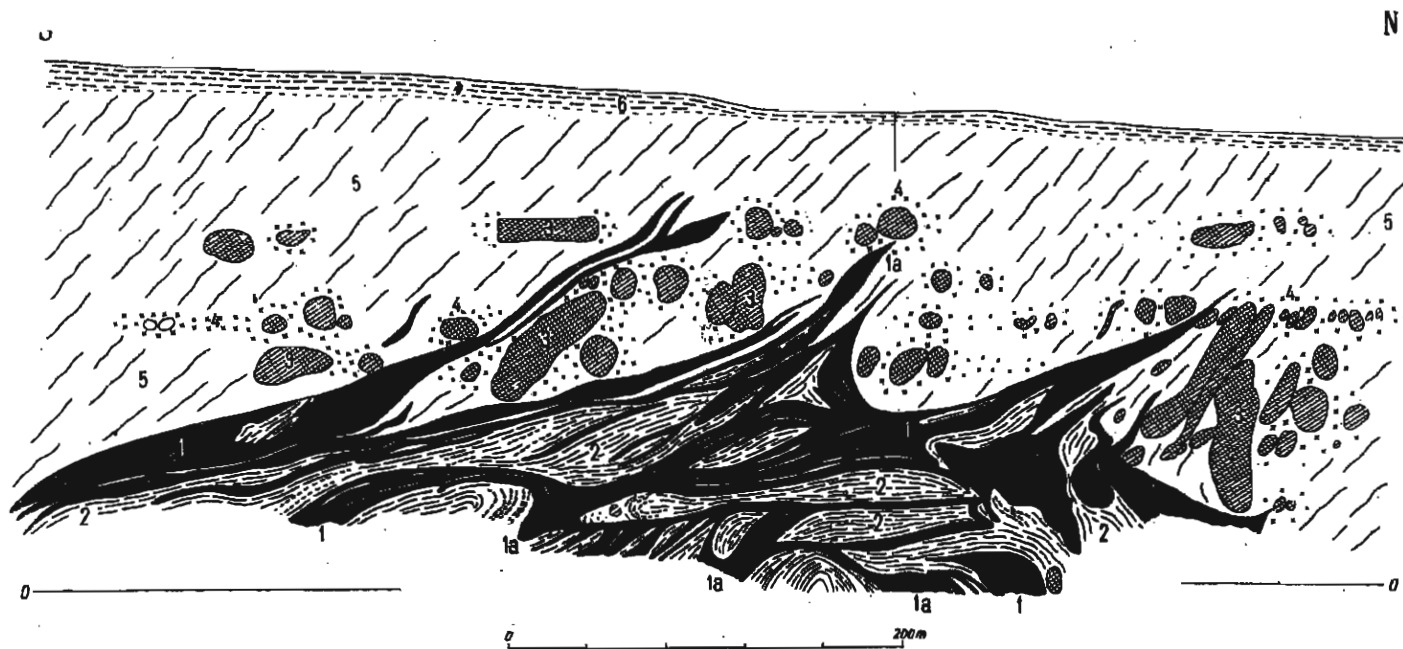


Fig. 10

Profil poprzeczny Wieliczki — wg K. Tatara (1927)

1 i 1a sole pokładowe spizowe i szybikowe; 2 warstwy łupkowe wśród soli pokładowych; 3 bryły soli zielonej; 4 zuber solny; 5 warstwy łupkowe z bryłami soli zielonej; 6 nadkład aluwialny i dyluwialny

twór solny staje się prawdopodobnie cieńszy. Jedynie kierunek rozpostarcia złoża na wschód i zachód daje nadzieję uzyskania tam nowych rezerw solnych.

Na baczniejszą uwagę zasługuje kierunek zachodni, chociaż i wschodniego nie należałoby jeszcze lekceważyć. Ku zachodowi w strefie brzeżnej przed czołem Karpat spotykamy się z wyraźnymi objawami solnymi na przestrzeni kilkunastu km pomiędzy Baryczem a Skawiną w kierunku podłużnym. Na podstawie danych z literatury wiemy, że stare wiercenie w Swoszowicach w głębokości 114 m napotkało na objawy solne. W Sidzinie koło Skawiny miała istnieć już w XII wieku warzelnia soli³. Dzisiaj zaznaczają się w tej miejscowości stawki na szerokiej błotnistej dolinie, niekiedy z wykwitami soli; ludność miejscowa potwierdza stare opowieści o źródłach słonych. Wspomniana szeroka dolina jest bardzo zakryta; przebiega ona pomiędzy Skawiną a Opatkowicami równoleżnikowo; sądząc z morfologii powierzchni można przypuszczać, że dolina ta częściowo podesłana jest warstwami solnymi. Wobec wielkiego przykrycia terenu jednak tylko wiercenia geologiczne i poszukiwawcze będą mogły ustalić budowę tego rejonu oraz zasoby soli w głębi⁴.

Karpacka strefa brzeżna w rejonie Bochni i Wieliczki wykazuje wielkie różnice, jeżeli chodzi o podścielającą płytę mezozoiczną. W okolicy Bochni ta płyta zapada do głębokości około 1000 m, w pobliżu zaś Wieliczki, od strony zachodniej napotykamy ją już w głębokości około 300 m (Barycz). Tym się też tłumaczy, że gdy w Bochni zachowała się jeszcze, acz w zniekształconej postaci, znaczna masa fliszowego jądra, z partiami różnych formacji śląskich, możliwych jeszcze do rozpoznania, to w Wieliczce mamy już same zmiażdżone jego fragmenty. W Wieliczce natomiast znajdują się większe skupienia warstw solnych w czołowym odwróconym skrzydle fliszowego jądra. W szczególności same masy solne zostały tu spiętrzone, niezmiernie zgniecione i zdyslokowane przy nasuwaniu się elementu na podłoże sżytywne w pobliżu.

W Wieliczce, w samej kopalni, nie są dokładnie znane stropowe partie serii solnej. W szczytowej serii fałdu zostały one przeważnie zerodowane, gdyż zielone sole bryłowe, a nawet fragmenty fliszowego jądra spotykane są pod samą niemal powierzchnią. Obserwacjom przeszkadza ponadto przykrycie terenu przez eluwia i dyluwia, od strony zaś północnej — przez transgredujące piaskowce bogucickie (grabowieckie) wyż-

³ Przytacza to W. Szajnocha za Althem i Kolbem (Płody kopalne Galicyi), 79.

⁴ Okolice Sidziny zwiedziłem w towarzystwie J. Poborskiego, Zb. Wernera i Haliny Deszcz.

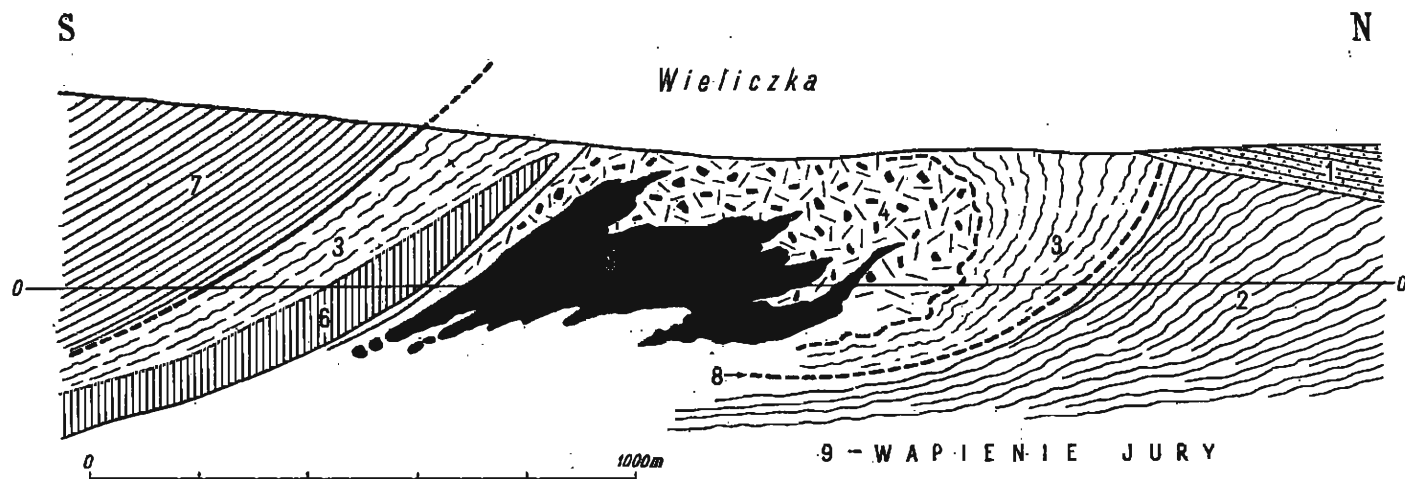


Fig. 11

Saliny Wieliczki — schemat struktury

Del. K. Tołwiński

1 transgredujące warstwy bogucickie (torton); 2 autochtoniczne utwory tortonu, podścielające nasunięty kompleks Wieliczki; 3 warstwy chodnickie; 4 bryłowa sól zielona; 5 kompleks soli pokładowych; 6 zgniecione jądro fliszowe; 7 nasunięty brzeg Karpat; 8 przypuszczalne granice nasunięcia warstw chodnickich na torton autochtoniczny; 9 wapień jury

szego tortonu. Również nie ujawnia się ani w kopalni, ani na powierzchni granica pomiędzy warstwami chodenickimi a podścielającym tortonem gazonośnym. Logicznie jednak, na podstawie doświadczeń uzyskanych przez wiercenia w okolicy Bochni, twierdzić można, że i tutaj granica ta przebiegać będzie tylko jako granica tektoniczna.

Z charakteru zmiążdżonych i rozartych resztek jądra fliszowego oraz niezwykle intensywnych sfałdowań i zgnieceń samego złoża solnego a także ze stosunku fałdu do nasuniętego brzegu Karpat i do warstw głębszych wynika, że cały element Wieliczki jest zupełnie oderwany od swego naturalnego fundamentu i od nadległych mas płaszczowiny śląskiej. Budowa jego w zasadzie podobna jest do elementu Bochni. Razem z tym elementem fałd Wieliczki był przesunięty z dalszego południa. Rozpoznajemy tu zjawisko przedziwnych dyslokacji karpackich, a czołowe spiętrzenia tysiącletniej Wieliczki tworzą wspaniałe forpocztę Salidów (fig. 11).

Salidy Bochni i Wieliczki różnią się od Salidów wschodnich jedynie tym, że zostały one odklute od innej płaszczowiny, która znalazła się na brzegu Karpat Zachodnich, tj. od płaszczowiny śląskiej. Inne jest wykształcenie tu i tam jąder fliszowych, ale w obu przypadkach istnieją zasadnicze podobieństwa, które pozwalają je zaliczyć do jednego pokrewnego sobie systemu Salidów. Określając ściślej, w Karpatach Wschodnich będziemy mieli *Salidy skolskie*, w Karpatach Zachodnich — *Salidy śląskie*.

W ostatnim okresie wykonane wiercenia rdzeniowe w Baryczu (około 3 km na zachód od Wieliczki) dostarczyły szczególnie wartościowego materiału. Bardzo wyraźnie zaznaczają się tu warstwy nadsolne jako ciemnoszare łupki, mocno zaburzone tektonicznie. Występują one np. w otworze Nr 118 do głębokości około 116 m, w Nrze 188 — do 190 m, w Nrze 251 — do 214 m. Łupki te należy zaliczyć do warstw chodenickich. Do określenia warstw najbardziej górnych brakowało materiału rdzeniowego. Granica pomiędzy warstwami chodenickimi a serią solną jest ostra. W otworze Nr 118 np. w głębokości 116 m rozpoczyna się od razu pokład soli zbrekcjowanej; mamy tu widocznie do czynienia z granicą tektoniczną.

Pod warstwami chodenickimi seria solna ma zmienną miąższość i jest różnorodnie wykształcona. Ciągnie się ona np.

w otworze Nr 118	od 116 m do 290 m, czyli 174 m
„ „	Nr 188 od 190 m do 308 m, czyli 118 m
„ „	Nr 251 od 214 m do 331 m, czyli 117 m.

Jest to pokład przeważnie zbrekcjowany, niekiedy o charakterze czystej i zbitej soli; są tam przeławienia charakterystycznych gruboziar-

nistych piaskowców solnych i łupków, warstewki, gniazda i ziarna anhydrytu. Pokłady są na ogół nachylone 30-45°, wyjątkowo trafiają się partie strome, są też upady i bardziej łagodne. Całość kompleksu solnego ma charakter mocnych zaburzeń tektonicznych.

Na szczególną uwagę zasługuje dolna granica serii solnej. Otwór Nr 251 dostarczył tu niezwykle cennych danych. Mianowicie tektonicznie zaburzona seria solna sięga do głębokości 331,30 m. Tu zaznacza się zupełnie ostra granica. Niżej rozpoczynają się ciemnoszare twarde łupki ilaste, zupełnie spokojnie ułożone, o nachyleniu zaledwie około 3°. Przekrywają one widocznie strop mezozoicznego podłoża. Chociaż wymienione wiercenie nie doszło do jury, ale o podłożu jurajskim wiemy na podstawie wierceń starszych. Pokład solny, graniczący z łupkami, ma wybitne cechy brekcji tektonicznej. W otworze Nr 251 stwierdzamy *wyraźną granicę tektoniczną pomiędzy nadległą serią solną Barycza a mioceniem autochtonicznym*. Otulające warstwy chodenickie w odwróconym skrzydle kompleksu solnego zostały widocznie zupełnie wygniecione. Wobec znacznego wyźwignięcia utworów jury w danym rejonie warstwy miocenu autochtonicznego zachowały się tu jedynie w nieznacznych fragmentach kilkunasto- lub kilkudziesięciometrowej miąższości.

Tektonika Wieliczki jako kompleksu solnego nasuniętego na utwory autochtonicznego tortonu przedgórze znajduje swoje potwierdzenie w układzie mas solnych Barycza, gdzie, jak widzimy, udało się stwierdzić bezpośrednią granicę tektoniczną pomiędzy dwoma tymi zespołami, tj. nasuniętymi solnymi i podścielającymi warstwami miocenu autochtonicznego. I w Baryczu więc, podobnie jak w Wieliczce i Bochni, warstwy solne łącznie z warstwami chodenickimi nasunięte są na normalnie leżące warstwy miocenu przedgórze z tą różnicą, że w Baryczu jądro fliszowe wskutek zbliżania się do sztywnego podłoża zostało zupełnie wygniecione, przynajmniej w czołowej strefie elementu. Być może tu i ówdzie zachowały się jego strzępy.

Swoista tektonika Solidów zarysowuje się w Baryczu, podobnie, jak i w innych rejonach solnego brzegu Karpat, zupełnie plastycznie.

BRZEG KARPAT NA ZACHÓD OD WIELICZKI

Zawdzięczając wierceniom gazowym w okolicy Dębowca, Simoradza i Skoczowa napotkaliśmy na brzegu Karpat Zachodnich szczególne bardzo zjawisko, które miałem sposobność referować kilka lat temu (p. notka 1 na str. 96). Mianowicie pod nasuniętymi warstwami dolnej kredy cieszyńskiej stwierdzono w nieregularnym bardzo układzie zlepnicowate masy z różnych skał karpaccich, którym czerwonawe łupki

nadawały charakterystyczne bardzo zabarwienie (tzw. pstra seria). Otwory nowsze, założone w dalszym promieniu, jeszcze bardziej uwypukliły poprzednie spostrzeżenia.

W materiale zlepieńcowym wymienionej pstrej serii znajdują się czerwone i zielone łupki typu eoceńskiego, być może górnokredowe i piaskowce. Szczególnie wyróżniają się tu piaskowce jasne, zbliżone wyglądem do piaskowców ciężkowickich, wreszcie łupki menilitowe z odciskami łusek rybich, szare łupki oligoceńskie itp. Bogaty materiał o podanych wyżej cechach łącznie z gniazdami zgniecionych czarnych łupków cięższych został odsłonięty jesienią 1951 r. w głębokim wykopie dla wodociągu koło szosy pomiędzy Bujakowem a Kozami (Kęty-Bielsko).

Wodociąg prowadzono tu wzdłuż zewnętrznej brzeżnej strefy karpackiej. Z głębokiego wykopu parokilometrowej długości wyrzucano wielkie masy z podłoża plejstoceniowego, można więc było na powierzchni studiować cały materiał skalny, w warunkach normalnych niedostępny. Uderzała tu zdumiewająca różnorodność materiału, zmieniającego się na małej przestrzeni w kierunku podłużnym. Wszystkie wymienione wyżej rodzaje skał prezentowały się tu plastycznie — o wiele lepiej, niż to można było obserwować w materiale z otworów wiertniczych. Trafiały się tu także soczewki łupków czarnych, prawdopodobnie kredowych. Cały wydobyty materiał wykazywał stale cechy nad wyraz intensywne zgniatania i zmiażdżenia; najwidoczniej serie różnorodnych pokładów ulegały tu sprasowaniu aż do granic utworzenia się zlepieńców tektonicznych. Był to klasyczny obraz brzeżnego elementu Solidów spokrewnionego z płaszczowiną śląską.

Ostatnie badania terenowe przyniosły nowe, szczególnie ważne dane z okolicy Andrychowa. Mianowicie w Roczynach można było stwierdzić ponad wszelką wątpliwość, że pod zaburzonymi tektonicznie utworami miocenu znajduje się cienki płat zgniecionego fliszu. Są to pstre, przeważnie czerwone łupki, a także zmiażdżone i zlustrowane łupki czarne z cienko smugowanymi jasnymi kruchymi piaskowcami typu łupków menilitowych. Ten płat fliszowy, ostro odgraniczony tektonicznie od stropu i spagu, był przewiercony w głębokości 182-202 m. Bezpośrednio niżej napotkano utwory normalnego już tortonu przedgórza o płaskim, spokojnym ułożeniu jako margliste łupki ciemnoszare z upadem 5°-12°. Stropowa partia miocenu nad fliszem jest wykształcona jako siwe łupki marglisto-ilaste, zgniezione tektonicznie i rozpadające się na charakterystyczne nieregularne odłamki. Kolor ich jest na ogół jaśniejszy niż kolor spagowych łupków normalnego tortonu, ponadto zawierają one liczne i różnorodne okruchy drobnej fauny. Utwory miocenu, przykrywające flisz, można by poniekąd paralelizować z warstwami chodenickimi na wschodzie w rejonie Bochni i Wieliczki; wymagałoby to jednak dodatkowych

jeszcze studiów porównawczych. Wiemy dziś, że warstwy chodenickie ciągną się od Bochni daleko ku wschodowi aż poza Tarnów, toteż ich występowanie w stropie Salidów w okolicy Andrychowa nie byłoby czymś nieprawdopodobnym. Tu, jak i na wschodzie, byłyby one łącznie z fliszem Salidów nasunięte na normalnie leżący torton Przedgórze.

Poruszając zagadnienie stropu brzeżnych elementów nasuniętych w Karpatach Zachodnich warto jeszcze wspomnieć o najnowszym doświadczeniu uzyskanym w Kuńczycach Wielkich, a więc około 10 km na północ od Cieszyna. Przebito tam mianowicie od góry zaburzone serie łupków miocenijskich, pod którymi w głębokości około 122 m napotkano płat warstw cieszyńskich z cieszyinitami do głębokości około 202 m. Warstwy elementu cieszyńskiego przykrywają tam bezpośrednio utwory normalnego tortonu przedgórze, ułożone spokojnie, niemal poziomo. Pstrej serii fliszowej zupełnie tu nie stwierdzono, widocznie została ona zupełnie wygnieciona. Jak wspomnieliśmy wyżej, na południu w Cieszynie flisz Salidów znajduje się pod płaszczowiną cieszyńską, acz w bardzo zmiażdżonej formie.

W okolicy Andrychowa występują również owe szczególne zjawiska egzotycznych skałek jurajskich na samym skraju zewnętrznego brzegu karpackiego. Wapienie jury na południowo-zachodnich zboczach Pańskiej Góry koło Andrychowa przylegają widocznie do pstrych iltów, należących do elementu Salidów. Od strony południowej skałki przykryte są warstwami lgockimi płaszczowiny śląskiej.

W końcu września 1953 roku można było obserwować na południe od Andrychowa, około drogi przecinającej łuk południowy toru kolejowego, w świeżym wykopie dla wodnego rurociągu (kierunek S-SE) na przestrzeni około 300 m ciągnące się bez przerwy czerwone iltły aż poza brzeg lasu, gdzie dalej podścielają one widocznie wapienie jury, odsłaniające się w starych wyrobiskach.

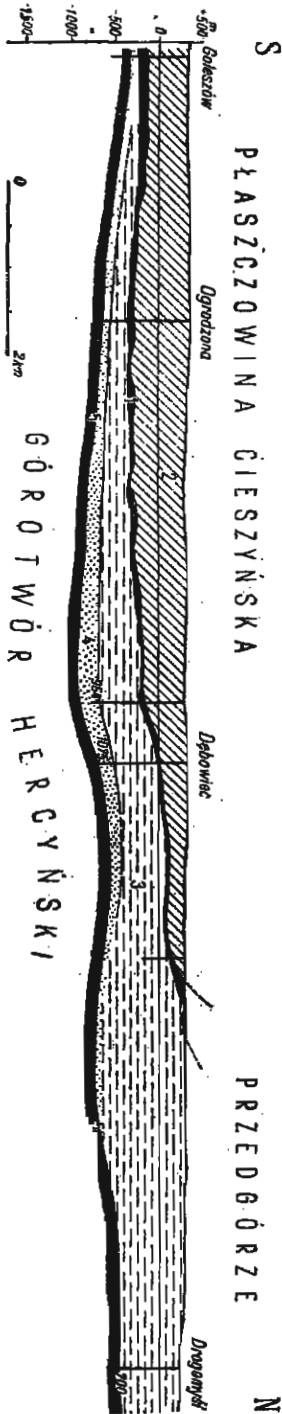
Skałki w Andrychowie, Inwałdzie i Roczynach znajdują się jakby na granicy pomiędzy płaszczowiną śląską a Salidami. Na zachodzie za Olzą w Strambergu znane są podobnie duże masy tzw. „wapienia stramberskiego“, który leży w spągu płaszczowiny cieszyńskiej. Z tych różnych danych można wnioskować, że zjawisko skałek egzotycznych na zewnętrznym brzegu Karpat zaznacza się w obrębie najniższych tektonicznych elementów karpackich, w których biorą udział także i Salidy. Skałki są porwakami ze sztywnego podłoża daleko na południu w głębi dzisiejszych karpackich mas nasuniętych. Geosynklinalna strefa Karpat graniczyła od północy z płytami paleozoicznymi i mezozoicznymi. Na tej ruchomej zapadniętej granicy odłamywały się wielkie bryły sztywnego podłoża, które były ogarnięte przez potężny prąd przesuwających się mas pokrywy karpackiej.

Fragmenty skał należących do typu Salidów są szeroko rozrzucone przed czołem nasuniętej kredy cieszyńskiej na całej przestrzeni pomiędzy Cieszynem a Bielskiem; ponadto ciągną się one dalej ku wschodowi w zewnętrznej strefie Karpat wadowickich. Rozróżnia się tam dwie serie stratygraficzne, mianowicie rozrzucone małe gniazda i płyty, na ogół źle bardzo odsłonięte i przeważnie niemożliwe do ściślejszego powiązania ze sobą. Składają się one z utworów paleogenu — od piaskowców ciężkowickich aż po warstwy krośnieńskie. Jest to według M. Książkiewicza (41) flisz zewnętrzny. Druga seria występuje w większym płacie Woźnik na północ od Wadowic. Zaznaczają się tam różnorodne warstwy — od łupków cieszyńskich aż po łupki menilitowe (płaszczowina podśląska). Obie serie zanurzają się pod jednolite masy płaszczowiny śląskiej. Biorąc pod uwagę wielkie wygniecenie tektoniczne w czołowej strefie płaszczowiny śląskiej zupełnie naturalnym wydaje się zjawisko intensywnego przeładowania elementu wglębnego, odkłuwanie poszczególnych jego bloków oraz przesuwanie jednych ponad drugimi. Nie jest również pewne, czy wobec tak wielkich zaburzeń tektonicznych w serii zaliczanej do fliszu zewnętrznego na całej przestrzeni jego występowania nie ma istotnie utworów kredowych. Ale i w tym przypadku flisz zewnętrzny byłby tylko bryłą odkłutą od czołowej partii górotworu Salidów.

Salidów nie należy ujmować jako jeden tylko fałd. Jest to raczej cały górotwór o skomplikowanym charakterze, który może składać się z szeregu fałdów czy łusek. Fałdy Borysławia, Nahujewic, Rypnego, Bitkowa, wreszcie fałdy pokuckie są pod względem stratygraficznym i tektonicznym bardzo zróżnicowane, tym niemniej jednak należy je zaliczyć do jednego wspólnego górotworu Salidów. Podobnie też flisz zewnętrzny i podśląski są tylko fragmentami jednego większego zjawiska.

W literaturze karpackiej można niekiedy spotkać się z wydzieleniem płaszczowin w zastosowaniu do małych elementów tektonicznych. Płaszczowiny jednak są to jednostki większe, odznaczające się odrębnymi cechami stratygraficznymi i tektonicznymi. W warunkach karpackich odrębne regionalne facje wiążą się z powstawaniem różnych płaszczowin. Z toku dalszych rozważań na ten temat wynika, że w Karpatach fliszowych istnieje ograniczona liczba elementów zasługujących istotnie na miano płaszczowin. Obok tych zasadniczych wielkich brył kształtuje się olbrzymia mnogość drobnych form tektonicznych drugorzędного znaczenia.

Cały wymieniony kompleks różnorodnych skał zaznaczających się w zewnętrznej strefie Karpat brzeźnych był od dawna znany w literaturze. Tektoniczne jednak powiązanie ze sobą tych bezładnie niekiedy rozrzuconych fragmentów nasuwało wiele trudności, bo istotnie występowało wyłaniające się pstre łupki, piaskowce, łupki menilitowe i inne, nie da-



Profil poprzeczny przez Salidy zachodnio-karpackie (śląskie)

Fig. 12

Del. K. Tołwiński

1 element Salidów; 2 płaszczowina cieszyńska; 3 torton Gazo nośny; 4 warstwy dębowieckie (miocen); 5 karbon (Hercyniady)

wały się ująć w formie jakichś normalnych elementów tektonicznych, albo ujęcie takie byłoby zupełnie sztuczne. Wspomnianą strefę nazywano też różnie: płaszczowiną podbeskidzką, elementem podśląskim, fliszem zewnętrznym i zaliczano ją niekiedy do autochtonu.

Doświadczenia wiertnicze wykazały, że cały flisz zewnętrzny nie tylko zanurza się pod kredę cieszyńską, ale ponadto leży anormalnie na tortonie przedgórz, czyli że jest on także na torton nasunięty. Stwierzenie tego faktu miało bardzo doniosłe znaczenie, wyjaśniło ono bowiem wiele niezrozumiałych i zawyłych zjawisk na zewnętrznym brzegu Karpat Zachodnich (por. fig. 12).

Obecnie zdajemy sobie sprawę, że odłamki skał paleogenu i kredy, napotkane wierceniami pomiędzy dolną kredą cieszyńską a normalnym tortonem, należą do odrębnej jednostki tektonicznej, przywleczonej tu w spągu nasuwających się mas cieszyńskich.

Zrozumienie powyższego zjawiska na większej przestrzeni brzegu Karpat nasuwa pewne trudności. Wyłania się tu pewna sprzeczność, niełatwa do przewyciężenia. W rejonie cieszyńskim bowiem, jak już zaznaczyliśmy, ów element zapada wyraźnie pod kredę cieszyńską. Sam element jednak ma cechy pozwalające na zaliczenie go do nadległej serii śląskiej. Ku wschodowi i dalej w Karpatach wadowickich oraz w kierunku Skawiny występuje on już przed czołem płaszczowiny śląskiej i widocznie pod tę płaszczowinę zapada.

Tego rodzaju układ każe cały ów flisz zewnętrzny zaliczyć do elementu brzeżnego, który został odkłuty nie tylko od swego podłoża, ale i od nadległej płaszczowiny śląskiej.

W strukturze śląskich Karpat brzeżnych tego rodzaju stosunek jest dla nas zrozumiały i wyraźny. Komplikacje rozpoczynają się szczególnie na brzegu Karpat cieszyńskich, gdyż właściwy element śląski cofa się tam dalej ku południowi a na zewnętrznym brzegu mamy inny stary górotwór kredy cieszyńskiej, pod którym kryje się flisz zewnętrzny, czyli Salidy.

Jawną sprzeczność w powyższym rozkładzie mas można sobie wytłumaczyć przyjmując, że element cieszyński gdzieś w głębokich rejonach południowych na kształt wielkiego klina przebił cały flisz zewnętrzny lub też był przez ten flisz otulony. W ten sposób flisz zewnętrzny na brzegu karpackim znalazł się pod Cieszynidami, które w ruchu dalszym przesunęły go przed swoim czołem ku północy, Salidy więc znalazły się tam jakby w odwróconym skrzydle płaszczowiny cieszyńskiej.

W każdym razie należy się liczyć z faktem, że flisz zewnętrzny to nie jest zjawisko lokalne jakiegoś czołowego zafałdowania na miejscu. Wiercenia, wykonane na profilu poprzecznym w Dębowcu, Ogródzonej, Golezowie, a więc na przestrzeni około 10 km, nie stwierdziły najmniejszych objawów zakorzenienia się ani głównej masy kredy cieszyńskiej, ani też fliszu zewnętrznego czyli Salidów.

Ze względów historycznych należy nadmienić, że Uhlig już w r. 1907 (100) przyjmował nasunięcie warstw dolnej kredy cieszyńskiej na tzw. paleogen podbeskidzki, a ten ostatni uważał również za pływający na utworach autochtonicznego karbonu i na jego trzeciorzędowej pokrywie. Uhlig opierał się na spostrzeżeniach Becka (8), który stwierdził, że koło Brušperku za Olzą paleogen podbeskidzki wyraźnie zapada pod neokom. Trzeciorzęd nad karbonem uważano wówczas za należący do paleogenu (Alttertiär). Według koncepcji Uhliga utwory dolnej kredy cieszyńskiej łącznie z masami kredy śląskiej i Magurą należą do płaszczowiny beskidzkiej, flisz zaś zewnętrzny — do płaszczowiny podbeskidzkiej. W ten sposób płaszczowina beskidzka dalej ku wschodowi obejmowałaby obszar zaliczany dziś do płaszczowiny magurskiej i czarnohorskiej, płaszczowina zaś podbeskidzka zawierałaby na zachodzie flisz zewnętrzny (Salidy), na wschodzie natomiast — elementy śląski oraz skibowy (inoceramowy). Pogląd ten odbiega zasadniczo od dzisiejszego naszego ujęcia całej tektoniki karpackiej. Flisz zewnętrzny tworzy, jak już wzmiankowaliśmy, element zupełnie odkłuty od mas podścielających i nadległych. Losy jego są związane z dalszym południem pod Karpatami. Rzecz naturalna, że bryła tej miary nie może ograniczać się tylko do brzegu Karpat cieszyńskich i wadowickich. Szerokie jego rozpostarcie znajdujemy ku zachodowi na

Śląsku cieszyńskim za Olzą. Wskutek wybitnego podnoszenia się płyt karbońskiej w tamtym kierunku flisz zewnętrzny ukazuje się w szeregu jakby okien tektonicznych spod pokrywy neokomu, tj. spod płaszczowiny cieszyńskiej. Według badań H. Becka (8) flisz zewnętrzny za Olzą składa się z materiałów różnorodnych: występują tu eoceńskie pstre ility, łupki margliste, drobnoziarniste i zlepieńcowate piaskowce, piaskowce nulliporowe, a także typu ciężkowickich, wreszcie łupki menilitowe. Warstwy fliszu zewnętrznego są tam mocno zaburzone, niekiedy przefalowane z nadległą serią cieszyńską. Flisz zewnętrzny za Olzą rozpościera się na zachód w kierunku doliny Beczwy na Morawach, gdzie jest wytarty lub zakryty wyższymi jednostkami nasuniętymi.

Stosunki geologiczne w rejonie Bramy Morawskiej nad Beczwą około Hranic były badane niedawno przez V. Homolę (29). Według powyższego autora dewon i kulm czeskiego masywu zostały sfałdowane w dwóch waryscyjskich fazach. Utwory dewonu wykazują tam złuskania, a nawet nasunięcia, skierowane ku południowemu wschodowi. Fałdy kulmu są strome i przewalone także na południowy wschód. Na to paleozoiczne podłoże nasuwa się w kierunku północno-zachodnim ścinająca płaszczowina fliszowa. W skład fliszu wchodzi: zlepieńce podstawowe z otoczkami dewonu z numulitami, margle niemieckie z iłami (eocen środkowy i górny), łupki menilitowe, żdanicki piaskowiec mikowy (warstwy krośnieńskie — oligocen).

Powyższy układ geologiczny zasługuje na szczególną uwagę. Mamy tu *bezpośrednie nasuwanie się czołowych elementów karpackich na sfałdowany paleozoik czeskiego masywu; kierunki ruchów fałdów fliszowych i paleozoicznego podłoża są tu nawzajem diametralnie przeciwne.*

Nasunięcie fliszowe nad Beczwą może być odpowiednikiem Salidów jako ostatni świadek tego elementu na zachodnich krańcach Karpat, chociaż nie podesłany już utworami neogenu.

Nowsze doświadczenia geologów czeskosłowackich, zdobyte nad Olzą, przynoszą nam ważne przyczynki do znajomości układu mas nasuniętych w stosunku do podłoża. Mianowicie według M. Vasička (101) otwory wiertnicze Hrabowa 14 i Paskow 12, znajdujące się w dolinie Ostrawicy, a więc już około 25 km na zachód od Cieszyna, stwierdziły na południe od Paskowa torton pod kredą cieszyńską, na północy zaś, w Hrabowej — warstwy eoceńskie u czoła nasuniętej kredy cieszyńskiej, głębiej zaś — torton. W obu przypadkach warstwy tortonu miały znaczną miąższość, do około 200 m. W eocenie Hrabowej rozpoznajemy również fragmenty elementu Salidów. Wymienione otwory napotkały pod tortonem flisz zdyslokowany (eocen-górna kreda?), a więc zjawisko dość zagadkowe. W Cieszynie jedno z wierceń stwierdziło na granicy miocenu i karbonu pstre zlepieńce z fauną eoceńską i górno-kredową na wtórnym złożu.

Z powyższych danych wynika, że rozpościeranie się tortonu pod nasunięciem cieszyńskim i za Olzą ma większy zasięg regionalny. Stosunki podobne stwierdziliśmy w Dębowcu koło Skoczowa już w latach 1947-1948, a nowe wiercenia wykonywane w obrębie płaszczowiny cieszyńskiej potwierdzają w zupełności te pierwsze spostrzeżenia. Płaszczowina cieszyńska nasuwa się regionalnie na torton, w jej zaś spągu zaznaczają się zgniecione fragmenty elementu Salidów. Ostatnio np. nowy otwór w Cieszynie po przebiciu kredy cieszyńskiej stwierdził w głębokości 425 do około 480 m zgniecione do najwyższego stopnia soczewki pstrych zlustrowanych i zmiażdżonych łupków, jako wytarte resztki Salidów. Głębiej do 532 m zaznaczały się szare łupki mioceneskie wraz z piaskowcem dębowieckim w spągu, potem wiercono już w warstwach karbonu. Stwierdzenie tego rodzaju układu tektonicznego ma niezwykle doniosłe znaczenie, jeżeli uwzględnimy fakt, że wiercenie w Cieszynie znajduje się już w odległości kilkunastu km od północnego brzegu nasunięcia karpackiego, a więc od czołowej strefy Salidów i od czoła płaszczowiny cieszyńskiej.

Na szczególną uwagę zasługują losy fliszu zewnętrznego pomiędzy Karpatami cieszyńskimi a Wieliczką. Ze studiów M. Książkiewicza w obrębie Karpat wadowickich wynika, że na wschód od Andrychowa zanika płaszczowina cieszyńska jako zwarta całość, natomiast ukazują się tam tylko rozerwane jej płyty u czoła płaszczowiny śląskiej (Woźniki). Ponadto pomiędzy Wieprzówką, Skawą a Skawinką wynurzają się różnorodne warstwy paleogenu i górnej kredy w facji śląskiej, które były poprzednio zaliczane do fliszu parautochtonicznego. W wielu punktach warstwy tego rodzaju stwierdzono wierceniami. Na ogół zaznaczają się tam warstwy eoceneskie w postaci pstrych łupków, warstw hieroglifowych, piaskowców ciężkowickich, łupków menilitowych i warstw krośnieńskich. Powyższy kompleks fliszu zewnętrznego ułożony jest najwidoczniej bardzo nieregularnie; na tych sfałdowanych warstwach transgredują od północy utwory tortonu, co jeszcze bardziej utrudnia tu rozpoznanie właściwej struktury górotworu. Granicę południową tworzy płaszczowina śląska (godulska), której spąg jest również nieregularnie uformowany.

Dzięki bliższemu rozpoznaniu stosunków geologicznych u czoła płaszczowiny cieszyńskiej nie mamy dziś wątpliwości, że flisz zewnętrzny Karpat wadowickich należy do tej samej kategorii zjawisk. Jest to także element podścielający płaszczowinę śląską z tą różnicą, że między fliszem zewnętrznym a płaszczowiną śląską zachowały się jedynie płyty elementu cieszyńskiego, wygniecionego wskutek zbliżania się ku powierzchni płyty karbońskiej i mezozoicznej.

Zauważmy, że w kierunku wschodnim podłoże składające się z wapieni jury wznosi się coraz to wyżej, wzrastają przeto opory stawiane nasuwającym się brzeżnym masom karpackim. W kierunku Wieliczki, gdzie

utwoży jury znajdując się na małej już głębokości, przed czołem płaszczowiny śląskiej zachowały się tylko małe zgniecione płyty fliszu zewnętrznego, a w samej Wieliczce — złoża solne jako forpoczty Solidów.

Z powyższych rozważań wynika, że cały flisz zewnętrzny, od Zaolzia aż po Wieliczkę i Bochnię, jest ściśle ze sobą powiązany. Mamy tu do czynienia z jednym w zasadzie elementem, odkłutym od wielkiej płaszczowiny śląskiej. Jego struktura jest skomplikowana nasuwającymi się masami Karpat śląskich i cieszyńskich. Cała tektonika fliszu zewnętrznego łącznie ze strukturą płaszczowin nadległych przemawiają za tym, że flisz zewnętrzny ze swoją osłoną czołową pochodzi zdaleka od strony południowej.

Czołowe partie Solidów — jak podnosiliśmy wyżej — napewno nie składały się z jednego fałdu, lecz raczej z szeregu fałdów czy łusek, które uległy zgnieceniu i roztrarci pod wpływem nasuwających się mas nadległych. Ze względów powyższych wydaje się nam bardziej uzasadnionym ujmować to zjawisko jednolicie jako górotwór Solidów i zaniechać rozmaitej, stosowanej dotąd nomenklatury (jak płaszczowina podbeskidzka, flisz autochtoniczny, parautochtoniczny, zewnętrzny, płaszczowina podśląska). W ten sposób cały tektoniczny obraz elementu nabierze jednolitego wyrazu pod względem treści i formy.

Jednostka Solidów zaznacza się nie tylko na brzegu Karpat, ale wyłania się także i w oknach tektonicznych płaszczowiny śląskiej, a nawet na granicy z Magurą. Do takich okien można zaliczyć długą strefę pomiędzy Wadowicami, Lanckoroną i Myślenicami. Szczególnie jaskrawo zaznacza się ukazywanie się Solidów w żywieckim oknie tektonicznym jako zjawisko o charakterze diapirowym. Solidy prawdopodobnie wyłaniają się w Karpatach Zachodnich i w innych jeszcze miejscowościach, których nie wymieniamy, gdyż do tego potrzebna by tu była bardziej szczegółowa analiza całego materiału. Sam fakt jednak ukazywania się Solidów wewnątrz elementów nadległych ma szczególne znaczenie, gdyż uwypukla charakter płaszczowin karpaccich, jako mas płasko leżących, łatwo przebijanych przez podścielający flisz.

Na wielkiej przestrzeni od Karpat rumuńskich aż po Morawy zarysowują się na brzegu łańcucha dziwnie podobne zjawiska, a więc elementy zupełnie oderwane od swych fundamentów i zapadające pod nasuwające się płaszczowiny wyższe. Czoła wschodniej partii tych elementów od Wieliczki aż po Bukowinę owinięte są łańcami solnymi, na zachód od Wieliczki (ściślej od Skawiny) aż po Zaolzie soli wprawdzie już nie napotykamy, ale brzeżne składniki fliszowe zachowują i tam również swoje charakterystyczne cechy strukturalne. *Na całej kilkaset km liczącej przestrzeni Solidy odznaczają się właściwym sobie odrębnym stylem tektonicznym z jedną różnicą, że w Karpatach Wschodnich należą one gene-*

tycznie do płaszczowiny skolskiej (skibowej); w Karpatach zaś Zachodnich — do płaszczowiny śląskiej. Rozpościeranie się wschodnich i zachodnich Solidów nasuwa w ujęciu kartograficznym bardzo ciekawe wnioski. Na załączonej niżej przeglądowej mapce (fig. 21) widać wyraźnie, że górotwór ten na wschód od Wieliczki i Bochni i na zachód od Starego Sambora zanurza się pod brzeg Karpat skibowych (inoceramowych), które w kierunku Przemyśla wyginają się ku północy. Łącząc na mapie Solidy wschodnie i zachodnie można w przybliżeniu określić ich bieg pod Karpatami. Wynikałoby np. stąd, że bezpośrednio na brzegu łańcucha koło Przemyśla nie należy oczekiwać ukazywania się Solidów — mogą one jednak być ukryte w głębi, ale znacznie dalej ku południowi. Układ taki może mieć pewien wpływ na rozmieszczenie bituminów w wewnętrznej strefie karpackiej.

Ukazywanie się górotworu Solidów na tak wielkiej przestrzeni u czoła zewnętrznego brzegu Karpat świadczy o potężnych siłach, które działały w głębi daleko na południu pod Karpatami. Wskutek ciśnienia od południa oraz innych czynników, o których będzie dalej mowa, odkłuwały się wielkie bryły pokrywy karpackiej i ulegały przemieszczaniu na dziesiątki km. Solidy należą do jednej z tego rodzaju odkłutych brył, Wieliczka zaś i Bochnia są świadkami owego dziwnego ruchu mas, które zatrzymały się tu w pewnym momencie w czasie i przestrzeni.

Salidy naturalnie nie uformowały się w czasie od jednego rzutu. Początki ruchów wiążą się z powstawaniem starszych nadległych płaszczowin, najwyraźniej jednak przedstawiają się dziś końcowe stadia ich układów. Czołowe strefy Solidów są owinięte utworami miocenu i na miocen (torton) nasunięte. W Karpatach Zachodnich po tortonie-sarmacie zapanował względny spokój.

SALIDY WSCHODNIE

Fałdy otulone formacją solną są rozwinięte szczególnie na brzegu Karpat Wschodnich. Szytywne podłoże zapada się tam bardzo głęboko, na brzegu np. Karpat Pokuckich znajduje się ono na głębokości 2000-3000 m, w Borysławiu-Dolinie znacznie głębiej sądząc z najnowszych publikacji geofizyków radzieckich (13). Niedobór mas wyraża się tu liczbą minus 90 mgal; z tych danych wynika, że szytywne podłoże znajduje się tam na głębokości 4-6 km, a może i głębiej.

Zapadlisko przedkarpackie w miarę obniżania się basenu było już od początku neogenu stopniowo wypełniane masą iltów solnych. Ku końcowi tego okresu zachodziły tu także fałdowania pod naciskiem zbliżającego się ciągle brzegu Karpat. Stąd miąższość całego dzisiejszego kompleksu solnego niekoniecznie ma odpowiadać rzeczywistej miąższości tej

serii osadowej. W podobnych warunkach odkłuwane i przesuwane ku północnemu wschodowi elementy Karpat brzeżnych mogły być doskonale owijane i podścielane wielkimi masami iłów solnych. Klasycznym przykładem, ilustrującym tego rodzaju stosunki na brzegu Karpat Wschodnich, jest wgłębnny element borysławski. Geologia Borysławia poznana jest, dzięki robotom wiertniczym, bardzo dokładnie. Jest to wyjątkowa pod tym względem miejscowość na brzegu Karpat zewnętrznych. Należy tu podkreślić, że gdy w wielu innych podobnych przypadkach operujemy przypuszczeniami i prawdopodobieństwami, to w Borysławiu mamy dane ustalone niemal precyzyjnie w oparciu o materiały z głębokich wierceń.

O strukturze regionu borysławskiego istnieje specjalna literatura, mogą więc tu ograniczyć się do niektórych tylko momentów ściśle związanych z omawianym tematem. W Borysławiu mamy więc świetnie wykształcony leżący fałd wgłębnny, zbudowany z osadowych serii górnej kredy i paleogenu, podobnie jak otaczające Karpaty Skolskie (skibowe). Czoło tego fałdu wznosi się ku powierzchni na samym zewnętrznym brzegu nasuniętych wyższych elementów skibowych i otulone jest formacją solonośną (dolny miocen). Znajdujemy tu prawidłowo wykształcony czołowy skręt fałdu, który można było śledzić nie tylko w iłach solnych, ale i we wszystkich formach głębszych, jak warstwy krośnieńskie (polaniczkie), łupki menilitowe, osady eocenu i piaskowiec jamneński. Skrzydło południowe fałdu zapada regularnie ku SW pod wyższe nasunięcia skibowe; skrzydło odwrócone jest bardzo wytarte i zredukowane; pod nim napotkano również formację solną. Niżej mogą znajdować się inne elementy wgłębne, co zostało już stwierdzone w latach ostatnich.

Poznanie elementu borysławskiego, jeśli idzie o roboty górniczo-geologiczne, ma za sobą bogatą przeszłość. Objawy bituminów na powierzchni prawdopodobnie znane tu były już od niepamiętnych czasów. W końcu XVIII wieku istnieją o nich wzmianki w literaturze, na początku wieku XIX zaczęto tam wydobywać systematycznie olej skalny i wosk ziemny. W drugiej połowie XIX wieku rozwinął się w Borysławiu na wielką skalę przemysł górniczy wydobywania wosku ziemnego drogą kopanych szybków. Tego rodzaju robotami śledzono szczeliny wypełnione woskiem w obrębie formacji solnej. Wreszcie rozpoczęto wiercenia ręczne i maszynowe, które, dochodząc głębiej, napotykały coraz to obfitsze złoża naftowe. Po osiągnięciu wgłębnych łupków menilitowych, piaskowca borysławskiego, wreszcie warstw eoceńskich uzyskano wielką samoczynną produkcję z olbrzymią ilością gazów ziemnych. Liczne głębokie otwory pozwoliły na ściśle geologiczne ujęcie elementu Borysławia. Bez tego rodzaju robót to dziwne zjawisko natury pozostałoby ukryte w głębi i nieznane. Dzisiaj, opierając się na zdobyczach geologii Borysławia, mo-

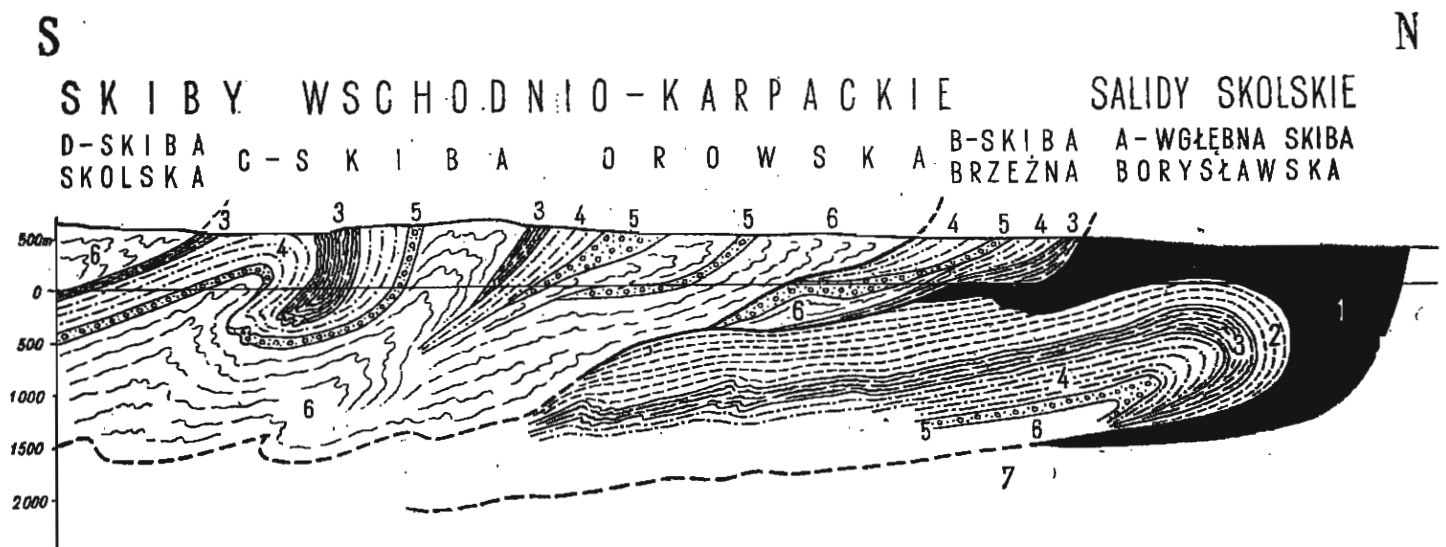


Fig. 13

Przekrój poprzeczny przez Salidy Borystawia

Del. K. Tołwiński

1 formacja solna (miocen); 2 warstwy polanickie (krośnieńskie, oligocen); 3 łupki menilitowe; 4 warstwy eoceńskie; 5 piaskowiec jamneński (górną kreda); 6 warstwy inoceramowe (górną kreda); 7 przypuszczalne głębsze elementy Salidów

GŁÓWNE ELEMENTY TEKTONICZNE KARPAT

żemy ująć w sposób właściwy zawiłą budowę na rozległej przestrzeni brzegu Karpat Wschodnich i Zachodnich.

Wgłębny element borysławski charakteryzuje się nie tylko swoją czołową partią obaloną i nasuniętą ku północnemu wschodowi. Zasadniczą jego cechą jest również zupełne odklucie od podłoża i od mas nadległych. Głębokie wiercenia stwierdziły wyraźnie w spagu fałdu wytarte resztki odwróconego jego skrzydła, głębiej zaś — formację solną. W stropie elementu na znacznej odległości od jego czoła ku południowi nigdzie nie napotkano żadnych objawów, które by wskazywały na jakies bliskie powiązanie fałdu wgłębego z nadległymi skibami — na przestrzeni ok. 10 km w kierunku południowym. Tego rodzaju odkłuwanie większych elementów i przesuwanie ich na dalszą przestrzeń jest zjawiskiem charakterystycznym dla tektoniki Karpat Wschodnich i Zachodnich.

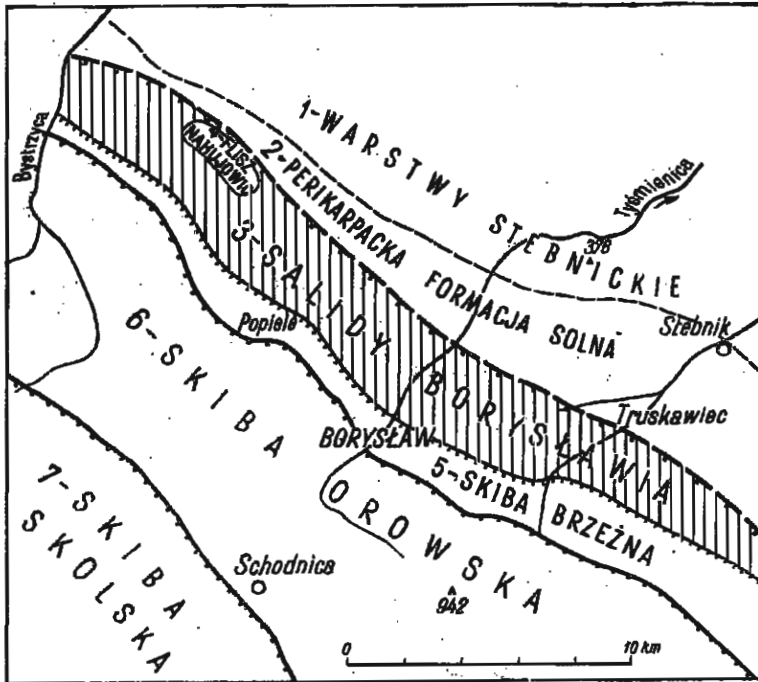


Fig. 14

Mapa tektoniczna okolic Borysławia

Del. K. Tołwiński

1 warstwy stebnickie (dolny torton); 2 perikarpacka formacja solna (miocen); 3 warstwy solne otulające wgłębny fałd Borysławia (Salidy Borysławia, miocen); 4 flisz antykliny Nahujowic (Salidy); 5 skiba brzeżna; 6 skiba orowska; 7 skiba skolska

Zawdzięczając szczególnym warunkom wgłębny fałd borysławski zachował się jako płaska lekko sfalowana bryła. Tylko zewnętrzna jej

SW

NE

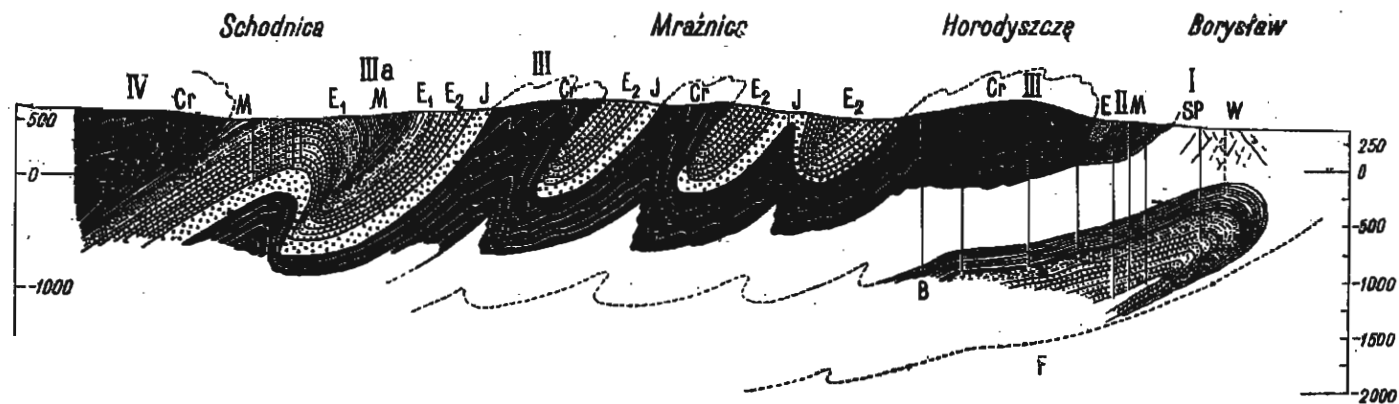


Fig. 15

Profil poprzeczny przez Boryslaw

(wg K. Tołwińskiego, r. 1925)

I skiba boryslawska; II skiba brzeźna; III skiba orowska, IIIa fałd schodnicki; IV skiba skolska; SP warstwy solonośne oraz polanickie w obrębie skiby boryslawskiej; M łupki menilitowe (oligocen dolny); B rogowce spągowe, piaskowiec boryslawski w obrębie skiby boryslawskiej; E eocen w ogóle, E₁ warstwy popielskie (eocen górny), E₂ warstwy górniohległifowe (eocen dolny); J piaskowiec jamneński; Cr warstwy inoceramowe (kreda); W wosk ziemny; F fałdy Salidów-głębzych

część została wykształcona jako regularny skręt czołowy, ku południowi zaś znajdujemy już tylko skrzydło południowe. W tej formie element borysławski był przesuwany na dużą odległość z południowego zachodu na północny wschód.

Cała skiba borysławska o znacznej miąższości — około 2000 m — jest to już wielka bryła karpacka, która ma swoją ciągłość pod nadległymi masami fliszowymi, odznacza się swoistą strukturą i pozostaje — przynajmniej w czołowej swej partii — w ścisłym związku z formacją solną. Ze względów wyżej przytoczonych *cały wglębny element borysławski (skiba borysławska) może służyć jako typowy przykład wyróżnionego przeze mnie górotworu Salidów (fig. 13-15).*

Element tej miary, prześlędzony na wiele kilometrów w kierunku podłużnym i poprzecznym, nie może naturalnie pojawić się nagle, ani też nagle zniknąć. Musi on nieodzownie mieć swoją ciągłość na większej przestrzeni wzdłuż brzegu Karpat, przytem jego kształt może się zmieniać zależnie od warunków lokalnych. Na zachód np. od Borysławia fałd wglębny wyłania się w Nahujowicach. I tam ukazuje się jego czoło owinięte łałami solnymi. Południowe skrzydło fałdu zostało stwierdzone głęboko pod brzegiem karpackim. Dalej na południe pod Karpatami mogą znajdować się inne sfałdowania tego elementu.

Na szczególną uwagę zasługuje kulminacja Starego Sambora na przestrzeni pomiędzy Borysławiem a Przemyślem. Rejon St. Sambora wyróżnia się szerokim rozwinięciem na powierzchni karpackiej skiby brzeżnej — w znacznie większym stopniu, niż to jest np. w Borysławiu. Piaskowiec jamneński otulony warstwami eocenu tworzy tam strefę długą na kilkanaście kilometrów, cała zaś skiba brzeżna w St. Samborze ma ok. 5 km na szerokość i ok. 30 km na długość. Elementu wglębnego nie dostrzegamy tu zupełnie, chociaż z charakteru skiby brzeżnej wynikałoby, że w rejonie St. Sambora będzie on się dźwigał ku powierzchni. Usytuowanie jednak elementu wglębnego w stosunku do skiby brzeżnej niekoniecznie ma być tu takie samo, jak w okolicy Borysławia. Może on cofać się ku południowi pod nasuniętymi elementami brzeżnymi.

W kierunku wschodnim struktura fliszowych jednostek wglębnych znacznie się komplikuje. Najwidoczniej cała bryła wglębna uległa tam intensywnemu sfałdowaniu, czoła zaś tych sfałdowań wyłaniają się w Rypnem, Majdanie, Bitkowie. W tej ostatniej miejscowości zostały one poznane stosunkowo najdokładniej. Element wglębny tworzy tam kilka łusek otulonych przez formację solną i warstwy polanickie pod nasuniętą skibą brzeżną.

Na mapkach geologicznych przedstawiono stosunki tektoniczne w rejonie Bitkowa, Majdanu i Rypnego (fig. 16 i 17). Spod brzeżnej skiby, przykrywającej wglębny element Bitkowa, wyłania się ku zachodowi

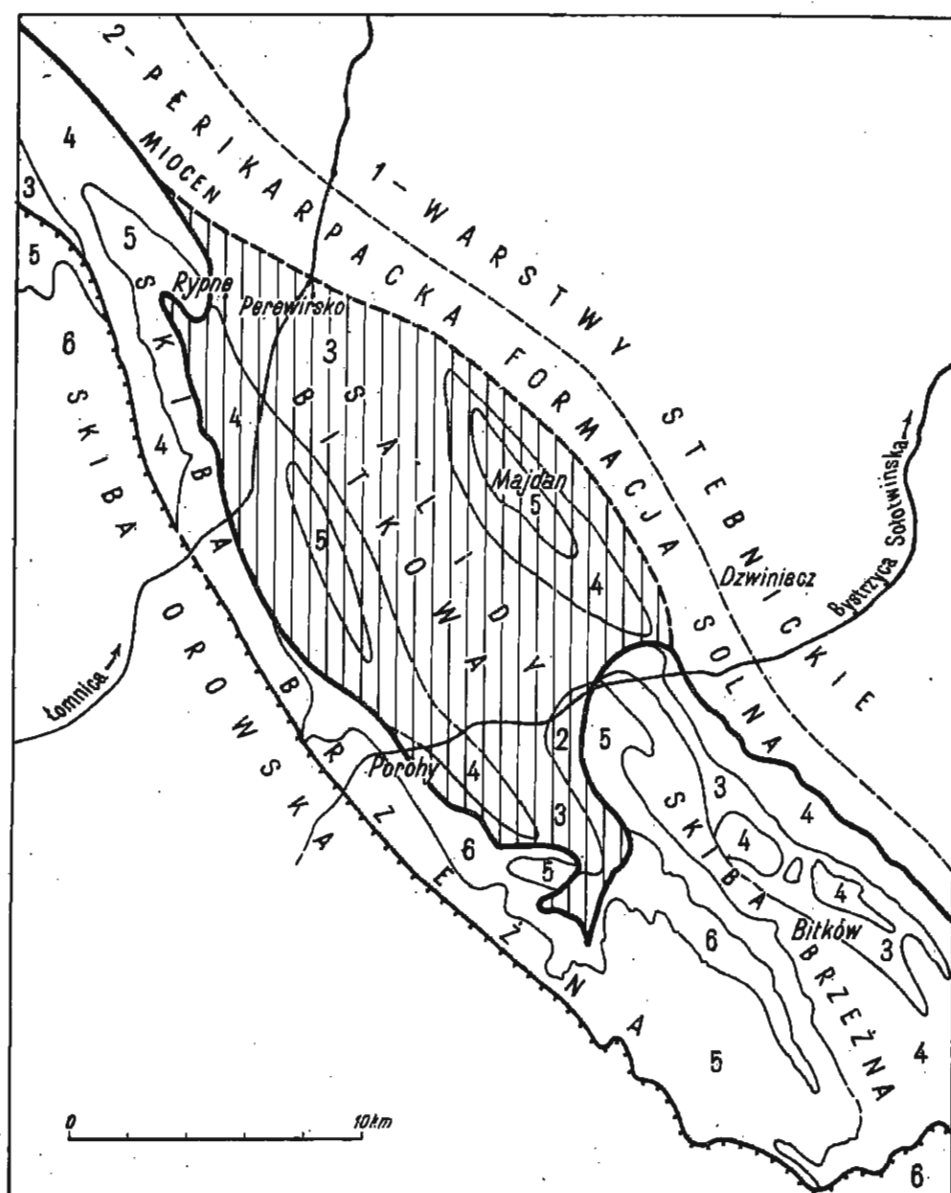


Fig. 16

Mapa geologiczna okolic Bitkowa wg B. Bujalskiego

1 warstwy stebnickie (dolny torton); 2 perikarpacka formacja solna (miocen); 3 warstwy polanickie (krośnienkie); 4 łupki menilitowe; 5 warstwy eocenckie; 6 kreda górna

sfałdowany element Salidów (fig. 16). Na zewnętrznym brzegu element ten zarysowuje się jako świetnie wykształcony fałd Majdanu (fig. 17) z łupkami menilitowymi i warstwami eocenu w partii jądrowej w otoczeniu serii polanickiej, ku południowi zaś rozpościera się tam wąski i długi fałd Śliwek również z eoceńskim jądrem. Przestrzeń pomiędzy nimi wypełniona jest warstwami polanickimi, zanurzającymi się w kierunku podłużnym SE i NW pod brzeźną skibę w Bitkowie i Rypnem. Otwory wiertnicze w Rypnem przebijają również skibę brzeźną i wchodzą we wglębny element Salidów. Zwraca także uwagę, że w półoknie tektonicznym Salidów bitkowskich na jego południowo-wschodnim krańcu w stropie warstw polanickich zaznacza się smuga łąw solnych, wyłaniających się spod brzeźnej skiby Bitkowa.

Opisane wyżej stosunki strukturalne są dobrym przykładem sfałdowanego elementu Salidów, wynurzających się na wybitnej kulminacji Bitkowa i Majdanu (fig. 17).

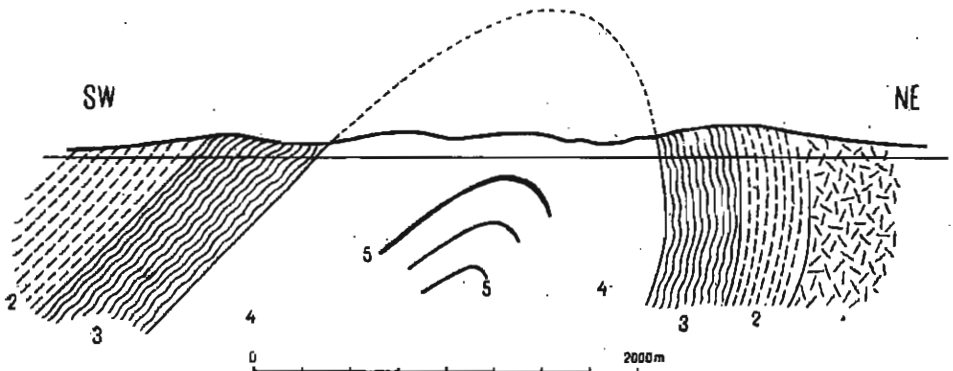


Fig. 17

Przekrój poprzeczny przez antyklinę Majdanu wg B. Bujalskiego
1 warstwy solne (miocen); 2 warstwy polanickie (krośnieńskie, oligocen); 3 łupki menilitowe; 4 warstwy eocenne; 5 piaskowce bitumiczne

Dalej ku wschodowi wyłania się na powierzchnię jednostka większej miary, już niemal cały górotwór — są to Karpaty Pokuckie (fig. 18).

Budowa Karpat Pokuckich została w roku 1950 przedstawiona przeze mnie w oddzielnym opracowaniu (98), na tym więc miejscu uczynię jedynie krótką wzmiankę o charakterystycznych cechach tego brzeźnego łańcucha. Przede wszystkim ma on cechy pozwalające na zaliczenie go do typu elementów wglębnych, podobnie jak fałd borysławski, z tą jednak różnicą, że na skutek wielkiej kulminacji poprzecznej ukazuje się tu na powierzchni nie czoło jednego fałdu, ale cały szereg sfałdowań ściśle związanych ze sobą. Jest to właśnie skiba pokucka. Podobnie jak inne elementy wglębne, skiba ta przy swoim formowaniu się była — przynajmniej w czołowych partiach — otulona perikarpacką formacją solną.

Została ona także odkłuta od swego podłoża i od skib nadległych oraz nasiunęta dalej na ily solne. Skiba pokucka składa się z szeregu antyklin i synklin, w których budowie napotykamy wszystkie niemal fliszowe formacje skib wschodnio-karpackich, brakuje tu tylko czarnej kredy. Podobnie i skiba borysławska stratygraficznie składa się z tych samych formacji co i nadległe skiby Karpat Skolskich, czyli płaszczowina skolska (skibowa).

Element pokucki, poznany bliżej pomiędzy Czeremoszem a Pistynką i Łukwią, rozpościera się ku wschodowi aż po Bukowinę. W różnej postaci odnajdujemy go dalej w budowie brzeżnych Karpat rumuńskich.

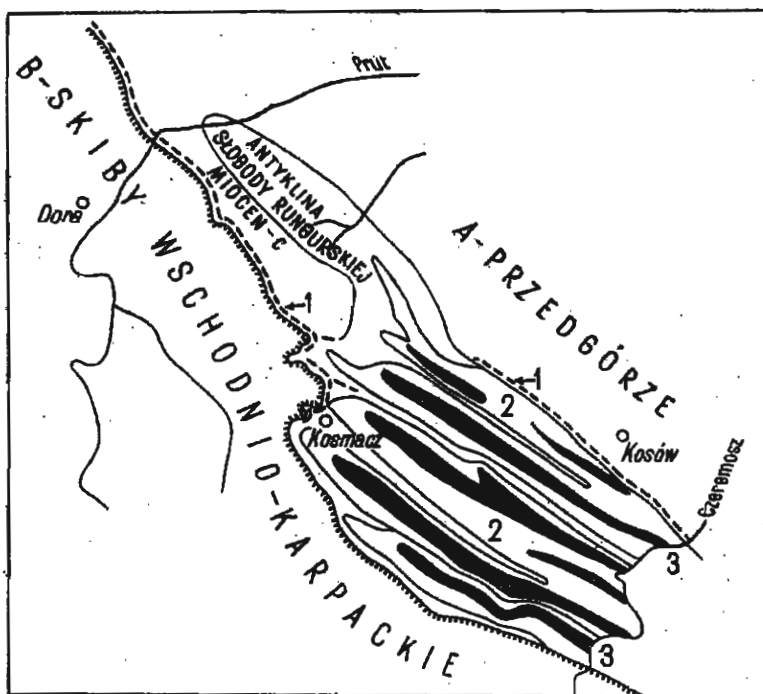


Fig. 18

Przeglądowa mapa geologiczna Salidów Pokuckich
(wg R. Zuberera, B. Świdorskiego i innych)

1 formacja solna (miocen); 2 paleogen antyklin pokuckich; 3 kreda górna antyklin pokuckich (Salidów)

Na całej przestrzeni zewnętrznego brzegu Karpat Wschodnich górotwór pokucki należy do wyjątków. Nigdzie indziej nie znajdujemy tak harmonijnych sfałdowań, co świadczy o plastycznym podłożu, po którym odbywało się jego przesuwanie. Skiba pokucka ma ok. 20 km szerokości; gdybyśmy poszczególne jej sfałdowania rozwinęli do normalnego układu, szerokość ta zwiększyłaby się kilkakrotnie (fig. 18 i tabl. IV).

Wszystkie wymienione tu elementy na zewnętrznym brzegu Karpat Wschodnich na granicy z perikarpacką formacją solonośną od Borysławia aż po Bukowinę są ze sobą genetycznie związane. Niektóre z nich mają charakter wgłębny w ścisłym tego słowa znaczeniu, niektóre ukazują się na powierzchni w dużych zwartych masach, ale wszystkie one tworzą wspólny górotwór większej miary, który nazwaliśmy Salidami.

Przebieg i zachowanie się górotworu Salidów przed czołem Karpat Wschodnich. — Na przestrzeni ok. 250 km pomiędzy Przemyślem a Bukowiną łańcuch Salidów ulega różnym bardzo kolejom. Na zachód od Nahujowic kryje się on w głębi. W tym kierunku cała perikarpacka formacja solna zwięza się i wreszcie na północny zachód od Dobromila zapada pod brzeżne Karpaty w rejonie Przemyśla. Pomiędzy Nahujowicami a Bukowiną łańcuch Salidów ulega jakby rytmicznemu falowaniu w kierunku podłużnym. Wynurza się on na powierzchnię na kulminacjach a następnie zapada w głąb na depresjach, co harmonizuje na ogół z kulminacjami i depresjami brzeżnej strefy wschodnio-karpackiej. Amplituda tego rodzaju falowań musi być znaczna, jeżeli uprzytomnimy sobie, że podczas gdy w borysławskim elemencie wgłębny warstwy solne wyłaniają się na powierzchni, to w antyklinach Karpat Pokuckich dźwigają się już w dużym stopniu ponad powierzchnię warstwy inoceramowe. Poza Nahujowicami, Borysławiem i Karpatami Pokuckimi paleogen Salidów wynurza się również w rejonie Rypnego i Majdanu. W depresjach Prutu (Delatyna), Doliny, Popiel, Uroża element Salidów zapada w głąb.

Powstaje naturalne pytanie, jakie przyczyny wywołać mogły owe falowania podłużnej osi łańcucha Salidów. Jest to pewien rodzaj fałdowań poprzecznych, uwarunkowanych przede wszystkim stosunkiem do sztywnego podłoża, które, jak wzmiankowaliśmy, rozpościera się na bardzo różnej głębokości, gdzie możliwe są także dyslokacje, szczególnie najrozmaitsze dyslokacje uskokowe. W danych warunkach nie możemy jednak przewidzieć dokładniej wszystkich przyczyn, które tego rodzaju zjawisko spowodowały. Dokładne badania geofizyczne będą mogły przyczynić się do wyjaśnienia tego zagadnienia. W niektórych przypadkach zachodzi tu jakby inwersja w stosunku do zachowania się fundamentu. Olbrzymiemu np. zapadlisku w rejonie Borysławia towarzyszy wypiętrzanie się górotworu Salidów.

ROZPOŚCIERANIE SIĘ SALIDÓW NA POŁUDNIOWY WSCHÓD W KIERUNKU BRZEŻNYCH KARPAT RUMUŃSKICH

Część górotworu Salidów, wykształcona jako Karpaty Pokuckie w górnym dorzeczu Czeremoszu ciągnie się ku południowemu wschodowi przez Bukowinę; należy więc śledzić jego losy dalej w czołowej strefie

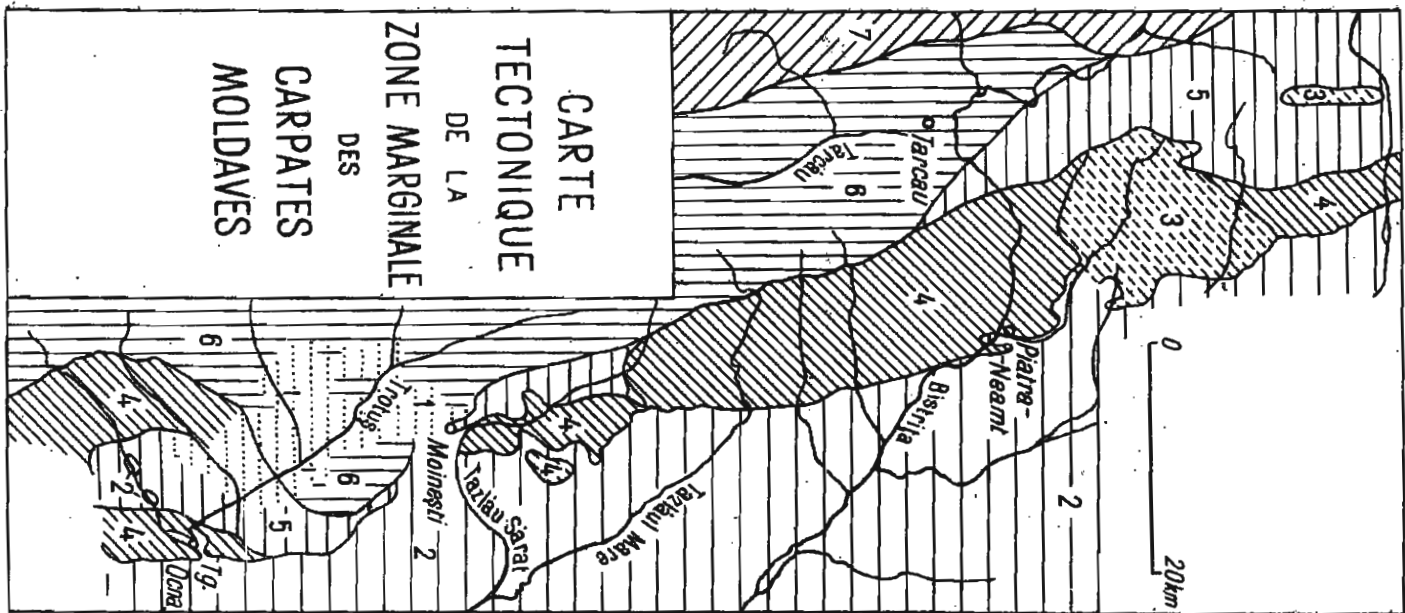


Fig. 19

Mapa tektoniczna brzeżnej strefy Karpat Mołdawskich
(wg J. Athanasiu)

1 utwory neogenu transgredujące na flisz; 2 miocen zewnętrzny; 3 płaszczowina podbrzeźna (oligocen: zlepieńce zielone, warstwy Biserican, eocen brzeżny, senon, warstwy Audia); 4 płaszczowina brzeźna (miocen, oligocen, eocen brzeżny, senon, warstwy Audia); 5 płaszczowina Tazlau (oligocen, eocen przejściowy, senon); 6 płaszczowina piaskowców Tarcau (oligocen, eocen, piaskowce Tarcau, senon, warstwy Audia); 7 płaszczowina wewnętrzna

Uwaga: Według naszej interpretacji płaszczowiny podbrzeźna (3) i brzeźna (4) są to sfałdowania czy też złuskiwania jednego elementu brzeżnego czyli Salidów. Płaszczowina Tazlau (5) jest odpowiednikiem skolskich Karpat Wschodnich. Płaszczowina piaskowców Tarcau (6) stanowi dalszy ciąg płaszczowiny czarnohorskiej, do której prawdopodobnie należą sfałdowane jej zachodnie partie, zaliczone tu do płaszczowiny wewnętrznej (7).

Karpat rumuńskich. Wypada najpierw zwrócić uwagę na zachowanie się głównej osi łańcucha w tamtym kierunku.

Wnioskując z układu całego krystalicznego masywu Karpat Wschodnich można przypuszczać, że kulminacja łańcucha zaznacza się tam mniej więcej w górnych dorzeczach Mołdawy i Bistricy. Tam właśnie masyw krystaliczny ma największą szerokość. Zewnętrzne elementy fliszowe, jako nasunięte płaskie bryły mniejszej miąższości, będą tu węższe niż w Karpatach Pokuckich, znajdujących się na obniżającym się już pn.-zachodnim krańcu łańcucha. Tego rodzaju układy zaznaczają się np. w górnym biegu Bistricy, Bistricioary, Bikazu.

W r. 1927 odbył się w Rumunii II Zjazd Asocjacji Karpackiej. Geologowie rumuńscy przygotowali na ten zjazd wiele cennych map geologicznych i przewodników. Z wymienionego wyżej rejonu szczególnie ciekawe są mapy J. Athanasiu, D. Macovei i in. (7). Autorowie wyróżniają tu we fliszu strefę wewnętrzną (la zone interne), składającą się z kredy dolnej, i strefę brzeżną (la zone marginale), w której skład wchodzi kreda górna i paleogen (fig. 19). Pomiedzy tymi strefami na południe od Bistricy znajduje się pas tzw. piaskowców Tarcau. Szczególne znaczenie ma dla nas w danym przypadku strefa brzeżna, która wspaniale zarysowuje się w dolinie Bistricy pomiędzy Piatra a Straja (fig. 20). Od zachodu ogranicza ją linia nasunięcia piaskowców Tarcau, od wschodu — brzeżne nasunięcia na miocen przedgórze. W tej brzeżnej strefie wyróżniają się dwa pasy: jeden zachodni, graniczący z piaskowcami Tarcau, około 5 km szerokości, składa się niemal wyłącznie z utworów senonu, mianowicie warstw inoceramowych, drugi zewnętrzny, około 10 km szerokości, są to pofałdowane warstwy eocenu i oligocenu z charakterystycznymi łupkami menilitowymi i piaskowcem kliwskim. W tej drugiej brzeżnej strefie *rozpoznajemy dalszy południowo-wschodni ciąg Karpat Pokuckich, czyli Salidów*. Strefa senonu z warstwami inoceramowymi jest przedłużeniem skib wschodnio-karpackich, z tą różnicą, że wskutek wielkiej ewolucji łańcucha synkliny eoceńskie i oligoceńskie, tak dobrze zachowane w Karpatach Pokuckich, wyszły tu w powietrze, pozostała zaś jedynie głębsza, sfałdowana partia kredy górnej. Obydwie wymienione strefy są wyraźnie różne tektonicznie: dzieli je ostra granica nasunięcia warstw senonu na Salidy. Granica ta niezwykle wyraźnie zarysowuje się zarówno w Karpatach Pokuckich, jak i dalej na północny zachód.

Karpaty Pokuckie są wyjątkowym górotworem na wielkiej przestrzeni łańcucha (98). Zachowała się tam regularna stosunkowo struktura z antyklinami i synklinami; w antyklinach ukazują się warstwy inoceramowe, w synklinach — utwory eocenu i oligocenu z łupkami menilitowymi, piaskowcami kliwskimi i warstwami krośnieńskimi. W dolinie Bistricy w brzeżnym pasie paleogenu warstw krośnieńskich już nie do-

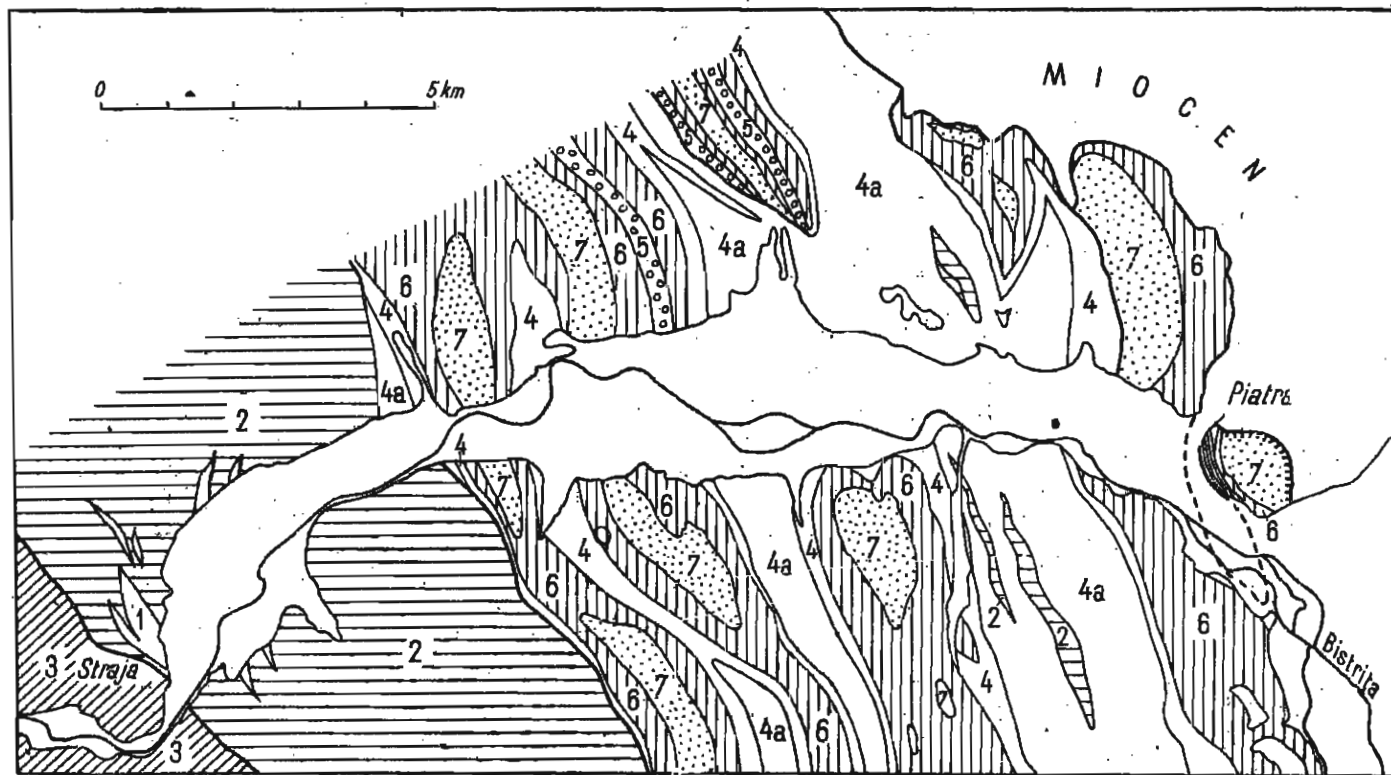


Fig. 20

Mapa geologiczna brzeżnej strefy fliszowej w Piatra Neamt
(wg S. i J. Athanasii i G. Macovei)

1 czarne łupki krzemionkowe (warstwy Audia, barem); 2 łupki piaskowcowe i margle z inoceramami (senon); 3 piaskowce Tarcau (eocen); 4, 4a—7 paleogen, w szczególności: 6 łupki menilitowe z rogowcami, 7 piaskowiec kliwski

strzegamy, gdyż i tu pozostały tylko głębsze partie całego górotworu Salidów.

Zdumiewająca jest ciągłość i stałość struktury brzeżnych elementów karpackich. W dolinie Bistricy, a więc w odległości około 200 km od Czeremoszu, znajdujemy te same w zasadzie stosunki geologiczne, co w Karpatach Pokuckich. Ze szczególną uwagą śledzimy tam brzeżny górotwór dalej ku południowi. Około 200 km na południe od Bistricy zarysowuje się znów osobliwa struktura geologiczna w dolinie Teleajenu według mapy geologicznej D. Predy (62). Na zewnątrz dolnokredowej strefy wewnętrznej rozpościera się tam wąska strefa utworów senonu z marglami zielonymi i różowawymi oraz piaskowcami, oddzielona także granicą dyslokacyjną od warstw miocenijskich. Dalej ku południowi zaznaczają się dwa ciągi utworów paleogenu — są to dwie znane ostrogi Valeni i Homoricu, 2-3 km szerokości. Składają się one z warstw górnego eocenu oraz oligocenu (łupków menilitowych i piaskowców kliwskich). Południowa granica strefy jest najwidoczniej granicą dyslokacyjną. Szerokość całej strefy z wypiętrzzeniami Valeni i Homoricu wynosi około 25 km. Jest to tzw. Podkarpacie (la zone subcarpatique), które *nie może być niczym innym jak tylko nieprzerwanym ciągiem Salidów*. Czy wąska smuga senonu od strony wewnętrznej o nieco odmiennym facjalnym wykształceniu należy do skib wschodnio-karpackich, trudno jest w tej chwili odpowiedzieć dokładnie (por. fig. 20).

Na samym pd.-zachodnim krańcu Karpat fliszowych napotykamy, według zdjęć L. Mrazeca (51) oraz I. Voitești, O. Protescu, G. Murgeanu (7) dziwnie podobne układy geologiczne. Mianowicie i tam w dolinie Prahawy na zewnątrz strefy wewnętrznej, przeważnie dolnokredowej, oddziela się tektonicznie strefa brzeżna (la zone marginale). Struktura jest tu podobna jak i w dolinie Teleajenu — i tu sięgają ostrogi paleogenu Valeni i Homoricu z przebijającymi się miejscami utworami senonu, na zewnątrz zaś, tj. ku południowi, ukazują się również wysady paleogeńskie, jak np. łupki menilitowe i piaskowce kliwskie w Bustenari i Telega. W Campinie znajdują się już tylko wysady solne w otoczeniu osadów neogenu młodszego. Wysady paleogenu przedzielne są utworami miocenu, ku południowi zaś — sarmatu.

W powyższej strefie Podkarpacia (la zone subcarpatique) widzimy wyraźną ciągłość pn.-zachodnich Salidów. Jest to odległość około 650 km od Borysławia, około 900 km od Wieliczki.

L. Mrazec (51) poświęcił dużo uwagi stosunkom geologicznym w dolinie Prahawy. Na zewnątrz podkarpackiej strefy brzeżnej rozpościera się tam według definicji Mrazeca rejon fałdów diapirowych, gdzie zaczynają się wysady formacji solnej przebijające potężną serię warstw plioceńskich.

Studiowanie stosunków geologicznych na wielkiej przestrzeni zewnętrznej brzegu Karpat doprowadza nas do wniosku, że górotwór Salidów odznacza się stałą cechą charakterystyczną, jako element spokrewniony z płaszczowiną nadległą, ale od niej zupełnie odkłuty i nasunięty na przedpole młodsze. Z przeglądu układu górotworu Salidów na tysiąckilometrowej przestrzeni wynika, że jego struktura w szczegółach jest bardzo różnorodna, ale w zasadzie jest to jedno i to samo zjawisko.

W południowym rejonie brzeżnych Karpat rumuńskich następuje wybitne zanurzenie się całej strefy brzeżnej, a więc i Salidów, pod utwory neogenu. Salidy rozdzielają się tam na łuski otoczone osadami mioценu i pliocenu, a w niektórych miejscowościach przebijają się one tylko na małej przestrzeni spod neogenu (Bustenari, Telega) lub w ogóle pozostają ukryte jako elementy wglębne.

Wracamy jeszcze do wąskiej smugi utworów senonu w dolinie Bistricy. Jak zaznaczyliśmy, jest ona dalszym ciągiem skibowej strefy wschodnio-karpackiej. Na pierwszy rzut oka nikt by z pewnością nie pomyślał, że odpowiada ona owym świetnie uformowanym skibom-łuskom, o tak wyraźnej strukturze w południowej części Karpat Pokuckich z takimi grzbieciami jak Pisany Kamień (1222 m), Grahit (1473 m), Biała Kobyla (1479 m) i inne, uformowanymi z piaskowca jamneńskiego. Jednak i tam szerokość strefy skibowej wynosi tylko około 10 km. Dalszy północno-zachodni jej ciąg w dolinie Stryja rozwija się już jako szerokie pasmo górskie z prostolinijnie niemal przebiegającymi wielkimi grzbieciami składającymi się z warstw inoceramowych. Należą tu Orów, Arszyca, Majdan i inne. Sywula, najwyższy szczyt tej części Karpat (1836 m), składa się z olbrzymich rozpadających się brył piaskowca jamneńskiego. Szerokość wymienionej strefy skibowej w tych rejonach wynosi około 25-30 km. Daleko ona odbiega charakterem swym od wąskiej smugi senonu w dolinie Bistricy, a jednak w zasadzie mamy tu do czynienia z jednym i tym samym zjawiskiem geologicznym.

Los wewnętrznych stref Karpat fliszowych na południowym wschodzie nie wchodzi w zakres naszego ściślejszego tematu. Uwzględnimy jednak niektóre momenty wskazujące na związek, jaki zarysowuje się pomiędzy tymi strefami na dużej przestrzeni Karpat Wschodnich oraz ich południowego przedłużenia. L. Mrazec i I. Voitești przyjmują w strefie wewnętrznej Karpat rumuńskich istnienie *plaszczowin piaskowców Striu* oraz *piaskowców Fuzaru albo Tarcau*, w strefie zaś brzeżnej — *plaszczowinę brzeżną* (la nappe marginale). Zgodnie z przytoczonymi wyżej rozważaniami ta płaszczowina brzeżna odpowiadałaby naszym Salidom łącznie ze skibową strefą Karpat Wschodnich.

W Karpatach Pokuckich skibowa strefa ograniczona jest od południowego zachodu warstwami krośnieńskimi Depresji centralnej. Ta depre-

sja w wyniku dużej elewacji regionalnej jest bardzo wąska, gdyż wynosi tylko kilka km w kierunku poprzecznym, wówczas gdy np. na południe od Drohobycza i Starego Sambora rozszerza się ona do 25-30 km. Depresja centralna w dolinie Bistricy widocznie nie istnieje zupełnie, gdyż warstwy krośnieńskie prawdopodobnie wyszły tam w powietrze, lub też zostały zerodowane. Karpaty Pokuckie łącznie ze strefą skibową i z warstwami krośnieńskimi mają od południa ostrą granicę tektoniczną; nasuwają się tam wielkie masy płaszczowiny czarnohorskiej. Ogromne różnice facjalne pomiędzy formacjami Karpat Pokuckich (Salidy i strefa skibowa) a Czarnohorą oraz zupełnie odmienny układ tektoniczny tych elementów świadczą dobitnie, że mamy tu do czynienia z nasunięciem w większym stylu. Czarnohora jest płaszczowinowym elementem o dużym niewątpliwie zasięgu nasunięcia w kierunku poprzecznym, a również o wielkim rozpostarciu podłużnym. Obraz budowy wewnętrznej strefy fliszu w rejonie Bistricy, Bistricioary i Bikazu każe przypuszczać, że piaskowce Tarcau są odpowiednikiem piaskowców czarnohorskich; to samo dotyczy i czarnych łupków kredy niższej. Z tego by wynikało, że *plaszczowina czarnohorska ma swój dalszy południowo-wschodni ciąg w płaszczowinie piaskowców Tarcau.*

Już w r. 1876 K. Paul (56) wyróżnił warstwy szypockie w dolinie Suczawy. Warstwy te są pd.-wschodnim ciągiem czarnej kredy podścigającej piaskowce czarnohorskie w Jabłonicy nad Czeremoszem. Ten kompleks warstw czarnohorskich rozpościera się według mapy Paula w kierunku doliny Mołdawy, a nawet i dalej ku południowemu wschodowi w okolice Stulpikani. Piaskowce czarnohorskie czyli piaskowce Tarcau są znane na wielkiej przestrzeni zewnętrznego łuku Karpat rumuńskich poprzez szereg dolin poprzecznych jak Mołdawa, Bistrica, Trotus, Buzaul, Teleajen, Prahowa. Można więc twierdzić, że płaszczowina czarnohorska-Tarcau rozpościera się nieprzerwanie od rejonu Karpat Pokuckich aż po południowy fliszowy łuk karpacki. Niektórzy geolodzy twierdzą, że nawet w ostrodze Valeni na samym południowym zewnętrznym brzegu Karpat rumuńskich występują także piaskowce Tarcau, co wydaje się zresztą dość wątpliwe.

Nad Czeremoszem wyraźny jest stosunek piaskowców czarnohorskich do czarnych łupków kredowych. Łupki te tworzą jądra antyklin wśród sztywnych mas piaskowcowych. W rejonach, gdzie zwiększa się amplituda nasunięć w obrębie wewnętrznych elementów Czarnohory, powstają nieregularne formy, łuski, oderwane płyty, co komplikuje i zacierza normalny układ poszczególnych formacji. Tego rodzaju stosunki istnieją najwidoczniej na terenie Karpat rumuńskich w zespole elementu Czarnohory-Tarcau i stąd powstają trudności przy wyjaśnianiu np. tektoniki czarnej kredy dolnej i piaskowców Tarcau. Nadmienialiśmy już,

że w obrębie płaszczowiny czarnohorskiej trudno jest np. znaleźć właściwego odpowiednika piaskowców Siriu. Być może, że piaskowce te są tylko pewną odmianą piaskowców czarnohorskich. Poprzednio również przyjmowano, że piaskowce w Karpatach Pokuckich na południe od czarnej kredy szypockiej są czymś zupełnie innym, niż zespół piaskowców czarnohorskich na północ od tych wysadów kredowych. W rzeczywistości należą one do jednego kompleksu. Według naszych więc doświadczeń płaszczowinę czarnohorską można identyfikować z płaszczowiną Tarcau, a prawdopodobnie i z niektórymi elementami płaszczowin wewnętrznych, wydzielanych w obrębie Karpat rumuńskich.

Liczni geolodzy rumuńscy, którzy badali brzeżne stosunki na rozległych przestrzeniach tej części Karpat zewnętrznych, zgodnie ustalili charakter geologiczny elementu brzeżnego. We wszystkich pracach z rejonów dolin Bistricy, Bistricioary, Bikazu, Tazlau, Buzau, Teleajenu, Prahowy, tj. od północy aż po Campinę, napotykamy opisy charakterystycznych stosunków stratygraficznych i tektonicznych, które przy całej nieprzebranej ich różnorodności wiążą się z tymi, jakie widzimy w Karpatach Pokuckich i dalej ku północnemu zachodowi w elementach głębszych aż poza Borysław.

St. Mateescu podaje (49) dane z górnego biegu Rimnicu Sarat około Intre. Na utwory dolnego miocenu nasuwa się tam brzeżna strefa karpacka, mianowicie flisz paleogenu, gdzie szczególnie wyróżniają się strefy synklinalne z łupkami menilitowymi, rogowcami i piaskowcem kliwskim, leżące na warstwach dolnego oligocenu i eocenu. Podobne stosunki opisuje E. Grozescu (26) na zewnętrznym brzegu pomiędzy Piatra Neamt a Moinești. Owa brzeżna strefa, tzw. „sub-zona paleogena“, nasuwa się na utwory miocenu, od zachodu zaś zapada pod „zona interna“ z piaskowcami Tarcau. D. Preda wyróżnia (62) w okolicy na zachód od Bacau pomiędzy Moinești a Targu Ocna paleogen brzeżny, mianowicie oligocen z łupkami menilitowymi i piaskowcem kliwskim, następnie eocen-oligocen jako serię dolno-menilitową (margle fukoidowe, piaskowce hieroglify, zlepieńce z odłamkami skał zielonych i małymi numulitami). W pracy G. Macovei i D. Predy z r. 1937 (45) stwierdzono w basenie Trotusu wielkie okno tektoniczne, gdzie element brzeżny (la nappe marginale) ukazuje się spod nasuniętych płyt piaskowców Tarcau, mianowicie w Baile Słanic na szerokości około 5 km. Zachodni brzeg tego okna znajduje się w odległości około 20 km od Targu Ocna, tj. od brzegu płaszczowiny brzeżnej. Wymienieni autorowie przypuszczają, że płaszczowina ta sięga dalej ku wschodowi aż po brzeg płyty mołdawskiej. Płaszczowina brzeżna w kierunku zachodnim zapada pod płaszczowinę piaskowców Tarcau, nazwana płaszczowiną średnią (la nappe médiane). Rozmiary nasunięcia obu powyższych płaszczowin obliczają oni na około 50 km.

J. Athanasiu (1943; 6) poświęcił oddzielne studium facjalnym stosunkom w brzeźnym fliszu Karpat mołdawskich, w rejonie Piatra Neamt, Moinești, Targu Ocna. Oprócz płaszczowiny brzeźnej wyróżnił on jeszcze jednostkę podbrzeźną na północ od Piatra Neamt (nappe submarginale). Prawdopodobnie chodziło tu tylko o sfałdowania czy też złuskowania jednego i tego samego elementu brzeźnego czyli Salidów. Do płaszczowiny brzeźnej przylega od zachodu strefa z rozwiniętymi utworami senonu, nazwana płaszczowiną Tazlau (nappe intermédiaire). W tej jednostce rozpoznajemy, jak już podano wyżej, skiby wschodnio-karpackie. Jednostka Tazlau na południe od Piatra Neamt widocznie kryje się pod nasuwającą się od zachodu płaszczowiną piaskowców Tarcau ukazując się ponownie na brzegu Karpat w okolicy Moinești i Targu Ocna. Nazwa piaskowców Tarcau została wprowadzona przez S. Athanasiu. Istnieją dla tego rodzaju piaskowców różne synonimy, jak piaskowce Uzu, Fuzaru, Siriu. Piaskowce płaszczowiny Tarcau są, jak była o tym mowa wyżej, najwyraźniej przedłużeniem piaskowców płaszczowiny czarnohorskiej. Jest również możliwe, że kreda niższa jednostki wewnętrznej stanowi tylko głębsze wysady masywu czarnohorskiego, podobnie jak to jest i w Karpatach Pokuckich.

Wynika stąd niezbicie, że wgłębnne elementy wschodnio-karpackie czyli Salidy skolskie mają swoją bezpośrednią ciągłość w brzeźnej fliszowej płaszczowinie (la nappe marginale) Karpat rumuńskich. Salidy więc sięgają tam aż na zachód po za Campinę, gdzie resztki ich kryją się pod osadami neogenu. Na całej tej wielkiej przestrzeni górotwór Salidów nasuwa się na neogen Przedgórze. Na południowych krańcach pomiędzy dolinami Teleajenu i Prahowy rozdziela się on na łuski otulone warstwami neogenu, w niektórych przypadkach ukazuje się, jako skałki przebijające się spośród utworów neogenu, np. w Bustenari i Telega. Warto przy tym nadmienić, że z piaskowców kliwskich w Bustenari wydobyto ogromne ilości ropy naftowej.

W Karpatach Pokuckich, jak wzmiankowaliśmy wyżej, Salidy ograniczone są od zachodu strefą skib wschodnio-karpackich. Ta strefa zwięża się w kierunku pd.-wschodnim. Na południe od Piatra Neamt ciągnie się ona już tylko jako wąska smuga senonu, a jeszcze dalej w tamtym kierunku widocznie ukazują się już tylko małe jej strzępy. W dolinie Teleajenu płaszczowina brzeźna kontaktuje prawdopodobnie bezpośrednio z przedpolem piaskowców Tarcau.

Cała płaszczowina skolska, tak świetnie rozwinięta w granicach północnych Karpat Wschodnich łącznie z elementami wgłębnymi pomiędzy Przemyślem a Karpatami Pokuckimi, w kierunku Karpat rumuńskich jest mocno zredukowana, niekiedy tylko do elementu brzeźnego czyli Salidów; na dalekim południu i ten element ukazuje się już tylko jako

smugi i skałki otoczone utworami neogenu. Na pierwszy rzut oka trudno by było przypuszczać, że mała wysepka łupków menilitowych i piaskowców kliwskich w Buštenari wiąże się z potężną skibą Borysławia, ale ściśle śledzenie zjawiska pozwala udowodnić pokrewieństwo tych elementów na niemal tysiąckilometrowej przestrzeni.

Zdumiewa nas ciągłość i stałość facjalnego charakteru fliszowych formacji elementu brzeźnego. Musiały więc istnieć na wielkich przestrzeniach tej części geosynkliny karpackiej podobne warunki paleogeograficzne. Działy tu również jednolite siły tektoniczne, które spowodowały fałdowanie i odkłuwanie wielkich brył, tworzących dzisiaj górotwór Salidów oraz płaszczowin nadległych.

SALIDY W SYSTEMIE WIEKSZYCH ELEMENTÓW KARPACKICH

Górotwór Salidów jest zjawiskiem wyraźnie wyodrębniającym się w Karpatach brzeźnych, dziwne jednak komplikacje tektoniczne, które tu napotykaemy, byłyby zupełnie niezrozumiałe, gdybyśmy nie uwzględnili zasadniczych momentów budowy łańcucha Karpat zewnętrznych. Z całego naszego studium wynika, że górotwór ten nie ma bezpośrednio związku ani ze swym podłożem autochtonicznym, ani z nadległymi elementami Karpat brzeźnych. Najbardziej jaskrawych dowodów dostarczyły nam pod tym względem wiercenia w okolicy Cieszyna. Zdobyto tam istotnie zdumiewający materiał, mianowicie pod płaszczowiną cieszyńską stwierdzono rozarte fragmenty Salidów na utworach tortonu autochtonicznego, który transgreduje na warstwach karbońskich. Odległość od brzegu nasunięcia cieszyńskiego wynosi tu około 10 km, korzenie więc Salidów zanurzają się pod Karpatami brzeźnymi daleko jeszcze na południe.

Różnorodność struktury Salidów na dużej przestrzeni Karpat Wschodnich i Zachodnich z zachowaniem pewnych zasadniczych cech tego elementu świadczy, że przebyły one daleką i niełatwą drogę towarzysząc wyższym nasunięciom karpackim. Salidy, rzecz prosta, wiążą się organicznie z całym tektonicznym systemem nasunięć karpackich i dopiero na tle tego systemu można zrozumieć właściwe ich ukształtowanie. Głównym więc elementom karpackim należy poświęcić nieco uwagi, będzie tu jednak chodziło szczególnie o zasadnicze rysy strukturalne.

Płaszczowinowa budowa Karpat zarysowywała się w pojęciach geologów już około pół wieku temu na podstawie bogatych alpejskich doświadczeń. Początkowo były to naturalnie koncepcje, nie oparte jeszcze na ściślejszym materiale obserwacyjnym. Zawila budowa Karpat wymagała drobiazgowych studiów terenowych, dokładnych map geologicznych,

syntetycznych opracowań regionalnych, co wymagało dłuższego czasu. Dzisiaj jednak rozporządzamy już bogatym i różnorodnym materiałem faktycznym, zebranych nie tylko na podstawie studiów powierzchniowych, gdyż przybyło nam wiele cennych bardzo danych z wierceń wykonanych w różnych rejonach karpackich, a także pomiarów geofizycznych.

Struktura Karpat zewnętrznych składa się z wielkiej liczby elementów różnej miary — od form drobnych mierzonych na metry do form ciągnących się na setki kilometrów. Na podstawie pokrewnych cech stratygraficznych i tektonicznych można te jednostki dziś już uszeregować w większe grupy tworzące zespoły tektoniczne wyższego rzędu, zwane na ogół płaszczowinami. Przegląd tego rodzaju elementów zaczniemy od strefy zewnętrznej, graniczącej z Salidami.

Na fig. 21 przedstawiono rozpościeranie się Salidów na brzegu Zachodnich i Wschodnich Karpat.

PLASZCZOWINA SKOLSKA — SKOLIDY

Prowincja inoceramowa obejmuje dwa wielkie elementy Karpat Wschodnich, mianowicie Salidy i płaszczowinę skolską czyli w skrócie *Skolidy*. Te ostatnie — podobnie jak i Salidy — mają skomplikowaną budowę. Dawniejsze studia geologiczne nie zdołały rozwiązać tej zagadkowej struktury, jednak już w czasie pierwszych moich prac polowych (1918-1922) nabrałem przekonania, że mamy tu do czynienia z szeregiem dyslokacji, które dadzą się ująć w pewien określony system tektoniczny. Uderzającym zjawiskiem są tu potężne grzbiety górskie ciągnące się niemal prostolinijnie w daleką przestrzeń. Te grzbiety są zbudowane z górnokredowych warstw inoceramowych. Układają się one we wspaniałe szeregi w kierunku poprzecznym. Podłużne mocno zaakcentowane doliny pomiędzy nimi wypełniają osady paleogenu. Taki obraz np. roztacza się na południe od Borysławia poprzez Schodnicę, Rybnik i dalej w dolinie Majdanu. Te studia terenowe wykazały, że nie mamy tu zupełnie układów normalnych, lecz szereg brył ponasuowanych jedne na drugie. W spągowych partiach tych brył można przeważnie stwierdzić resztki zredukowanych skrzydeł odwróconych.

Uważne przestudiowanie wymienionego profilu nasunęło nam pierwszą ideę o skibowej strukturze tej części łańcucha karpackiego. Ale do ujęcia większej całości było wówczas jeszcze bardzo daleko. Skiby wyróżnione na profilu Borysław-Majdan uciekały wciąż na wschód i zachód, budowa niektórych komplikowała się i dlatego przeszły jeszcze lata, zanim zdołaliśmy ustalić, że tego rodzaju układ tektoniczny da się zastosować do całego zewnętrznego odcinka Karpat Wschodnich i Środkowych w granicach zakreślonych dla prowincji inoceramowej.

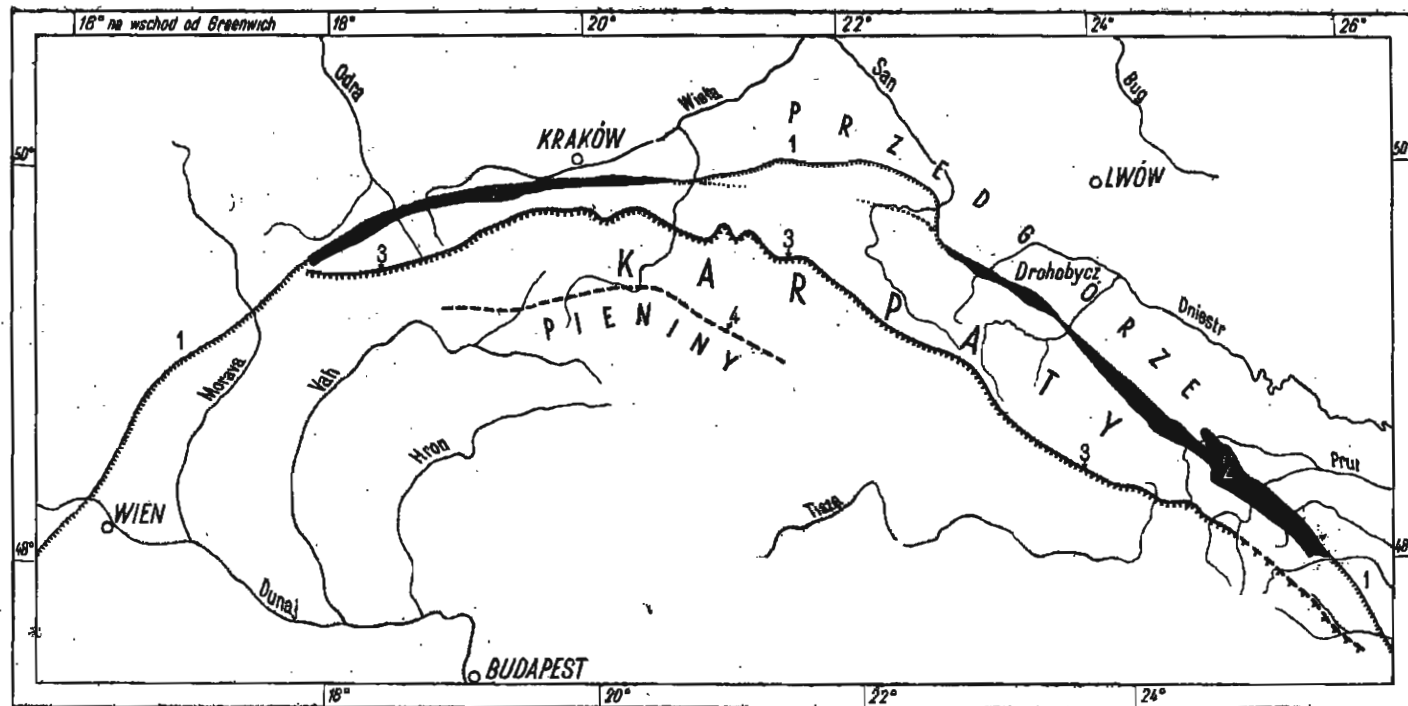


Fig. 21
 Salidy na brzegu Karpat Zachodnich i Wschodnich — szkic przeglądowy

Del. K. Tołwiński

- 1 Przedgórze; 2 Salidy na zewnętrznym brzegu Karpat; 3 schematyczny przebieg brzegu Magury i Czarnohory;
 4 Pieniny

Zadziwiająca harmonia w rozkładzie olbrzymich mas górskich w rejonach skibowych wywierała wrażenie fascynujące a wspaniałe obrazy, jakie rozciągają się z wysokich grzbietów jak Paraszka, Zelemin, Sywula i inne, pozostawiały wspomnienia niezatarte i zachęcały do zgłębiania tajemnic karpaccich.

Uzasadnienie struktury skibowej w powyższym rejonie karpaccim zostało ustalone już przeszło ćwierć wieku temu i przedstawione na 1-szym Zjeździe Asocjacji Karpacciej w r. 1925 (93). W latach poprzedzających ten okres i w następnych wykonaliśmy podstawowe zdjęcia terenowe, w szczególności w Karpatach Skolskich (95). Po raz pierwszy w historii badań karpaccich udało się w danej strefie powiązać ze sobą w jednolitą całość różne elementy tektoniczne zaznaczające się tu w kierunku poprzecznym — od wglębnego fałdu borysławskiego aż do depresji centralnej — na przestrzeni około 30 km. W owym okresie wyjaśniło się, że struktura skibowa obejmuje większą przestrzeń zewnętrznych Karpat Wschodnich, a w szczególności cały odcinek pomiędzy Dniestrem a Prutem.

Skiba brzeźna. — Podajemy tu jedynie niektóre zasadnicze cechy struktury skibowej w nawiązaniu do budowy Solidów. Najpierw należy zwrócić uwagę na element tektoniczny nasunięty bezpośrednio na wglębny fałd borysławski. Element ten, czyli tak zwana skiba brzeźna, ma cechy zdeformowanego fałdu z piaskowcem jamneńskim w partiach jądrowych, z warstwami eocenu na obydwu skrzydłach i z łupkami menilitowymi — głównie u czołowego skrętu. Całość leży na solnych warstwach wglębnej skiby borysławskiej, a dalej ku południowi w głębi — na warstwach polanickich czyli krośnieńskich. Południowe skrzydło brzeźnego elementu zapada pod warstwy inoceramowe następnego od południa elementu, mianowicie skiby orowskiej. Stosunek skiby brzeźnej do nadległego elementu orowskiego i do podścielającego fałdu wglębnego pozostawał przez długie lata zagadnieniem niewyjaśnionym. W historii badań Karpat Wschodnich ma ono dla nas znaczenie bardzo doniosłe. Przypuszczano najpierw, że elementy brzeźny i wglębny łączą się ze sobą bezpośrednio poprzez synklinę, która znajduje się gdzieś niedaleko w głębi ku południowi. Dopiero jednak materiały dostarczone przez wiercenia wykazały niezbicie, że skiba brzeźna nie ma zupełnie bezpośredniej łączności ani z fałdem wglębnym, ani z jednostką nadległą, tj. skibą orowską. *Skiba brzeźna zarysowała się jako odrębny element tektoniczny doskonale odkłuty zarówno od wglębnej skiby borysławskiej (Solidów), jak i od nadległej orowskiej.* Skiba brzeźna wyklinowuje się ku południowi w dosłownym znaczeniu tego wyrazu. Dokładne rozpoznanie powyższej struktury tektonicznej pozwoliło następnie na wyjaśnienie wielu zagadnień w dziedzinie skomplikowanej geologii karpacciej.

Badania dalsze wykazały, że skiba brzeźna rozpościera się jako wąska strefa tektoniczna na dużej przestrzeni na zewnętrznym brzegu Karpat Wschodnich. Ulega tam ona różnym kolejom, szczególnie w zależności od poprzecznych kulminacji i depresji. Rozszerza się na kulminacjach, jak np. w rejonie Borysławia, Starego Sambora, Rypnego; na największej kulminacji w Karpatach Pokuckich jest zupełnie niemal zredukowana i wygnieciona, tak że zachowała się jedynie wąska jej smuga na południowym skrzydle skiby pokuckiej przed czołem elementu orowskiego. Na depresjach skiba brzeźna zwęża się, jak np. w okolicach Delatyna, Doliny lub Popiel, wreszcie na północny zachód od Starego Sambora poza Dobromilem element ten krwie się pod nasuwającymi się masami skib wyższych.

Na całej przestrzeni od Karpat Pokuckich aż po rejon Borysławia zachowanie się skiby brzeźnej przeważnie harmonizuje z przebiegiem elementów wgłębnych czyli Salidów. Kulminacjom skiby brzeźnej odpowiadają kulminacje fałdów wgłębnych. Jedynie w niektórych przypadkach, jak np. w Nahujowicach, z kulminacją nahujowicką sąsiaduje zwężona depresyjna strefa skiby brzeźnej, ale to dlatego, że element nahujowicki wysuwa się tu daleko ku północy. Te stosunki geologiczne uwidocznione są dobrze na przeglądowej mapie geologicznej Karpat Wschodnich 1 : 200 000 (96).

Skiba brzeźna jest elementem stosunkowo nieznacznych wymiarów. Jej szerokość na depresjach zwęża się niekiedy do kilkuset m, jedynie na kulminacjach zwiększa się, np. w rejonie Bitkowa, do ok. 10 km. Miąższość jej jest zmienna. Na wielkich kulminacjach element ten wychodzi nawet w powietrze, jak np. w Karpatach Pokuckich, lub tworzy półkna tektoniczne, jak w rejonie Bitkowa. Na kulminacji Borysławia skibę brzeźną przebijają łatwo otwory wiertnicze nawet na południowych terenach Mrażnicy, gdzie w głębokości kilkuset metrów napotymane są warstwy solne lub polaniczne (krośnieńskie) południowego skrzydła fałdu wgłębego czyli Salidów. Zanurzanie się jednak skiby brzeźnej na depresjach może być bardzo znaczne.

Struktura skiby brzeźnej, ustalona na powierzchni na całej przestrzeni Karpat Wschodnich od Czeremoszu aż po okolice Przemyśla, jak również świetne wyniki osiągnięte wierceniami na terenach Bitkowa, Rypnego, Borysławia i in. nie pozostawiają żadnej wątpliwości, że element ten jest w swej całości nasunięty na Salidy a równocześnie zapada pod nadległą bryłę orowską, od której jest również w zupełności odkłuty.

Skiba orowska. — Jednym z największych elementów strukturalnych w zewnętrznych Karpatach Wschodnich jest skiba orowska. Rozwija się ona szczególnie ku południowi od Borysławia. Charakterystyczną jej

cechą jest wyłanianie się na powierzchni w okolicach Orowa wielkiej jądrowej masy składającej się z warstw inoceramowych. Jest to jakby węzłowe miejsce całego elementu o szerokości 10 km. Ta główna masa kredowa obniża się ku NW i SE a w związku z tym obniżaniem powstają tam drugorzędne sfałdowania przekształcające się w wąskie łuski, także nasunięte jedne na drugie.

Opierając się jedynie na danych układu mas na powierzchni nie można przewidzieć, jaka jest wglębna struktura tego elementu a w szczególności, jaki jest jego stosunek do podścielającej skiby brzeżnej. Dlatego też wielkie znaczenie mają dla nas materiały uzyskane przez wiercenia na południowych terenach Borysławia, również osobiwej wagi nabierają wyniki poszukiwawczego wiercenia w Orowie sprzed około 20 lat. Przebiło ono mianowicie potężny kompleks warstw inoceramowych w głębokości 1399 m. Niżej napotkano warstwy polanickie, których nie przewiercono do głębokości 2274 m, a więc stwierdzono, że *skiba brzeżna pod masami kredy orowskiej została zupełnie wytarta* i że rozpościerają się tu wielkie masy warstw polanickich (krośnieńskich) południowego skrzydła fałdu wglębnego, a więc Salidów.

Materiały geologiczne, dostarczone przez wiercenia na południowych terenach Borysławia łącznie ze zdjęciami powierzchni, mają decydujące znaczenie w ustalaniu naszego poglądu na strukturę zarówno elementu orowskiego jak i całej strefy skibowej.

Element orowski może być ślędzony na dużej przestrzeni od Bukowiny aż poza Przemyśl. Ulega on jednak różnym kolejom w zależności od kulminacji i depresji poprzecznych. Na depresjach np. tworzą się tu liczne złuskowania. W kierunku południowo-wschodnim, najwidoczniej zależnie od ogólnego dźwignia się podłużnej osi łańcucha, kształtuje się tam znowu jednolite jądro inoceramowe, np. na południe od Karpat Pokuckich. Element orowski otacza tu łukiem wygiętym ku południowi całą skibę pokucką, przy czym w niektórych partiach skiba brzeżna została niemal zupełnie wygnieciona. Zjawisko kulminacji i depresji zaznacza się szczególnie wyraźnie w granicach trzech zewnętrznych elementów, mianowicie Salidów oraz skib brzeżnej i orowskiej. W kierunku ku północnemu zachodowi skiba brzeżna, jak wzmiankowaliśmy poprzednio, kryje się pod bryłą orowską, tak że na zachód od Przemyśla orowskie warstwy inoceramowe wysuwają się już na sam zewnętrzny brzeg Karpat.

W południowym skrzydle elementu orowskiego zachodzą liczne zjawiska, zasługujące na bliższe uwzględnienie. W dolinie rzeki Stryja w pobliżu ujścia Oporu w Międzybrodach napotkano w r. 1884, przy zakładaniu fundamentów pod most kolejowy, *sól kamienną*. Jesteśmy tu już w obrębie południowego skrzydła skiby orowskiej, gdzie zaznacza się w pobliżu ostro zarysowana kulminacja poprzeczna (kulminacja Pobuka),

Możliwe więc jest, że mamy tu do czynienia z przebijaniem się soli, należącej do Salidów, pomimo że odległość od ich zewnętrznego brzegu wynosi tu około 10 km. Sól kamienna została napotkana również na południe od Synowódzka w Kończynie, ale tam może ona należeć do stropowych warstw południowego skrzydła elementu.

Kulminacja Pobuka jest doskonałym przykładem nagłego wypiętrzenia południowego skrzydła całego orowskiego elementu, co, wbrew pierwotnym przypuszczeniom, niekoniecznie ma odpowiadać wznoszeniu się zewnętrznej strefy brzeżnej. Doświadczenia wiertnicze wykazały, że skiba brzeżna bardzo się tam obniża, Salidy zaś kryją się gdzieś w wielkiej głębi. Kulminacja więc Pobuka może być pewnego rodzaju równoważnikiem w stosunku do depresji brzeżnej.

Na południe od rejonu borysławskiego, mianowicie w Schodnicy i Uryczu, zaznaczają się również mocno zaakcentowane spiętrzenia w południowym skrzydle skiby orowskiej. Wśród łupków menilitowych wyłaniają się tam nagle krótkie kopułowate antykliny z eocęńskimi jądrami, z piaskowcem jamneńskim do około stu metrów miąższości w głębi, niżej z warstwami inoceramowymi. Tu, w porównaniu z Pobukiem, mamy innego rodzaju zjawisko, mianowicie wypiętrzeniom Schodnicy i Urycza odpowiada na ogół wielka brzeżna kulminacja borysławska.

Skiba orowska jest wielką bryłą, o skomplikowanej strukturze, rozpościerającą się na dobrych kilkaset km w kierunku podłużnym. Jest ona odkluta od swego podłoża naturalnego, tj. od skiby brzeżnej, co więcej, w niektórych przypadkach widocznie kontaktuje bezpośrednio z elementami należącymi do systemu Salidów. Od południa nasuwa się na nią nową bryłą — skiba skolska.

Niektóre skiby południowe. — Wyróżnione w poprzednich rozdziałach elementy, jak wgłębnny (Salidy), brzeżny i orowski, można konsekwentnie śledzić na wielkich przestrzeniach zewnętrznych Karpat Wschodnich. Na południe od bryły orowskiej, szczególnie w środkowej partii tego łańcucha, wyłania się jeszcze szereg brył o strukturze wybitnie skibowej, które budują wspaniałe grzbiety górskie. Do takich elementów należą skiby: skolska, Paraszki-Arszycy, Zelemianki i niektóre inne mniejsze. Jednakowoż nie mają one już jednolitego tektonicznego charakteru na większych przestrzeniach, czym różnią się od skib brzeżnej i orowskiej. Szczególnie w depresyjnej strefie Doliny powstają komplikacje tektoniczne, a więc drugorzędne sfałdowania, złuszkowania, zanurzanie się jednych elementów, ukazywanie się innych, co utrudnia systematyczne śledzenie brył wyróżnionych na profilu Borysław-Majdan. Dlatego też w studium niniejszym, które nie zajmuje się drobiazgowym opisem poszczególnych elementów, podamy jedynie krótki zarys południowej części strefy skibowej.

Jak nadmienialiśmy, południowa strefa składa się z szeregu elementów o skibowym charakterze, należą tu poza tym mniejsze fałdy i łuski. Niektóre z takich wąskich łusek ku wschodowi w tzw. Gorganach tworzą wyniosłe imponujące grzbiety górskie, jak np. Sywula (1836 m). Znajdujemy się tu we wspaniałej części łańcucha wschodniego, gdzie oddzielne wysmukłe grzbiety śmiało dźwigają się z dna głębokich dolin. Tu sam krajobraz ujawnia istotę fałdowych i skibowych gór w niezwykle plastycznej formie karpackiej. Niektóre z wąskich i jednocześnie wysokich grzbietów w Gorganach już na małej stosunkowo przestrzeni zanurzają się ku południowemu wschodowi. Starsze formacje są tam stopniowo otulane płaszczem młodszym, a więc kreda — eocenem, eocen — łupkami menilitowymi, te wreszcie — warstwami krośnieńskimi, wypełniającymi już całą depresję centralną. Taka struktura geologiczna znajduje często odzwierciedlenie w morfologii terenu. Jej obrazem są zanurzające się grzbiety jak Taupiszyrka, koniec Gorganów, Rożanka, dalej na wschodzie — antyklina Zabiego.

Szerokość całej strefy skibowej, licząc od czoła Salidów aż do depresji centralnej, niezależnie od losów poszczególnych elementów jest zmienna. W depresyjnej np. strefie Doliny wynosi około 40 km, na elewacji Starego Sambora — około 25 km, mniej więcej tyleż na kulminacji Karpat Pokuckich, tu jednak właściwy pas skibowy bez bryły pokuckiej (Salidów) ma tylko około 10 km na szerokość. Inaczej zupełnie kształtują się stosunki tektoniczne na zachód od Przemyśla, o czym będzie mowa niżej.

Na odcinku Karpat Wschodnich pomiędzy Czeremoszem a południem Przemyśla widocznie dużą rolę odgrywa położenie Salidów w związku z głębokim podłożem. Rozkład mas powierzchniowych w rejonie na południe od Doliny ma wszelkie znamiona depresyjne, pomimo elewacji lokalnych. Zapadanie elementów tektonicznych zaznacza się szczególnie wyraźnie w brzeżnej strefie w kierunku Doliny i to z obydwu stron, tj. od wschodu i zachodu. Salidy sięgają tu prawdopodobnie do bardzo wielkiej głębi. Dalej w kierunku wschodnim mamy lokalne obniżenie w dolinie Prutu, potem rozpoczyna się znana już nam kulminacja Karpat Pokuckich. Nasunięcia skibowe spiętrzają się i zwężają przed elementem pokuckim.

Na zachód od Borysławia jedynie w granicach skib brzeżnej i orowskiej zaznaczają się większe różnice zależnie od lokalnych kulminacji i depresji, jak to już było omówione w rozdziałach poprzednich; natomiast cała południowa strefa skibowa przebiega mniej więcej jednolicie aż na południe od rejonu Przemyśla. Zwracają tu uwagę wąskie wymiary poszczególnych elementów skibowych. Struktura ta sprawia wrażenie, jakby owe elementy spiętrzały się wskutek jakiejś przeszkody.

Jżeli zwrócimy uwagę na całość budowy skibowej, uderza nas plastyczność i płynność mas fliszowych. Jest to jakby spływanie na wielką skalę fałdującej się rozrywanej pokrywy karpackiej na plastycznym również podłożu.

Opisywany górotwór zewnętrznych Karpat Wschodnich rozpada się na dwa nierównomierne, acz pokrewne sobie działy. Na skraju zewnętrznego brzegu rozpościera się tu element wgłębny czyli Salidy, ku południowi zaś mamy szeroką strefę o skomplikowanej strukturze. Jest to właściwa skibowa strefa wschodniokarpacka. Elementy wgłębne i strefa skibowa zbudowane są niemal z identycznych formacji geologicznych, z tą jedynie różnicą, że czołowe partie Solidów otulone są formacją solną, w niektórych zaś jądrach elementów skibowych ukazuje się starsza kreda czarna. Zarówno Salidy, jak i Karpaty skibowe są systemem wielkich brył poprzesuwanych na znaczne odległości z południowego zachodu na północny wschód. Salidy są nasunięte na formację solną przedgórze, skiby wschodniokarpackie nasuwają się na Salidy, południowe zaś bryły leżą nasunięte jedne na drugie. W ten sposób powstała swoista struktura tektoniczna, czyli inaczej skibowy styl karpacki. Tego rodzaju budowy nie można identyfikować ani z łuskami, które są raczej zjawiskiem drobnym i lokalnym, ani z dygitacjami płaszczowinowymi w pojęciu alpejskim. Poszczególne skiby, jako części wielkiej całości, nie mogą być bynajmniej zaliczane do odrębnych płaszczowin. Względy powyższe spowodowały, że wyróżnione bryły karpackie nazwaliśmy *skibami*.

Karpacki styl skibowy odzwierciedlają niektóre załączone mapy i profile (por. fig. 13, 14, 15, tabl. I i IV).

Zarówno Salidy jak i skiby są członami porozrywanej wspólnej pokrywy wschodniokarpackiej i z tego względu należy je ujmować jako jedną większą całość. Zaliczamy te wszystkie elementy do jednostki tektonicznej wyższego rzędu, mianowicie do *plaszczowiny skolskiej*, czyli w skrócie do *Skolidów*.

Zachodni kraniec płaszczowiny skolskiej. — Jednolita strefa skibowa rozpościera się od Bukowiny na przestrzeni około 250 km ku zachodowi zachowując swój niemal prostolinijny „karpacki” kierunek. Dopiero na południku Przemyśla zachodzą tu istotne zmiany. Cały zewnętrzny łuk karpacki wygina się na około 20 km ku północy w kierunku Przemyśla, a dalej, począwszy mniej więcej od Rzeszowa, przebiega już niemal równoleżnikowo. Strukturą skibowa na tym zachodnim odcinku wykazuje duże odchylenia w porównaniu z jednolitym stylem wschodnim. W południowej partii wyłaniają się tam wielkie antykliny o szerokich spiętrzeniach jąder z kredą inoceramową. Antykliny te, acz na ogół niesymetryczne, nie zdradzają jednak większych przesunięć ku północnemu wschodo-

wi. Do tego typu należy np. rozległa antyklina Wary, przecinająca San, oraz antyklina Babicy na południe od Rzeszowa. Na zachód od Rzeszowa całe Skolidy coraz bardziej się zwązają i w okolicy Bochni zanikają pod nasuwającą się tędy ku brzegowi Karpat płaszczowiną śląską. Na przestrzeni pomiędzy Rzeszowem, Tarnowem i Bochnią ukazuje się przeważnie już tylko nieregularnie sfałdowany wąski pas warstw inoceramowych.

Odmienne ułożenie mas na zachodnim odcinku Skolidów powstało najprawdopodobniej w wyniku różnego charakteru podłoża. Ku zachodowi zaczyna coraz to więcej wznosić się sżywne podłoże Karpat. Z tych względów oderwana pokrywa karpacka mniej tu ulegała procesom fałdującym, raczej przesuwiała się, jako całość, z lokalnymi spiętrzeniami, jak np. antyklina Wary (20).

Południowe elementy strefy skibowej na granicy z depresją centralną na całym niemal odcinku wschodnim są wykształcone przeważnie jako wąskie antykliny o strukturze również niesymetrycznej. W niektórych przypadkach zaznacza się tu osobliwe zjawisko wstecznego obalania południowego skrzydła, np. w antyklinie Wańkowej na wschód od Sanoka. Wąskie antykliny i wsteczne przechylenia południowych skrzydeł mogły powstawać wskutek naporu południowych zapadających mas krośnieńskich na częściowo już sfałdowany i zeszywniały front skibowy.

Depresja centralna. — Gdybyśmy nie mieli bezpośrednich dowodów, że strefa skibowa wiąże się organicznie z depresją centralną, można byłoby przypuszczać, że ta depresja tworzy zupełnie niezależny element tektoniczny. Jednakowoż mamy szereg faktów, które wskazują, że górotwór skibowy rozpościera się w obrębie depresji centralnej, naturalnie w zmienionej formie. Na krańcu wschodnim, mianowicie w Karpatach Pokuckich na granicy strefy skibowej i depresji centralnej wyłania się antyklina Żabiego z warstw krośnieńskich. Ku zachodowi ukazują się w jej jądrze stopniowo coraz to starsze formacje, jak łupki menilitowe, warstwy eoceńskie i kredowe. Początkowo antyklina Żabiego zachowuje bardziej symetryczny charakter, w kierunku zachodnim jednak szybko zmienia się w formę niesymetryczną i wreszcie w wyraźnie nasuniętą ku NE, czyli przybiera typowy styl skiby wschodniokarpackiej. O niektórych innych elementach na granicy z depresją centralną, jak Taupiszyrka i koniec Gorganów, była już mowa poprzednio.

Depresja centralna jest tylko południową obniżoną strefą wypełnioną warstwami krośnieńskimi. Na wschodzie łączy się ona ze Skolidami, w Karpatach zaś środkowych i zachodnich — z płaszczowiną śląską.

Zagadnienie depresji centralnej będziemy jeszcze poruszać w rozdziale o jednostce śląskiej.

Rozważania na temat nieznacznych stosunkowo przemieszczeń, jakim uległy poszczególne skiby, przesłaniają niekiedy obraz struktury głównego elementu. Z szeregu odrębnych skib składa się jednak wielka bryła — *płaszczowina skolska* i ona to właśnie w swojej całości przesuwała się na przedpole czyli na Przedkarpacie łącznie z odkłutymi w jej spągu fałdami Salidów. W takim ujęciu przesunięcie płaszczowiny skolskiej, wziętej jako całość, było naturalnie znacznie większe. Wystarczy chociażby rozwinąć poszczególne skiby i ułożyć je w normalnie leżące obok siebie szeregi, aby otrzymać w sumie wielokrotnie znacznie większe rozmiary przesunięcia. Ale region skibowy nie obejmuje jeszcze całej masy płaszczowiny skolskiej, gdyż łączy się z nią ku południowi strefa depresji centralnej, także mocno sfałdowanej.

Szczególne znaczenia nabiera fakt istnienia jakby okna tektonicznego w obrębie skiby skolskiej na południe od Schodnicy. W potoku Szczepnik, jak o tym była mowa na s. 83, widzimy na małej przestrzeni około 150 m zgniecione czarne łupki, rogowce, kwarcyty. Są one bardzo zaburzone tektonicznie i, być może, należą do fragmentów starego górotworu dolnokredowego. Odległość tego miejsca od północnego brzegu Karpat wynosi około 15 km. Skiby orowska, brzeźna oraz Salidy byłyby tu widocznie zupełnie wygniecione. Na całym wielkim obszarze Skolidów jest to jedyne miejsce, gdzie przypuszczalnie ukazuje się starsze podłoże, co harmonizuje również ze znaną kulminacją Borysławia.

Strefa skibowa w najszerszej partii Karpat skolskich ma około 30 km; ku południowi graniczy ona z zakłęsnym obszarem zwanym depresją centralną, gdzie na powierzchni ukazują się głównie warstwy krośnieńskie.

Płaszczowina skolska rozpościera się daleko ku wschodowi po przez Bukowinę w kierunku brzeźnych Karpat rumuńskich, w kierunku zaś zachodnim zwięza się, w okolicach Bochni znika kryjąc się pod wyższą jednostką tektoniczną — *płaszczowiną śląską*.

Płaszczowina skolska ma stosunkowo jednolitą budowę pod względem stratygraficznym i tektonicznym. Charakterystyczne jest tu np. wykształcenie kredy górnej w postaci warstw inoceramowych i piaskowca jamneńskiego, eocenu zaś dolnego jako warstw hieroglifowych; również rozwinięte są dobrze łupki menilitowe ze spągowymi rogowcami. Natomiast w dolnej kredzie czarne i czerwone łupki, rogowce i piaskowce ukazują się jedynie sporadycznie w dwu miejscowościach, mianowicie na południe od Schodnicy i częściowo w okolicy Starego Sambora.

Tektonika płaszczowiny skolskiej ma swój odrębny skibowy charakter, co całej strukturze Karpat Wschodnich nadaje szczególny „styl karpacki”. Urzekają tam prostolinijne wyniosłe grzbiety, układające się jakby w szeregi olbrzymich fal spiętrzonych jedno za drugim. Na całej

wielkiej przestrzeni łuku karpackiego jest to jedyne bodaj zjawisko, gdzie struktura gór ujawnia się w tak przejrzystej wspaniałej formie. Szczytowe spiętrzenia alpejskie oglądane z wysoka przypominają raczej mocno zbałwanione morze, — gdy elementy wschodniokarpackie mają charakter bardziej harmonijnie rozkołysanego żywiołu.

PŁASZCZOWINA ŚLĄSKA — SILEZIDY

Następny element tektoniczny przykrywający płaszczowinę skolską różni się bardzo od niej pod względem stratygraficznym i tektonicznym. Nie napotykamy tu warstw inoceramowych, również i piaskowca jamneńskiego, natomiast w górnej i środkowej kredzie — wielkie masy piaskowców, np. piaskowców czarnorzeckich, istebniańskich, godulskich. Typ wschodni warstw hieroglifowych eocenu zanika, natomiast występują np. w rejonie krośnieńskim piaskowce ciężkowickie w otoczeniu czerwonych łupków. Łupki menilitowe odgrywają podrzędną rolę. Piaskowce ciężkowickie biorą udział w budowie takich znanych antyklin jak Bóbrka-Rogi, Potok, Iwonicz; wyróżniają się one krajobrazowo w skałach Prządek, Odrzykonja, Ciężkowic. Kreda dolna odgrywa niekiedy znaczną rolę. Tektonika skibowa, właściwa płaszczowinie skolskiej, zupełnie się zmienia. W zewnętrznej strefie elementu śląskiego ukazują się szerokie bryłowe formy, które szczególnie rozwijają się w Karpatach Zachodnich na obszarze np. wielkich mas godulskich Beskidu, co pozostaje w związku nie tylko z dużą miąższością piaskowców kredowych, ale i z faktem, że sztywne podłoże Karpat zbliża się tam bardziej ku powierzchni (36).

Południowa strefa płaszczowiny śląskiej, szczególnie na wschodzie, graniczy również z zakłęśniętym rejonem depresji centralnej i w obrębie tej właśnie depresyjnej strefy w okolicach Jasła i Krosna wyłaniają się z otoczenia warstw krośnieńskich wąskie długie antykliny o stromym przeważnie układzie. Są to znane naftonośne elementy, jak np. Bóbrki-Rogów, Potoku, Iwonicza. Wszystkie te elementy zdradzają również charakter asymetryczny, niekiedy zaś przybierają formę złuskowaną, jak np. w elementach Łubno, Łaski-Targowiska, Rudawka Rymanowska.

Depresja centralna w południowej strefie płaszczowiny śląskiej stanowi jakby dalszy ciąg zakłęśniętego obszaru na południu skibowego rejonu płaszczowiny skolskiej, jednak w granicach tego zapadliska z warstwami krośnieńskimi dostrzegamy bardzo szczególne zjawisko, mianowicie na północny wschód od Sanoka zaznacza się wielka dyslokacja w obrębie warstw krośnieńskich. Widocznie zachodzi tu znaczniejszych wymiarów nasunięcie mas krośnieńskich jednych na drugie, bo zaraz w kierunku północno-zachodnim na granicy tej dyslokacji ukazują się starsze elementy stratygraficzne i wyłaniają się nowe jednostki tekto-

niczne należące już do zespołu płaszczowiny śląskiej. Znaczą one dalej w tym kierunku jej brzeg północny rozpościerający się poprzez Węglówkę, okolice Tarnowa. W rejonie Bochni element śląski zbliża się do samego brzegu Karpat, gdzie graniczy już z Solidami, niekiedy niemal przykrywając je zupełnie. Nadmieniamy jeszcze, że w strefie wielkiej dyslokacji tektonicznej, gdzie rodzi się niejako płaszczowina śląska, na wschodzie, koło Sanoka, spomiędzy nasuwających się na siebie brył krośnieńskich zarysowuje się również wybitna depresja grawimetryczna. Depresja ta została stwierdzona przez nowe pomiary geofizyczne K. Maryniaka (48). Odkluwanie wielkich brył dających początek formom płaszczowinowym uwarunkowane jest tu widocznie zjawiskami tkwiącymi głęboko w samym podłożu Karpat.

Czy są bezpośrednie dowody, że element śląski jest istotnie elementem nasuniętym o charakterze płaszczowinowym? O zasadniczych różnicach w facjalnym wykształceniu różnych formacji geologicznych elementu śląskiego mówiliśmy już wyżej, poza tym jest wiele wiążących danych tektonicznych. Przede wszystkim na północnym brzegu tego elementu w jego części wschodniej na granicy z płaszczowiną skolską wszędzie zaznaczają się wyraźnie anormalne kontakty tektoniczne. Niekiedy śląska kreda dolna nasuwa się tam na warstwy krośnieńskie jednostki skolskiej. W rejonie Węglówki wiercenie przebiło fałd węglowiecki płaszczowiny śląskiej dochodząc do skolskich warstw krośnieńskich. Na północnym zewnętrznym brzegu na południe od Tarnowa zaznacza się według J. Wdowiarza półokno tektoniczne, gdzie spod mas śląskich wynurzają się fragmenty elementu skolskiego. Około Żywca, a więc w odległości około 20 km od brzegu Karpat, w obrębie płaszczowiny śląskiej ukazują się na kształt zjawisk diapirowych elementy głębsze — cieszyński oraz Solidy.

W rejonie Kalwarii, Lanckorony, Myślenic na przestrzeni kilkudziesięciu km w kierunku podłużnym zachodzi według M. Książkiewicza bardzo szczególne zjawisko, mianowicie zarysowuje się tam strefa niezwykle zaburzona tektonicznie. Spod płaszczowiny śląskiej wyłaniają się fragmenty, które można uważać za należące do elementu Solidów podścielających na znacznej przestrzeni bryłę śląską, podobnie, jak to jest na zachodzie pod Cieszynidami. Na wschód od Myślenic w oknie tektonicznym Wiśniowej, gdzie zdjęcia dokonała J. Burtan (16), widocznie ukazują się również Solidy, a nawet i dalej jeszcze w kierunku Żegociny. W tych okolicach znajdujemy się już w odległości kilkunastu km od północnego brzegu płaszczowiny śląskiej. Na przestrzeni więc około 100 km w kierunku podłużnym ukazują się tu liczne okna tektoniczne z elementami Solidów. Do najbardziej osobliwych zjawisk należy wspomniana wyżej kotlina żywiecka,

W systemie budowy Karpat Środkowych i Zachodnich element śląski tworzy jednostkę nasuniętą większej miary, która z kolei kryje się pod nasunięciem południowe, tak samo, jak na wschodzie płaszczowina skolska. Element śląski posiada również znaczne wymiary dochodzące miejscami do 30 km na szerokość; ciągnie się on od wschodnich okolic Sanoka daleko na zachód poza Olzę na terytorium Czechosłowacji, a więc na przestrzeni około 300 km na długość zachowując swój odrębny charakter bryłowy, zarysowujący się tak wspaniale w Beskidzie Śląskim.

DUKLIDY

Depresja centralna na południe od Zmigrodu i Dukli ograniczona jest ostro zarysowującym się grzbieciem. Z daleka widać tam wyniosły szczyt Góry Cergowej (718 m). Grzbiet ten dominuje ponad rozległą, lekko sfalowaną przestrzenią depresji centralnej, która pomiędzy Jasłem i Krosnem obniża się do ok. 300 m n. p. m. Takie granice morfologiczne wiążą się zazwyczaj z treścią geologiczną. Istotnie, badając np. profile Łysej Góry i Cergowej, dostrzegamy, iż na warstwy krośnieńskie depresji centralnej nasuwają się elementy mające odmienne cechy stratygraficzne i tektoniczne. Wśród łupków menilitowych występują tam piaskowce cergowskie, dochodzące do stu kilkudziesięciu metrów miąższości. Pod łupkami menilitowymi napotykaną jest niekiedy piaskowiec o znacznej miąższości. W górnej kredzie ukazują się warstwy inceramowe, których brak w sąsiedniej od północy jednostce śląskiej. Seria stropowa wykształcona jest jako warstwy krośnieńskie.

Tektonika strefy dukielskiej ma właściwe sobie cechy; w rejonie Dukli np. dostrzegamy formy nieregularne, elementy jakby połamane, które mogły powstać jedynie na drodze powtarzających się zaburzeń tektonicznych. Fałdy dukielskie, przynajmniej w ich północnej części, były widocznie przykryte płaszczowiną magurską, następnie zerodowaną, ku zachodowi zaś zanurzają się w całości pod nasunięcie magurskie. Widocznie nasuwające się masy magurskie w znacznym stopniu deformowały fałdy dukielskie, częściowo nawet je ścinały.

W granicach Polski fałdy dukielskie tworzą górotwór około 10 km szerokości, od doliny Wisłoki rozpościerają się one na przestrzeni około 100 km ku południowemu zachodowi.

Biorąc pod uwagę sumę cech stratygraficznych i tektonicznych tych fałdów dochodzimy do wniosku, że są one odrębnym elementem nasuniętym na depresję centralną. Stanowią one jakby przedpole Magury, lecz różnią się od Magury bardziej, niż od elementu północnego (84).

W rejonie więc Dukli i Mihowej mamy do czynienia z pewnym indywidualnym systemem fałdów, które uległy znacznemu przesunięciu

z południa. Cały ten system dla uproszczenia nomenklatury nazywamy *Duklidami*.

Duklidy w kierunku zachodnim na terytorium Polski kryją się, jak wspominaliśmy, pod płaszczowiną magurską. Ta płaszczowina na zachód od Wisłoki wysuwa się dalej ku północy, tak iż pokrywa depresję centralną, a następnie południowe skrzydło płaszczowiny śląskiej. Ze grupa Duklidów rozpościera się pod Magurę, na to mamy również bezpośrednie dowody. Przede wszystkim antyklina Folusza-Pielgrzymki przykryta jest nasunięciem magurskim, co stwierdzono na drodze licznych ostatnio tu wykonanych wierceń. Na południe od Gorlic i Grybowa, już w granicach samej płaszczowiny magurskiej, formują się okna tektoniczne, gdzie spod pokrywy magurskiej wyłaniają się elementy będące prawdopodobnie dalszym ciągiem grupy Duklidów, chociaż w nieco odmiennym facyjnym wykształceniu. Dalej ku zachodowi w Mszanie Dolnej i Kłęczanach istnieją także wielkie okna tektoniczne otoczone formacjami Magury — tam też wyłaniają się formy mogące należeć do Duklidów. W Soli na południe od Żywca napotymano wierceniami pod nasunięciem magurskim elementy odrębne, których przynależność do Duklidów nie jest jeszcze ściśle udowodniona. W Karpatach Zachodnich w dolinie Kamesznicy, wpadającej do Soły powyżej Żywca, widoczne są potężne ławice piaskowców typu cergowskich; w ich spągu można napotkać pstre łupki a także fragmenty warstw inoceramowych na granicy z warstwami krośnieńskimi południowego skrzydła płaszczowiny śląskiej.

W danym przypadku nie chodzi o ściślejszą przynależność tego lub innego fałdu do grupy Duklidów, ale o fakt, że tworzą one w całości odrębny element karpacki nasunięty z południa na depresję centralną. Wiążą się one w system starszych fałdowań, które prawdopodobnie uległy częściowemu zerodowaniu, a następnie zostały mocno zniekształcone przez nasuwającą się płaszczowiną magurską⁵. Duklidy nie powstały na miejscu. W systemie nasunięć karpackich zajmują one odrębną pozycję w przestrzeni i czasie. Duklidy rozpościerają się daleko ku południowemu wschodowi na terytorium Czechosłowacji.

CIESZYNIDY

W Karpatach Zachodnich na południe od fliszu zewnętrznego czyli od Salidów pomiędzy dolinami Skawy, górnej Wisły i Olzy aż po Beczwę na Morawach rozpościera się wąska stosunkowo strefa warstw dolnokre-

⁵ Sprawą fałdów dukielskich zajmowali się różni geolodzy już od szeregu lat, jak np. K. Konior (36), H. Świdziński (78), H. Teisseyre (84), J. Wdowiarz (107), ostatnio A. Tokarski, H. Kozikowski. Wypowiadali oni mniemanie o starszym wieku fałdowań dukielskich.

dowych, tzw. czarnej kredy cieszyńskiej (neokom). Warstwy te od strony południowej są przykryte niezgodnie warstwami wierzowskimi i całym potężnym bryłowym kompleksem kredowej serii godulskiej. Czarna kreda cieszyńska jest mocno zdyslokowana i znajduje się w dysharmonijnym układzie tektonicznym z młodszą pokrywą nadległą. Tworzy ona jeden z najstarszych górotworów karpaccich, który nazywamy *Cieszynidami*.

Szczególnie na przestrzeni pomiędzy dolinami Soły i Olzy uderza nas osobliwe zjawisko morfologiczne. Oto całe cieszyńskie Karpaty brzeżne ograniczone są od południa potężnym wałem górskim. Wówczas gdy w strefie brzeżnej wzniesienia pozostają w granicach 300-400 m, to zaraz na południe mamy już wyżyny 700-1000 m i więcej. Ktokolwiek jest wrażliwy na formy górskie, nie może minąć tych miejsc obojętnie. Dziś wiemy już dobrze, że ów we wspaniałym rzucie wznoszący się wał południowy, to potężne kompleksy przeważnie piaskowców środkowo i górnokredowych, który będziemy dla skrótu nazywali zbiorowo *kompleksem godulskim*. Należy jednak poddać analizie szczegółowej stosunek kompleksu godulskiego do podścielającej serii cieszyńskiej. Ten stosunek niejednokrotnie był rozważany przez różnych autorów.

Znany jest pogląd, że kompleks godulski jest nasunięty na element cieszyński. Zagadnienie to w ogóle nie jest łatwe do ujęcia, szczególnie gdy weźmiemy pod uwagę jedną, pozornie małą przeszkodę, mianowicie trudność obserwowania bezpośredniego kontaktu pomiędzy obu wymienionymi zespołami, tj. cieszyńskim i godulskim, ze względu na brak dobrych odsłoneń na wyżej wymienionej przestrzeni. Dlatego można tu wysnuwać wnioski raczej pośrednie.

Wystarczy przyjrzeć się obu zespołom — cieszyńskiemu i godulskiemu — aby przyjść do przekonania, że są to dwa zupełnie odrębne światy, nie tylko pod względem stratygraficzno-facjalnym, ale także i tektonicznym.

Neokom cieszyński tworzy szereg sfałdowań i złuskowań zupełnie niezależnych od godulskiej pokrywy wyższej. Ponadto dolnokredowe warstwy cieszyńskie są jeszcze drugorzędnie wielokrotnie zdyslokowane i zgniecione, posiadają liczne szczeliny i żyły kalcytu. Znamienne jest tu również częste występowanie soczewek i gniazd cieszynitów, przeważnie jako intruzji pokładowych ze zjawiskami kontaktowymi. Skały cieszynitowe uległy także mocnym zgniataniom, podobnie jak i otaczająca seria kredy czarnej. Intruzje cieszynitów powstały gdzieś daleko na południu w głębi Karpat.

Rozkład mas godulskich i cieszyńskich został dobrze uwidoczniiony na mapie geologicznej Karpat Śląskich wykonanej przez J. Burtanównę, K. Koniora i M. Książkiewicz (17).

Wzajemny stosunek elementów cieszyńskiego i godulskiego można zrozumieć nie tyle przez obserwowanie bezpośredniego kontaktu, co przez analizę układu mas podścielających i nadległych. Zwracają np. uwagę stosunki tektoniczne góry Praszywej, gdzie warstwy istebniańskie leżą niezgodnie na kredzie cieszyńskiej. Ten stosunek uwidacznia się najlepiej na zachód od Olzy, gdzie podstawa kompleksu godulskiego, składająca się z łupków wierzowskich i piaskowców grodzickich, przebiega bardzo nierównomiernie, że wymienimy tu wzgórze Ondrzejniki i okolice Domaradza i Bniny według zdjęć Becka (8). Na wzgórzu Ondrzejniki warstwy lgockie przylegają bezpośrednio do łupków cieszyńskich.

Kompleks godulski wiąże się z całym elementem śląskim. Element ten nasuwa się na wschodzie, jak wiemy, bardzo wyraźnie na swoje przedpole. Można by więc sądzić, że i masy godulskie nie leżą normalnie, ale są także nasunięte na górotwór cieszyński. Odkłucie mas godulskich dokonało się głównie w obrębie serii wierzowskiej, dlatego też ta seria obserwowana na dużej przestrzeni wykazuje znaczne nieregularności w swym przebiegu.

W jaki sposób kształtowało się podłoże fliszu zewnętrznego, wyjaśniliśmy już, gdy była mowa o geologii Salidów. A więc seria cieszyńska leży tu na rozartych strzępach jednostki podśląskiej czyli Salidów, w niektórych przypadkach prawdopodobnie kontaktuje bezpośrednio z normalnym tortonem — tam gdzie formacje Salidów zostały zupełnie wygniecione i gdzie torton jeszcze się zachował.

Na granicy dwóch elementów — Cieszynidów i Salidów — zachodzą niekiedy szczególne bardzo zjawiska. Na północ np. od Wadowic w dolinie Skawy znajduje się jakby oderwany płat kredy cieszyńskiej, zaklinowany pomiędzy elementem podśląskim a kompleksem godulskim.

Mamy więc szereg wiążących argumentów, że jednostka godulska nie leży normalnie na układzie cieszyńskim w wyniku zwykłej transgresji, lecz że została tu nasunięta.

Niektóre wschodnie partie warstw cieszyńskich tworzą jakby przejście do nadległej kredy wyższej, należy jednak pamiętać, że tego rodzaju fragmenty górotworu cieszyńskiego znajdowały się pierwotnie daleko na południu a lokalnie obserwowane przejścia stratygraficzne mogą maskować istotny układ tektoniczny.

Kompleks cieszyński tworzy odrębny element tektoniczny doskonale odizolowany od podłoża, a także różniący się tektonicznie od nadległych mas godulskich. Ma on swoje wyraźne cechy facjalne i tektoniczne i dlatego należy go ujmować jako płaszczwinę cieszyńską.

Zespół dolnokredowych utworów cieszyńskich został pofałdowany a następnie odkłuty od swego podłoża i przesunięty ku północy. Działo

się to w rejonach południowych, przypuszczalnie przed średnią kredą. Dalsze przesuwania odbywały się w młodszych szczególnie epokach pod wpływem nasuwających się od południa elementów wyższych, jak płaszczowiny śląska i magurska. Ostatnie stadium ruchów przesuwających cały gmach Karpat zewnętrznych „en bloc“ ku północy przypada na czas po tortonie.

Nie znamy dotąd żadnych objawów bliskiego zakorzeniania się wymienionych elementów. Zarówno doświadczenia wiertnicze jak i wnioskowania teoretyczne wskazują, że ich korzenie znajdują się w głębi daleko ku południowi.

Element cieszyński w swym pierwotnym ukształtowaniu jest górotworem starym — po-neokomskim. Powstawanie jego wiąże się z całym systemem dyslokacji kredowych szeroko rozwiniętych zarówno w obrębie łuku karpackiego, jak i w przylegających Alpach Wschodnich. W owych epokach zachodziły tu wypadki o niezwykle doniosłym znaczeniu. Geologowie rumuńscy przyjmują istnienie na terenie Karpat rumuńskich wielkiej luki w osadach pomiędzy aptem a senonem. Pofałdowane starsze formacje kredowe zostały wydzwignięte, nastąpił długi okres ładowy i dopiero w senonie doszło do nowej transgresji. Ten stan rzeczy zaznacza się przypuszczalnie w budowie jednostek wewnętrznych — od Prahowy daleko ku północy i zachodowi. Stosunki więc w obrębie wewnętrznej strefy fliszowej kształtowały się już przed wynurzeniem się zdyslokowanego neokomu.

W Alpach Wschodnich znane są na rozległych przestrzeniach fałdowania tzw. „przed-gosawskie“ a więc przed-górnokredowe (przed-cenomańskie). Wreszcie należy pamiętać, że bliższe ku nam rejony, mianowicie Tatry, fałdowały się intensywnie w okresie górnokredowym. Wprawdzie fałdowania tatrzańskiego masywu krystalicznego zaznaczały się już w paleozoiku w systemie hercyńskim, ale późniejsze fałdowania jądra krystalicznego wraz z osadową pokrywą wierzchową zaszły dopiero po albie.

Przed około stu laty Hohenegger zwrócił szczególną uwagę na różnice pomiędzy neokomem cieszyńskim a warstwami wierzowskimi (28). Różnice te kształtowały się w jego umyśle w szczególny bardzo obraz. Mianowicie mówi on, że granica pomiędzy dwoma działami jest przeważnie zaburzona i zawiła; należy wnioskować, że pomiędzy dwoma okresami miała miejsce wielka katastrofa w północnych Karpatach (l. c.).

Nasze ostatnie doświadczenia udowadniają niezbicie, że *element cieszyński leży anormalnie, jako masa nasunięta na dolny torton przed-górze*. Widzimy go tu na kształt płaskiej bryły, wiemy, że ta bryła jest w sobie sfałdowana, że składa się ona z mas zgniecionych i mocno zde-

formowanych i że wewnętrzne jej szczegóły tektoniczne często nie mają nic wspólnego z tektoniką całości. Przesuwa się ona „en bloc“ na kształt wielkiego klina na młodsze przedpole. To przesuwanie się po-tortońskie zaznacza się nie tylko na zachodnim brzegu Karpat, w rejonie cieszyńskim, ale zachodziło najwidoczniej i na dużej przestrzeni ku wschodowi, gdyż na brzegu Karpat Wschodnich podobne zjawiska zostały stwierdzone.

Rzecz naturalna, że nasuwanie się elementów cieszyńskich na torton, czy też na flisz zewnętrzny czyli Salidy, musi zaznaczać się nieodwrotnie na większej przestrzeni także na zachód od Cieszyna. Temu prawu będą ulegały całe Karpaty brzeżne za Olzą, jedynie przy zbliżaniu się do mas sudeckich mogą zachodzić tam nowe komplikacje, również będzie się tam zaznaczał wpływ wznoszącej się bliżej ku powierzchni płyty karbońskiej i starszych warstw paleozoicznych.

Nasuwanie się starego górotworu cieszyńskiego na młodsze podłoże jest końcowym niejako wyrazem skomplikowanych procesów tektonicznych, które szczególnie intensywnie zaznaczały się najpierw, jak nadmienialiśmy, w okresie średniej kredy, w najnowszej zaś epoce — po tortonie. Mamy tu do czynienia z trwaniem zjawiska o wielkiej rozpiętości. Powtarzające się parokrotnie ruchy tektoniczne były przyczyną owego szczególnego pofałdowania i zgniecenia osadowych serii cieszyńskich łącznie z cieszyńskimi.

Na całej przestrzeni Karpat zewnętrznych, tj. Karpat na północ od Pienidów, element cieszyński należy do najstarszych górotworów fliszowych. Tworzenie się dolnokredowych mas cieszyńskich musiało się odbywać daleko na południu w odrębnym basenie sedymentacyjnym, sięgającym aż pod dzisiejsze Pieniny. Element ten widocznie jest jednostką większej miary, ukrytą pod pokrywami nadległymi. Zwracamy przeto szczególną uwagę na jego ukazywanie się w innych miejscowościach. Do takich należą przede wszystkim kotlina żywiecka, strefa za Olzą i Ostrawicą poprzez Frydek, Stramberg aż poza Beczwę na Morawach. Być może i w innych miejscowościach karpaccich znajdują się jeszcze fragmenty zdyslokowanych warstw cieszyńskich, jak np. zmiążdżona czarna kreda nad Dunajcem wśród mas magurskich około Nowego Sącza.

W zespole zewnętrznych Karpat fliszowych górotwór cieszyński ma własne i wybitne cechy indywidualne. Należy go ujmować jako odrębną płaszczowinę. Ze względu na wielkie tektoniczne komplikacje tego elementu, a więc fałdy, łuski, oderwane płyty, ukazywanie się w szczególnym otoczeniu jak np. w kotlinie Żywca, będziemy dla ułatwienia nazywali go zbiorowym mianem *Cieszynidów*.

PŁASZCZOWINA MAGURSKA

Rzeźba magurskiego kraju ma swoją szczególną wymowę. Z Babiej Góry lub z drogi na Turbacz widać masy stożkowatych wzniesień, rozsiadłych na szerokich podstawach. Sprawiają one wrażenie gór wyspowych, niekiedy bezładnie jakby rozrzuconych. To samo wrażenie odnosimy jadąc ze Skomielnej do Nowego Sącza lub z Żywca do Zwardonia. Tajemnica rzeźby tkwi w szczególnym charakterze warstw oraz w całym układzie pokrywy magurskiej. W kompleksie warstw magurskich przeważają piaskowce tu i owdzie przegradzane łupkami, dochodzące w sumie do wielu setek metrów miąższości. Przy przesuwaniu takich mas na wielką odległość po nierównym i, jak zobaczymy dalej, niezbyt głęboko leżącym podłożu zachodziło rozrywanie całej pokrywy na różne bryły, niekiedy chaotycznie jakby rozmieszczone w przestrzeni. Procesy erozyjne dopomagały do uwydatnienia tego rodzaju układów, stąd owa zadziwiająca różnorodność w dzisiejszej morfologii powierzchni.

W granicach Polski masy magurskie zajmują całą południową strefę Karpat od okolic Dukli aż po rejon Cieszyna, na południu graniczą z Piecinami.

Już od wielu lat ujmowano masy magurskie w Karpatach jako nanesione na przedpole. Od kiedy zaczęła kształtować się płaszczowinowa teoria budowy łańcuchów górskich zwracano szczególną uwagę na facjalne wykształcenie różnych elementów tektonicznych, gdyż cecha ta istotnie w danym przypadku odgrywa nieraz decydującą rolę. Pod względem facjalnym Magura różni się zasadniczo od wszystkich innych jednostek północnych. W jej spągu zaznaczają się wprawdzie warstwy inoceramowe, podobnie jak w Duklidach i Skolidach, ale warstwy nadległe są zupełnie inaczej wykształcone, a przede wszystkim bogate w olbrzymie masy piaskowców, przeważnie glaukonitowych o zmiennym charakterze litologicznym. Obecność wśród piaszczystych mas łupkowych partii ilastych, jak np. czerwonych łupków w stropie warstw inoceramowych (ropianieckich), ma szczególne znaczenie przy przesuwaniu mas na wielką odległość. Sztywne masy w podobnych warunkach ulegały łatwo łamaniu i przemieszczaniu jedne w stosunku do drugich. Stąd wyspowy charakter owych „Chełmów“ rozsiadłych szeroko na rozległych terytoriach Magury.

Niezależnie od różnic facjalnych, zachodzących pomiędzy Magurą a jednostkami jej przedpola, posiadamy dziś bardzo obfity materiał, świadczący o płaszczowinowym charakterze mas magurskich. Przede wszystkim sam północny brzeg magurski dostarcza nieprzebranej ilości danych, świadczących o tektonicznym kontakcie pomiędzy Magurą a jej podłożem, należącym na wschodzie do fałdów dukielskich, bądź też do

plaszczowiny śląskiej. Pomiedzy dolinami Wisłoki i Białej w okolicach Jasła, Gorlic i Grybowa znane są dobrze cyple magurskie, wybiegające na depresjach ku północy na znaczną odległość. Cypel jasielski zachował się tam w postaci kilku zupełnie wyizolowanych czap tektonicznych, leżących na warstwach krośnieńskich depresji centralnej (p. niżej, fig. 22). Ostatnia północna czapa znajduje się już w odległości około 30 km od głównego brzegu masy magurskiej. Wymienione półwyspy w częściach wiążących się bezpośrednio z płaszczowiną magurską były wielokrotnie przebijane wierceniami aż do podścielających warstw krośnieńskich depresji centralnej np. w Harklowej i Gorlicach. Głębokie wiercenie w Siarach, założone już około 2 km na południe od głównego brzegu Magury, przebiło nasunięcie w głębokości 620 m.

Na zachodnich krańcach płaszczowiny magurskiej w rejonie Żywca, mianowicie w Soli, a więc w miejscowości znajdującej się już około 10 km na południe od brzegu Magury, napotkano zdumiewające zjawisko. W Soli spod warstw magurskich (podmagurskich) wyłaniają się warstwy inoceramowe, a więc głębsze podłoże Magury. Wykonane tu wiercenie przebiło płaszczowinę magurską w głębokości niespełna 500 m. Fakt powyższy ma wprost rewelacyjne znaczenie dla całego ujęcia tektoniki mas magurskich w danym rejonie.

Niezależnie od powyższych doświadczeń, uzyskanych drogą wierceń, dysponujemy na obszarze Magury także innymi faktami, które również służą za bardzo jaskrawy dowód nie tylko płaszczowinowego charakteru tego elementu, ale także i jego osobliwej formy. W rozdziale o Dukliadach przytaczaliśmy już stosunki tektoniczne, dotyczące elementu Foluśsza-Pielgrzymki, który zanurza się ku zachodowi pod nasunięcie magurskie. Cała grupa fałdów dukielskich kryje się pod Magurą, na większych więc kulminacjach w tamtym kierunku można oczekiwać zbliżania się elementów podmagurskich ku powierzchni, lub też przebijania się ich przez magurską pokrywę w formie okien tektonicznych. Ostatnie badania istotnie wykazały, że na kulminacji jasielsko-gorlickiej istnieje rozległa strefa, gdzie ukazują się *okna tektoniczne* z elementami podścielającymi płaszczowinę magurską, jak np. w Świątkowej, Ropie, Męcinie i inn. (p. niżej fig. 22). Są one rozrzucone na przestrzeni ok. 30 km na długość i znajdują się w odległości od kilku do kilkunastu km ku południowi od zewnętrznego brzegu Magury, odległość zaś od najdalej ku północy wysuniętych cyplów magurskich wynosi około 40 km.

Fig. 22 przedstawia mapkę geologiczną północnej strefy Magury w rejonie Jasła-Gorlic według zdjęć Bema, Chlebowskiego, Guzika, Kozikowskiego, Mrozka, Oberca, Świdzińskiego, Tokarskiego. Okna tektoniczne z przebijającym się podłożem Magury podane są według Kozikowskiego. Widać tu wyraźnie, że cała strefa Magury jest przetkana oknami

tektonicznymi, jest to więc nasunięty płat nieznacznej bardzo miąższości. Podobne stosunki zarysowują się również w Kłęczanach na zachód od Nowego Sącza. Jednym z najbardziej uderzających zjawisk w tej dziedzinie jest wielkie okno tektoniczne w okolicy Mszany Dolnej i Rabki. To wypiętrzenie znajduje się w odległości kilkunastu km ku S od brzegu Magury i obejmuje znaczną przestrzeń — około 100 km². Wyłania się tam element podmagurski, być może należący do grupy Duklidów. To okno zostało rozpoznane przed laty przez B. Bujalskiego i B. Świderskiego.

W brzeżnej strefie magurskiej napotykaemy często zjawiska tektoniczne o zadziwiającym charakterze. Do takich np. należy małe okno tektoniczne nad Dunajcem na zachód od Nowego Sącza, gdzie spod płaszczowiny magurskiej ukazują się czarne zupełnie zgniecione łupki cieszyńskie. Również dziwne są stosunki w rejonie Żywca opisane w rozdziale specjalnym. Mamy tam przebijanie się Cieszynidów w towarzystwie Solidów poprzez wielopiętrowe gmachy nadległe. Olbrzymie bryły płaszczowinowe pod działaniem potężnych sił wglębnych są lekko dźwigane, rozrywane i przebijane. Wyłaniają się tu fragmenty Solidów rozpościerające się daleko na zewnętrznym brzegu Karpat.

Z doświadczeń uzyskanych na znacznym obszarze płaszczowiny magurskiej wynika, że *pokrywa magurska, niezależnie od swoich lokalnych sfałdowań, jest przesuniętą masą o nieznacznej miąższości, leżącą stosunkowo płasko*. Ta masa leży na nierównym podłożu uprzednio już sfałdowanym i częściowo zniszczonym przez erozję. Rozpoznanie tego charakteru płaszczowiny magurskiej jest jednym z ciekawszych osiągnięć w zakresie danego tematu. W ostatnim okresie wiercenie w Soli dostarczyło też bardzo wartościowych danych, mianowicie, po przebicciu nasunięcia magurskiego i sfałdowanych elementów należących, być może, do serii Duklidów, napotkano potężny kompleks piaskowców kredowych, niekiedy zlepieńcowanych z wkładkami ciemnych łupków. Według wszelkiego prawdopodobieństwa kompleks ten stanowi południowe przedłużenie Silezidów.

Spostrzeżenia zebrane w miejscowościach znajdujących się najdalej ku S od brzegu Magury nie stwierdziły jednak dotąd jakiegokolwiek normalnego powiązania magurskich mas przesuwaných z podłożem. Korzenie Magury sięgają dalej ku południowi.

W obrębie Karpat polskich górotwór magurski sięga na południe do Pienin. Podobny układ zarysowuje się również i na zachodzie według badań geologów czechosłowackich. Formacja magurska ma kontakt z łańcuchem pienięskim na przestrzeni ok. 300 km. Stosunek Magury do Pienin pod względem tektonicznym nie zawsze jest wyraźny, jest on skomplikowany młodszymi sfałdowaniami; jednak można przyjąć, iż w całości swojej płaszczowina magurska zanurza się pod górotwór pienięski. W tym przypadku należy oczekiwać głębokich zapadlisk

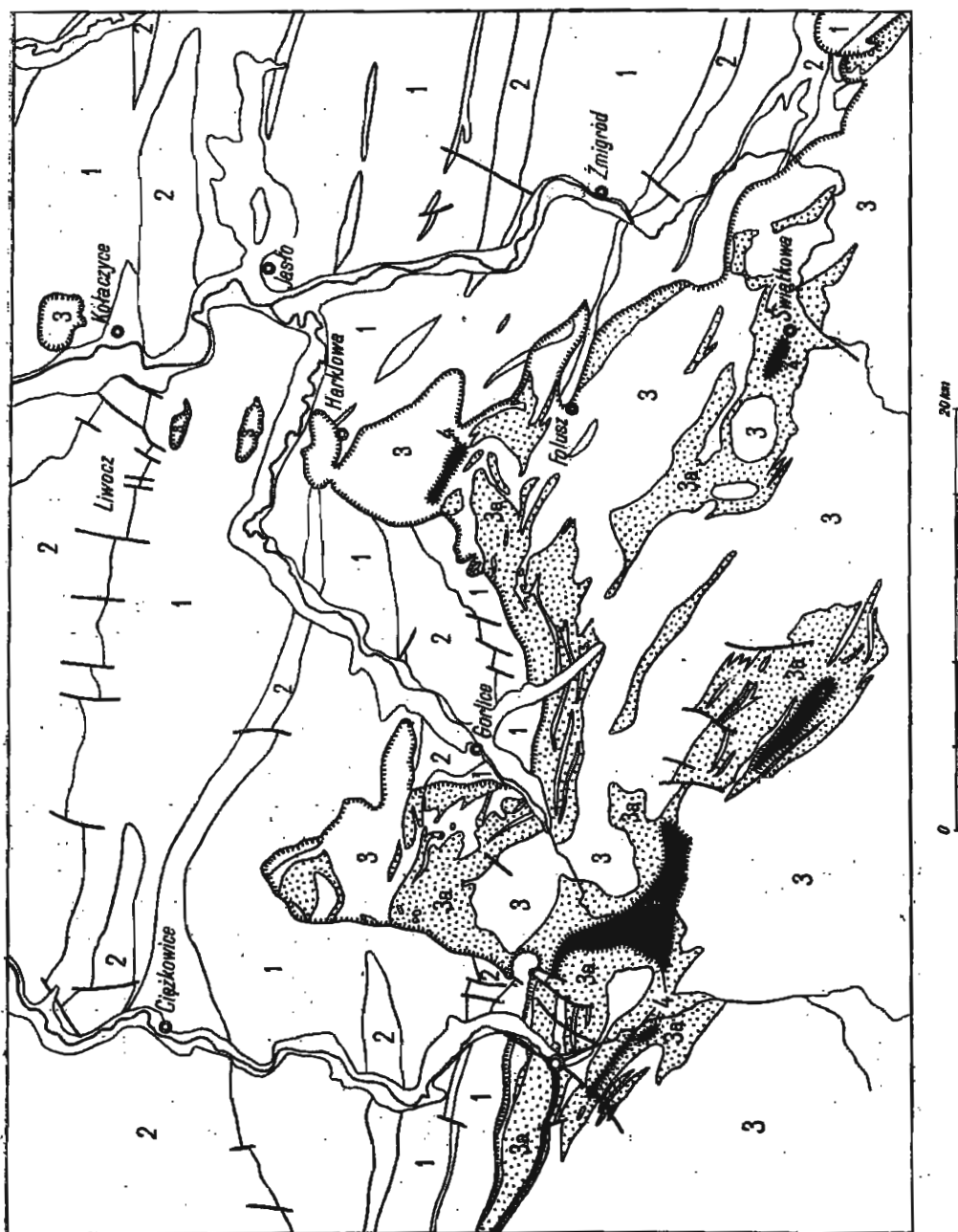


Fig. 22

Mapa geologiczna północnej strefy Magury w rejonie Jasło-Gorlice
 (wg B. Bema, T. Chlebowskiego, K. Guzika, H. Kozikowskiego, Wł. Mrozka
 A. Oberca, H. Świdzińskiego, A. Tokarskiego)

1 warstwy krosnieńskie elementu śląskiego; 2 wypiętrzenia antyklinalne w obrębik
 warstw krosnieńskich; 3 nasunięcie Magury. 3a kreda górna w spągu Magury
 4 okna tektoniczne z wynurzającymi się elementami podmagurskimi

Fig. 22

w strefie pienięskiej. Pomiary grawimetryczne K. Maryniaka istotnie udowadniają, że strefa ta, np. na południe od Nowego Targu, wykazuje największe minima grawimetryczne, wyrażające się liczbą około -60 mgal (48).

Na podstawie danych geologicznych i grawimetrycznych wynika wyraźnie, że w tej części zewnętrznych Karpat Zachodnich Pieniny znajdują się w granicach największego zapadliska, gdzie kryją się również korzenie płaszczowiny magurskiej.

Rzecz naturalna, że zajmuje nas los elementu Magury na zachodnich krańcach Karpat, gdzie wiąże się on z przedpołem alpejskim. Na zachód od Beczwy brzeg Magury jest w znacznym stopniu przykryty utworami neogenu, toteż w tamtym kierunku wiele jest momentów nieznanych. Na zachód od Dunaju w okolicach Wiednia dokonano wielu dokładnych badań i zdjęć geologicznych, które pozwalają na wgląd w ukształtowanie fliszowej strefy pomiędzy skałkami na południu a molasą na brzegu północnym. Jednostki fliszowe Wiener Waldu mają jednak nieco odmienny charakter, niż w Karpatach Zachodnich.

Z zestawienia K. Friedla (22) i mapy geologicznej okolic Wiednia 1 : 75 000 (25, 33) wynika, że flisz zewnętrzny składa się tam z dwóch elementów tektonicznych:

1^o od północy rozpościera się jednostka „Greifensteiner“, nasunięta na molasę przedgórza,

2^o od południa nasuwa się na nią element „Wiener Wald“.

Północna jednostka składa się od dołu z piaskowców kwarcowych neokomu, na którym spoczywają wapienie margliste z rogowcami, piaskowce glaukonitowe, pstre łupki. Wyżej znajdują się piaskowce orbitoidowe górnej kredy, następnie rozpościera się seria piaskowców „Greifensteiner“ — piaskowce gruboziarniste z numulitami środkowego eocenu, z rzadką wkładki pstrych łupków.

Południowa jednostka „Wiener Wald“ ma w spagu warstwy inoceramowe podobne do występujących w Karpatach Zachodnich, nad nimi serię glaukonitową eocenu środkowego — są to piaskowce, miejscami ciemne łupki, na ogół krzemionkowe, niekiedy wapniste, w stropie łupki czerwone. Jednostka Wiener Wald ma skomplikowany tektonicznie charakter, przylega ona na południu do strefy skałkowej.

3^o Strefa skałkowa nasuwa się na flisz Wiener Waldu, ku południowi zanurza się pod płaszczowinę alpejską.

W elementach fliszowych okolic Wiednia naturalnie mają swe przedłużenie płaszczowiny fliszowe zewnętrznych Karpat Zachodnich — chociaż w zmienionej nieco formie. Jednostkę Wiener Waldu możemy porównywać z płaszczowiną magurską — mamy tam tak samo warstwy ino-

ceramowe w spągu, w ich strópie pstre łupki, piaskowce glaukonitowe, znowu pstre łupki, wreszcie całość zanurza się pod strefę skałkową. Niższa jednostka Greifensteiner odbiega znacznie od typu elementów podścielających Magurę Karpat Zachodnich; może to być dygitacja północna strefy magurskiej Wiener Waldu. Zagadnienie to jednak wymaga specjalnych studiów porównawczych (70).

Zwracają uwagę elementy tektoniczne na skraju zewnętrznego fliszowego brzegu na wschód od Dunaju. W strefie Chriby na SE od Brna znane są skałki przez Uhliga jeszcze uważane za porwaki u podstawy beskidzkich płaszczowin (99). W okolicy Waschbergu na wschód od wielkiego kolana Dunaju na północ od Wiednia ukazują się bloki granitowe w otoczeniu wapieni numulitowych. Te utwory są zaliczane do tzw. płaszczowin podbeskidzkich (Friedl, 22). W naszym ujęciu mogłyby to być ostatnie wynurzenia Salidów. Flisz Wiener Waldu, a więc i element magurski, rozpościera się dalej ku zachodowi, gdzie prawdopodobnie łączy się z fliszem helweckim.

CZARNOHORA

Niewyraźne stosunki stratygraficzne w łańcuchu czarnohorskim zarówno w obrębie dolnej kredy, jak i warstw młodszych, oraz wielkie komplikacje tektoniczne są powodem, że budowę tego pasma trudno jest przedstawić w ujęciu ściślejszym. Podejmowane w tym kierunku próby przedstawiają wiele do życzenia. Jedynie zewnętrzny brzeg masy czarnohorskiej był już przed laty interpretowany właściwie. Uhlig oznaczył tu w r. 1907 granicę płaszczowiny beskidzkiej (100), następnie w nowszych czasach tym brzegiem zajmowali się bliżej Świdęski, Pazdro i Teisseyre. Osobiście z geologią Czarnohory zapoznawałem się w terenie w latach 1933 i 1938, chociaż zagadnieniu temu nie mogłem poświęcić więcej czasu.

Cały łańcuch Czarnohory składa się, jak wiemy, z dwóch głównych elementów: średnio i dolnokredowych warstw szypockich (czarna kreda) i górnokredowych oraz paleogeńskich piaskowców czarnohorskich. W budowie jego główną rolę odgrywa centralne wypiętrzenie warstw szypockich, poza tym szerokie północne i południowe zdyslokowane skrzydła składające się głównie z olbrzymich serii piaskowców czarnohorskich. Jedynie na zewnętrznym, nasuniętym brzegu piaskowce są podesełane normalnie wąską strefą pstrych łupków i czarnej kredy ze szklistymi piaskowcami i rogówcami. Cała jednak centralna strefa szypocka, a również i otaczające masy piaskowców czarnohorskich wykazują znamiona wielkich zaburzeń tektonicznych. W podobnych warunkach nakreślenie bardziej dokładnego profilu przez górotwór czarno-

horski staje się na razie zadaniem niemożliwym do rozwiązania. Liczne pomiary, jakie wykonywałem w dolinach Czarnego i Białego Czeremoszu — od Żabiego i Jabłonicy aż do masywu marmaroskiego — dowiodły, że masy piaskowców czarnohorskich zapadają wprawdzie przeważnie ku SW, ale też mają liczne odchylenia w kierunku biegu i upadu. Szttywne bryły piaskowcowe zostały tu widocznie nie tylko powyginane, ale i nieregularnie połamane.

O wiele większe zaburzenia tektoniczne wykazuje strefa szypocka. Z mapy Sujkowskiego (74) można wnioskować, że strefa szypocka jest utworem niejako wygniecionym z głębi. Rozszerza się ona ku zachodowi, gdzie wśród łupków szypockich rozpościera się kilka wąskich zaklinowanych smug piaskowca czarnohorskiego. Ujęcie strefy szypockiej w jakiś system mniej lub więcej regularnych fałdów, śledzonych do większych głębokości, jest niemożliwe. Spotykamy tu szeroką skalę różnorodnych zjawisk tektonicznych, a więc sfałdowania, złuskowania, nansunięcia, zlustrowania, zgniecenia — aż do brekcji tektonicznej. Szczególnie w pobliżu granicy z piaskowcem czarnohorskim wzrasta intensywność zaburzeń tektonicznych. Widocznie kontakty stykających się ze sobą serii są nienormalne. Musiały zajść tu znaczne przesunięcia mas piaskowcowych w stosunku do czarnej kredy szypockiej.

Wysad szypocki w Czarnohorze odbiega bardzo od schematu tektoniki na innych obszarach fliszu karpackiego, gdzie bądź co bądź dają się ujmować pewne wyraźne i plastyczne formy strukturalne. *Wysad szypocki nabiera odrębnych cech fałdów przebiegających, które mają już coś wspólnego ze zjawiskami diapiryzmu.*

O podłożu Czarnohory trudno jest podać wiadomości ściślejsze. Zewnętrzny jej brzeg został niewątpliwie nasunięty na warstwy krosnieńskie depresji centralnej, tj. na płaszczowinę skolską, która łącznie z Salidami podesłana jest prawdopodobnie przez ility solne. Czy ility te sięgają aż popod pokrywę czarnohorską, pozostaje zagadnieniem niewyjaśnionym. W każdym razie i w centralnej strefie wysadu szypockiego od strony północno-wschodniej napotykamy zadziwiające objawy solne. W miejscowości Hołoszyn nad Białym Czeremoszem (ok. km 91 na szosie) mogłem w r. 1938 stwierdzić istnienie małego źródła słonego, gdzie poprzednio wygotowywano sól, samo to miejsce jednak było już zasypane. W pobliżu, powyżej lewego dopływu Suchy, znalazłem źródelko z wodą mocno słoną i gorzkawą, na przestrzeni zaś około 1 km w dół od km 91 zaznaczają się także wyraźne objawy solne. Przed wielu laty miano również napotkać sól kamienną na zboczach góry sąsiedniej (legenda niesprawdzona).

Tak wybitne objawy solne na powierzchni mogą pochodzić z przebijania się iltów solnych, podścielających na północy Skolidy.

Na zagadnienie głębokiego podłoża mogą rzucić pewne światło badania grawimetryczne. Według nowych pomiarów geofizyków radzieckich (13) na brzegu Karpat Wschodnich rozpościera się głęboka depresja grawimetryczna. Od okolic Borysławia do górnego Prutu i Czeremoszu minima grawimetryczne sięgają do -90 mgal. Na południe od brzegu Karpat ujemne wartości grawimetryczne zmniejszają się, tak że około Munkaczowa przebiega izoanomala 0, dalej zaś ku południowi wzrastają wartości dodatnie. W brzeżnej strefie karpackiej rozwijają się prawdopodobnie wgłębne elementy fliszowe, otulone warstwami solnymi.

O wieku dyslokacji czarnohorskich możemy obecnie mieć tylko przybliżone dane. Na podstawie niejakej analogii z górotworem cieszyńskim możemy przypuszczać, że niższe partie czarnej kredy czarnohorskiej uległy starszym kredowym fałdowaniom — podobnie jak Cieszynidy. Piaskowce czarnohorskie prawdopodobnie transgredowały na sfałdowanej już czarnej kredzie, cały zaś kompleks Czarnej Hory fałdował się następnie i nasuwał po oligocenie. Równoleżnikowe szczeliny z żyłami melafirów i porwakami skał egzotycznych należą do młodszych zjawisk tektonicznych. Rzecz naturalna, że masy czarnohorskie brały udział „en bloc“ w nasuwaniu się elementów zewnętrznych na perikarpacką formację solną (miocen) i wreszcie w najmłodszych ruchach portortońskich.

Ku południowi płaszczowina czarnohorska zapada pod krystaliczny masyw marmaroski, będący przedłużeniem wielkiego krystalicznego łańcucha Karpat Wschodnich, który rozwija się szczególnie na terytorium Rumunii.

W rozdziale opisującym rozpościeranie się Salidów ku Karpatom rumuńskim wzmiankowano (p. s. 146), że piaskowce czarnohorskie są identyczne z piaskowcami Tarcau, odgrywającymi tam wielką rolę w budowie fliszowej strefy wewnętrznej. Czarne łupki szypockie znajdują tam również odpowiedniki w szeroko rozwiniętych utworach średnio i dolnokredowych (warstwy Audia).

Skałki czarnohorskie. — Studiując zdyslokowane fliszowe masy karpackie zwracamy, rzecz naturalna, szczególną uwagę na wszelkie zjawiska, które mogą nam rzucić pewne światło na stosunki wgłębne danego rejonu. Z tych względów zajmuje nas bardzo zagadnienie skałek egzotycznych, ukazujących się w otoczeniu fliszowym.

W masywie czarnohorskim skałki te były już znane przed wieloma laty. H. Zapałowicz (111) w czasie studiów terenowych w latach 1883/84 stwierdził w kilku miejscowościach obecność skałek, składających się przeważnie z wapieni jurajskich w otoczeniu melafirów. Wapienie skałek były,

na podstawie licznej stosunkowo fauny, porównywane z wapieniami stramberskimi oraz czorsztyńskimi. Tego rodzaju skałki zostały stwierdzone:

1^o w górnym dorzeczu Czarnej Cisy na zachód od szczytu Szesa (1560 m) — ogromne bloki wapienia wśród melafiru, typu wapienia stramberskiego;

2^o na południowy wschód od Szesa-Pietros (2020 m) — białe i różowe wapienie (czorsztyńskie), bloki melafiru;

3^o na wschód od Pietrosu na ścieżce na Howerłę pomiędzy dolną kredą — skała wapienna około 10 m wysokości, miejscami różowa, częściowo zbrekcjonowana; pomiędzy wapieniem znajduje się melafir. Według skamieniałości wapień został zaliczony do typu stramberskiego;

4^o na zachód od Pop Iwana (2022 m) w dolinie Balkatul — bloki melafiru z wapieniem stramberskim;

5^o w dolinie potoku Szybeny wśród piaskowców czarnohorskich zaliczanych do górnej kredy — bloki wapienia i melafiru;

6^o w dolinie Czarnego Czeremoszu przy ujściu potoku Kierniczny — bloki wapienia wielkości kaplicy ze stromym zapadem ku SW bez melafirów. Według fauny zaliczany do wapieni czorsztyńskich.

Zagadnienie skałek czorsztyńskich posunęły naprzód studia Zb. Sujkowskiego opublikowane w r. 1938 (74). Szczególnie skałki z potoku Szybeny dostarczyły wiele ciekawego materiału; okazało się mianowicie, że występują one w szczelinie tektonicznej rozpościerającej się ze wschodu na zachód na przestrzeni kilku km. Szczelina wypełniona jest skałą wulkaniczną — melafirem, w którym tkwią różne porwaki wapieni jurajskich i dolomitów triasowych. Bloki są różnej wielkości — od centymetrów do kilkudziesięciu metrów na długość. Szerokość tej smugi skałkowej zmienia się od kilku metrów do około 150 m. Melafir jest silnie zmiażdżony i wtórnie zwapniony. Na kontakcie z otaczającym fliszem występują zgniecenia, złustrowania, miejscami druzgot z żyłami kalcytu, nawet zmenilityzowanie — jednak na nieznacznej szerokości. Płaszczyzna kontaktu jest prawie pionowa przy upadzie otaczających warstw fliszowych około 45° ku SW.

Z powyższych spostrzeżeń wynika, że inne wymienione wyżej skałki prawdopodobnie znajdują się także na liniach dyslokacyjnych, przebiegających mniej więcej równoleżnikowo. Skałki przeto czarnohorskie nie należą do typu porwaków tektonicznych powstających w związku z ruchami płaszczowinowymi, którym zawdzięczają swe pochodzenie np. skałki na zewnętrznym brzegu Karpat Zachodnich (Stramberg, Andrychów, Inwald itd.). Egzotyki czarnohorskie powstały w szczelinach wypełnionych materiałem wulkanicznym (melafirem), przy czym został porwany różny materiał skalny z głębszego podłoża. W tym materiale znaleziono ostatnio także wapienie identyfikowane z cenomanem Pienin.

Szczeliny melafirów ze skałkami mezozoicznymi przecinają przeważnie piaskowce czarnohorskie (burkuckie) południowej strefy głównego wyśadu serii szypockich, chociaż w jednym przypadku Zapałowicz (111) wspomina o dolnej kredzie otaczającej (prawdopodobnie chodzi tu o czarne łupki szypockie). Te dyslokacje z objawami wulkanicznymi mają swój niezależny kierunek W-E, zupełnie odmienny od ogólnego „karpackiego“ kierunku fałdów fliszowych NW-SE. Można przeto wnioskować, że są one młodsze od fałdowania się górnej masy fliszowej Czarnohory. Nie znamy na razie górnej granicy wieku tego rodzaju zjawisk wulkanicznych; prawdopodobnie pozostają one w związku z młodą działalnością wulkaniczną na południowych zboczach łańcucha karpackiego. Do systemu tego rodzaju dyslokacji należą widocznie szczeliny, skąd powstają źródła mineralne (szczawy) Burkutu.

Wapień i dolomity mezozoiczne skałek świadczą, iż pochodzą one z sztywnego głębokiego podłoża, które jednak nie znajduje się bezpośrednio pod Czarnohorą w dzisiejszym jej układzie. Materiał egzotyczny został przesunięty z dalszego południa łącznie z całą płaszczowiną czarnohorską. Przebył więc on daleką i zawiłą drogę.

ŁAŃCUCH PIENIŃSKI — PIENIDY

Pienidy rozpościerają się pomiędzy doliną Morawy a marmaroskim masywem niemal nieprzerwanym łańcuchem na przestrzeni przeszło 500 km zachowując stale swój jednolity styl skałkowy. Dzieli je znaczna odległość od zewnętrznego brzegu Karpat — na zachodzie około 50-60 km, na wschód od doliny Dunajca i Popradu ta odległość zwiększa się wynosząc na południku Rzeszów-Przemyśl do około 120 km, dalej na wschód wraca znowu do przeciętnej odległości około 60 km.

Łańcuch pieniński wydawałoby się na pozór nie ma nic wspólnego z zewnętrzną strefą karpacką, z analizy jednak niektórych zjawisk tektonicznych wynika, że elementy północne nawiązują do głęboko ku południowi sięgającego zaplecza.

Pieniny stanowią, jak wiemy, granicę pomiędzy zewnętrznymi Karpatami fliszowymi a masywami wewnętrznymi, które zawierają już jądra krystaliczne. Strefa pienińska jest równocześnie miejscem zakorzenienia się płaszczowin fliszowych, należących do Karpat zewnętrznych. Dlatego też układ strefy pienińskiej ma dla nas bardzo ważne znaczenie, gdyż rzuca pewne światło na tektonikę zewnętrznych elementów fliszowych.

Pieniny mają obszerną literaturę starszą. W latach ubiegłych łańcuch ten badał V. Uhlig, w nowszych okresach w Polsce pracowali tam F. Rabowski, L. Horwitz, St. Małkowski, K. Birkenmajer, w Czechosłowacji dokładne studia przeprowadził D. Andrusow. Jego prace przyczyniły się wielce do wyjaśnienia zawiłości budowy tego górotworu.

Płaszczowiny pienińskie mają bogato rozwiniętą serię mezozoicznych skał osadowych. Ta seria po tytonie wykazuje duże luki, np. w płaszczowinie czorsztyńskiej po wapieniach tytonu znane są dopiero osady cenomanu, turonu, senonu; w płaszczowinie pienińskiej po tytonie ukazuje się barem-apt, potem mamy znów przerwę w sedymentacji. Z kolei zachowały się piaskowce i zlepieńce eocenu (być może, górnej kredy). Na terenie czeskosłowackich Pienin według Andrusowa na tytonie występuje neokom, potem dopiero alb, wreszcie paleogen. Pierwsze formowanie się płaszczowin pienińskich należy odnieść do neokomu; następnie zachodziło tu kilkakrotne odnawianie się ruchów górotwórczych w górnej kredzie i trzeciorzędzie. Pieniny więc dzisiejsze są wyrazem powtarzających się fałdowań i dyslokacji, czym tłumaczy się owa nieprawdopodobnie zawiła struktura strefy pienińskiej, gdzie poszczególne fragmenty budowy są trudne lub wręcz niemożliwe do ściślejszego ze sobą powiązania.

Pod pewnym kątem widzenia cała strefa fliszowa od Pienin po brzeg zewnętrzny może być traktowana jako górotwór stanowiący pewną całość wyższego porządku. Wprawdzie składa się on z różnych elementów mniejszej lub większej miary, ale wszystkie one mają pewne wspólne cechy: są one utworzone przeważnie z osadów płytkich basenów morskich, zawierających bardzo często glaukonit. Specjaliści wiążą tworzenie się glaukonitu w osadach morskich z głębokością zaledwie 200-300 m. Stąd zrozumieliśmy się staję litologiczny charakter fliszowych serii osadowych na wielkich przestrzeniach łuku karpackiego, w przeważającym stopniu piaskowców i łupków. Przy tego rodzaju stosunkach paleogeograficznych tę częstą zmienność charakteru osadów fliszowych powodowały nieznaczne zmiany w ukształtowaniu strefy południowej, tj. tej, która dostarczała materiału osadowego, a więc odnawiające się i nowopowstające układy orogeniczne, czy też nieznaczne wahania samego dna morskiego, zmiany konfiguracji linii brzeżnej, zmiany kierunku prądów morskich itp. Dużą rolę odgrywało tu również zapadanie się całych wielkich rejonów sedymentacyjnych, wskutek czego mogły się gromadzić olbrzymie masy osadowych formacji fliszowych — warstw krośnieńskich do 2500-3000 m, warstw inoceramowych, piaskowców czarnohorskich, istebniańskich, godulskich i innych. To zapadanie się nie odbywało się równomiernie, co wpływało znów na formowanie się różnych prowincji facjalnych.

Rodzi się pytanie, skąd cały ten materiał olbrzymich mas skalnych, złożonych w karpackich osadach fliszowych, został dostarczony? W grę musiały tu niezawodnie wchodzić w pewnych przypadkach górotwory dziś już nie istniejące, które zostały kompletnie zniszczone przez erozję, a tylko odległe ich echa można śledzić w postaci np. zlepieńców powtarzających się w różnych formacjach fliszowych lub też w imponujących ma-

sywach piaskowcowych Czarnohory czy Goduli. W zjawiskach tych przejawia się zmienność oblicza Ziemi w przebiegu historycznych wydarzeń.

Na południowej granicy zewnętrznej strefy fliszowej dostrzegamy olbrzymie zmiany w porównaniu z obrazem nakreślonym wyżej. W Pieniinach zupełnie inny świat ukazuje się przed nami. W jurze występują tu już formacje o charakterze alpejskim. Osady morskie w doggerze i malmie serii pienińskiej mają głębokowodny lub pelagiczny charakter (radiolaryty). Baseny morskie musiały tu szeroko komunikować się z rozległymi morzami geosynkliny alpejskiej. Zmienny charakter osadów od triasu po górną kredę wskazuje, że dno basenu ulegało częstym wahaniom w znacznie dłuższych okresach, niż to było w basenach fliszu zewnętrznego. Ponadto prowincja pienińska kształtowała się już od początku ery mezozoicznej. Brzeg tej geosynkliny opierał się na północy o sztywne płyty, będące przedłużeniem płyt: lubelskiej, podolskiej, małopolskiej, na zachodzie — sudeckiej, na wschodzie — Dobrudży.

Granica pomiędzy zewnętrznym fliszem karpackim a Pieninami jest to owa szczególna strefa, obrzeżająca od północy morze Tetydy, zajęta następnie przez dzisiejszy obszar alpejski. Należy tu odróżnić — zgodnie z wnikliwym określeniem E. Süssa — morza transgredujące lub morza epikontynentalne od basenów głębokich (75). Morza fliszowe stanowią pomiędzy pierwszą i drugą kategorią zjawisko jakby pośrednie. Typem mórz transgredujących są np. zalewy szerokich przestrzeni płyty rosyjskiej w różnych epokach mezozoicznych. Morza południowe, a więc także morza rozpościerające się na miejscu dzisiejszych Pienin, należą do alpejskich basenów głębszych. Morza fliszowe mają krótszy geologiczny czas istnienia w kredzie i trzeciorzędzie, morza basenu alpejskiego, tj. właściwej Tetydy, uformowane są w każdym razie od początku ery mezozoicznej, a przypuszczalnie istniały również w okresach starszych (75).

Płaszczowiny pienińskie powstawały w górnej kredzie w zewnętrznych ruchomych strefach geosynkliny alpejskiej; na nie nasuwały się płaszczowiny tatrzańskie i reglowe w zbliżonym okresie czasu. Elementy Pienin ulegały następnie, jak wiadomo, kilkakrotnym przeładowaniom i zgniataniom, szczególnie w czołowych swych strefach, pod naciskiem mas południowych oraz wobec oporu sztywnych brył frontowych. Szczególnie intensywne siły górotwórcze działały po paleogenie, a następnie w miocenie.

Ostatni południowy element fliszowy, tj. płaszczowina magurska, kryje się pod Pieninami. Jest to, jak zaznaczaliśmy, płaska nasunięta bryła, która — przynajmniej w zewnętrznej swej strefie — wyraźnie nie ma korzeni bezpośrednio w głębi, a więc musi mieć odpowiednie swoje miejsce pochodzenia w rejonach południowych. Logicznie rzecz biorąc,

miejsce takie może być tylko pod strefą pienińską. W tym przypadku pod Pieninami należałoby oczekiwać większego nagromadzenia elementów osadowych. Istotnie, nowe badania grawimetryczne (48) wykazały, że na południe od Nowego Targu w strefie pienińskiej zwiększa się depresja grawimetryczna osiągając tam swe maksimum do minus 50 mgal. Mogą więc mieścić się tam nie tylko płaszczowinowe jednostki Pienin, ale także Magura oraz północne elementy fliszowe jak element śląski, być może i inne.

Wzajemny stosunek Pienin i północnej strefy fliszowej na całej przestrzeni ich kontaktu nie wszędzie ma charakter jednakowy. Ten pas graniczny odznacza się długą historią geologiczną — był on wyjątkowo ruchomy. Ruchomy charakter strefy pienińskiej jest najistotniejszą cechą tego górotworu. Tu powstawały głębokie zapadliska północnych brzegów Tetydy, tu wypiętrzały się owe masywy górskie, które dostarczały materiału skalnego dla fliszu Karpat; ta strefa więc istotnie musiała ulegać wielokrotnym ruchom pionowym, dającym impulsy dla przesunięć licznych elementów karpackich.

Jaskrawym tego wyrazem są zjawiska wulkaniczne, zaznaczające się szczególnie intensywnie w neogenie. W Pieninach pomiędzy Czorsztynem a Szczawnicą ukazują się żyły andezytowe, przebijające według badań St. Małkowskiego (46) skałki, ich osłone, a nawet flisz magurski. Te żyły widocznie musiały powstać po zakończeniu procesów górotwórczych młodszych. Dalej na wschód od Preszowa aż po masyw marmaroski poprzez sieć głębokich szczelin wylały się potężne masy skał wulkanicznych. Ruchoma więc strefa graniczna — Pieniny-flisz magurski — została w całości przeniknięta rozległą siecią żył młodszych skał wylewnych, co zgodnie ze zmienionymi warunkami wglębnymi wpływa także i na zmianę obrazu grawimetrycznego, szczególnie dalej na południowym wschodzie.

Ciąg zjawisk wulkanicznych towarzyszy łańcuchowi pienińskiemu daleko ku południowemu wschodowi aż do masywu Marmarosz, następnie jakby odchyła się nieco ku południowi zachowując jednak stale swój ogólny kierunek. Wreszcie w Górach Kalimańskich i Hargita napotykamy już ogromny łańcuch wulkaniczny, gdzie zachowały się dziś jeszcze wspaniałe formy kraterów, sięgające do przeszło 10 km średnicy. Od andezytów Pienin nad Dunajcem do wschodnich krańców Hargity ciąg wulkaniczny rozpościera się na przestrzeni około 550 km. Działalność wulkaniczna w kierunku wschodnim przejawia się widocznie w coraz to młodszych epokach — aż do plejstocenu, co odpowiada młodszym plioceńskim fałdowaniom we fliszu i na przedgórzu Karpat Mołdawii i Muntenii. Na przedgórzu Karpat Zachodnich napotykamy powtarzające się horyzonty tufitów, złożone w warstwach tortonu (warstwy chodenickie). W strefie wulkanicznej znane są liczne najmłodsze objawy działalności powulka-

nicznej, jak źródła mineralne, sulfatary i mofetty, wydzielające niekiedy olbrzymie ilości kwasu węglowego.

Stosunek skał wulkanicznych do sfałdowanego górotworu Pienin jest zagadnieniem skomplikowanym. St. Małkowski w nieopublikowanej jeszcze swojej pracy (47) wyróżnia wulkaniczne fazy — najstarszą w związku z młodszą osłoną skałkową, następnie fazę związaną z poprzecznymi szczelinami i dyslokacjami, których jaskrawym przejawem są góry Preszowa na zagórzu Karpat (46).

Zdumiewająco rozległa strefa wulkaniczna zagórza Karpat rozwija się przed naszymi oczami jako zjawisko o planetarnym charakterze. Olbrzymia północno-zachodnia partia tej strefy wiąże się genetycznie z ruchomym podłożem Pienidów. Tu przebiega też granica pomiędzy utworami geosynkliny alpejskiej a górotworem Karpat fliszowych.

PODŁOŻE KARPAT

Nasze bezpośrednie doświadczenia, jeżeli chodzi o samo głębsze podłoże pod Karpatami, nie są liczne. Odnoszą się one przeważnie do brzeżnej strefy karpackiej, opierają się zaś na ogół na badaniach geofizycznych, w szczególności grawimetrycznych.

Na podstawie wierceń w Oldrychowicach w odległości około 10 km na południe od Cieszyna stwierdzono utwory dewonu w głębokości 1247-1275 m. (57, 58). W Puńcowie, bezpośrednio na południe od Cieszyna, nawiercono pod Cieszynidami i Salidami od głębokości 640 m karbon, od głębokości zaś 1985 m — prawdopodobnie dewon. W głębokości 2269 m napotkano gnejs z żyłami kwarcu (według orzeczenia Oddziału Geologicznego Centralnego Zarządu Poszukiwań Naftowych). W Rzeszotarach na S od Wieliczki stwierdzono krystalinik w głębokości 833-840 m. W rejonie Bochni, mianowicie w Łapczycy, pod nasunięciem brzeżnym napotkano utwory miocenu transgredujące na osadach jury. Wapienie jury spoczywają tam od głębokości 1107 m niezgodnie na dewonie i od głębokości około 1476 do 1923 m dewon według A. Tokarskiego nie był przebit. W rejonie Przeworska w Gorliczynie na północ od brzegu Karpat bezpośrednio pod transgredującym mioceniem wiercono w głębokości 1858-1973 m w łupkach krystalicznych typu tzw. fylitów o stromym ułożeniu; możliwe, że stanowią one przedłużenie strefy Dobrudży.

Doświadczenia uzyskane w Karpatach Zachodnich mówią przekonująco, że hercyńskie podłoże, na którym zachowały się niekiedy warstwy mezozoiczne, rozpościera się daleko pod Karpatami. W mezozoicznej pokrywie Hercynidów, niekiedy nawet na starszym krystalicznym podłożu, dużą rolę odgrywały wapienie górnej jury, np. wapienie stramberskie, które w postaci drobnych okruchów, a nawet wielkich bloków rozrzucone

są na znacznych przestrzeniach na brzegu Karpat Zachodnich i Wschodnich. Bryły wapienia stramberskiego mają wyraźny charakter porwaków tektonicznych. O charakterze podłoża mówią także liczne zlepieńce z materiałem egzotycznym, ukazujące się w różnych formacjach fliszowych. Są one rozrzucone na ogół nieregularnie od dolnej kredy cieszyńskiej począwszy aż po warstwy krośnieńskie, większymi jednak masami egzotyków odznaczają się szczególnie warstwy istebniańskie górnej kredy (39).

W głębi południowych stref karpackich musiały w owych epokach istnieć rozległe elementy, które dostarczyły materiału do tworzenia się fliszu Karpat. Były to strefy wypiętrzeń lub całe ich archipelagi. Geosynklina karpacka ujawnia się w ten sposób jako skomplikowane zjawisko, gdzie istniały różnorodne baseny o szczególnych warunkach sedymentacyjnych, które dały początek tworzeniu się facji fliszowych. Podłoże Karpat odznaczało się więc niestałym ruchomym charakterem; w szczególności jego południowa granica była ogniskiem intensywnej orogenezy (39).

Szczegółowe rozpatrywanie charakteru podłoża nie należy do naszego tematu. Winno ono być oparte na ścisłych studiach petrograficzno-mineralogicznych całego materiału — zarówno skał egzotycznych, jak też i w ogóle osadowych formacji fliszowych. Nadmienimy tu jedynie, że różnorodny charakter podłoża zaznacza się w sposób widoczny na wielkiej przestrzeni łuku Karpat, bo np. w Karpatach rumuńskich L. Mrazec wyraźnie podnosi, że skały występujące w tzw. płaszczynie brzeżnej mają cechy wybitnie krzemionkowe i zawierają elementy kimeryjskie (51). Materiał był tu najwidoczniej dostarczany ze wschodniego podłoża, być może, z elementów Dobrudży. Granicząca z brzeżną od zachodu płaszczowina „Tarcau“ składa się już z innych materiałów, pochodzących z nasuwających się z tamtej strony elementów Karpat wewnętrznych. Te różnice niekiedy zanikają lub też się zacierają, ale już w miocenie zaznaczają się szczególnie ostro. Fig. 23 obrazuje schemat przypuszczalnej struktury Karpat Mołdawskich według L. Mrazeca (l.c.). Podłoże kimeryjskie zanurza się tu widocznie daleko ku zachodowi pod płaszczowiny fliszowe, na które od zachodu nasuwają się Karpaty wewnętrzne.

Nasza fragmentaryczna wiedza o podłożu Karpat może być nieco uzupełniona badaniami geofizycznymi. Na brzegu Karpat Zachodnich i Środkowych, jak już wiemy, sejsmika uwypukliła obraz przebiegu sztywnej płyty podłoża. Ta płyta od głębokości około 300 m w okolicy Wieliczki zapada ku wschodowi do głębokości około 2500 m w kierunku Przemyśla. O grawimetrycznym obrazie podłoża Karpat mówimy w specjalnym rozdziale. Tu przypominamy tylko, że bardzo charakterystyczne jest natężenie siły ciężkości na zachodnich krańcach Karpat; np. na brzegu pomiędzy Bielskiem a Cieszynem anomalie pozytywne wynoszą około +15 do +20 mgal, co pozostaje w oczywistym związku z wznoszącą się tam

plytą podścielającą, która przebiega w głębokości około 500 do 1000 m. W kierunku południowym stopniowo zanikają anomalie pozytywne, w okolicach Żywca panują już anomalie negatywne, by osiągnąć minimum (około -60 mgal) w rejonie Nowego Targu, tj. już w strefie pienińskiej.

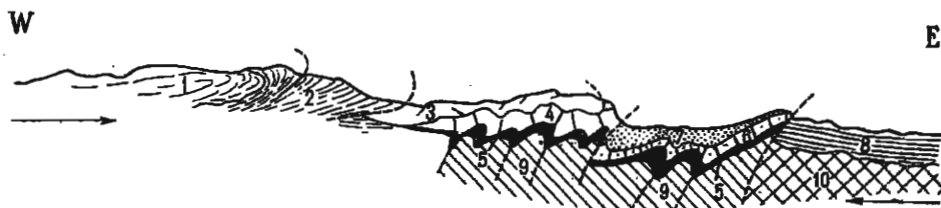


Fig. 23

Schemat przypuszczalnej struktury Karpat Mołdawskich
(wg L. Mrazeca)

1 płaszczowina krystaliczna (mezozoiczna); 2 kreda dolna zapadliśka przedkarpaccie-go (walanżyn, hotryw, baren, apt), nasunięta ku wschodowi; 3 płaszczowina piaskowców Tarcau: warstwy Audia i apt, senon szary, eocen (piaskowce Tarcau), elementy warstwy karpaccie, łupki ilaste krzemionkowe (oligocen); 4 płaszczowina brzeźna: warstwy Audia (łupki wierzowskie Karpat Polskich); senon szary (warstwy Tisaru) — ukazywanie się elementów kimeryjskich; eocen — wapień krzemionkowy, piaskowce, zlepieńce, liczne elementy kimeryjskie; oligocen — łupki dysodilowe, łupki menlitowe (warstwy rogowcowe), piaskowce kliwskie, zlepieńce z elementami kimeryjskimi; 5 formacja solna (czarna); 6 paleogen przypuszczalnych płaszczowin — łusek wgłębnych; skałki oligoceńskie w kontakcie z płytą mołdawską (8); układ u podstawy 7; 7 Podkarpatie mołdawskie: burdygał, zlepieńce z elementami wyłącznie kimeryjskimi oraz przypuszczalnie przedgórze wschodniego (helwet, torton); 8 płyta mołdawśka (sarmat); 9 podłoże kimeryjskie, które rozpościera się prawdopodobnie obniżając się ku zachodowi pod 2, być może nawet pod 1, i tworzy szereg brył, z których zachodnia stanowi wgłębny zderzak; jego obecność wydaje się być główną przyczyną spiętrzenia płaszczowin fliszowych; 10 podłoże płyty mołdawskiej

Tam więc podłoże zapada najbardziej w głąb. Dane powyższe pozwalają nam wyrobić sobie ogólny pogląd na rozmieszczenie mas wgłębnych pod Karpatami. Dane grawimetryczne w zestawieniu K. Maryniaka dostarczają poza tym dużo szczegółów lokalnych, które wymagają bardzo precyzyjnych studiów geologicznych i geofizycznych.

Materiały zdobyte w ostatnim okresie wierceniami rzuciły również dużo światła na niektóre momenty dotyczące stosunków mas wgłębnych. Ustalono wyraźnie, że pod brzeźnymi płaszczowinami Karpat Zachodnich znajdują się normalnie leżące osady miocenu (tortonu) w płaskim układzie, lub o bardzo łagodnych sfałdowaniach. Warstwy tortonu przedstawiają typ osadów płytkiego basenu morskiego, ulegającego stałemu rytmicznemu obniżaniu się. Dolna seria miocenu przykrywająca bezpośrednio karbon w rejonach południowych, tj. około brzegu Karpat i częściowo pod Karpatami, składa się z charakterystycznych warstw dębowieckich, które są wykształcone jako gruboziarniste piaskowce kwarcowe, pochodzące prawdopodobnie ze zniszczonego materiału karbońskiego. Jednak

spąg warstw dębowieckich w niektórych przypadkach zasługuje na szczególną uwagę. Ukazują się tam mianowicie grube zlepieńce z ułamków różnorodnych skał. Np. na otworze Bielowicko 1 koło Skoczowa przewiercono od wierzchu:

- do około 246 m — warstwy cieszyńskie;
- do około 500 m — zgniecione pstre warstwy Salidów na przemian z tektonicznymi wkładkami warstw cieszyńskich;
- do około 850 m — typowe łupki i piaskowce tortonu o normalnym płaskim układzie;
- do około 910 m — warstwy dębowieckie, tj. gruboziarniste piaskowce zlepieńcowate; z ostatniej głębokości 900-907 m rdzeń wyniósł grube zlepieńce z dużych — niekiedy do wielkości pięści — ułamków czarnych łupków i zbitych kwarcytowych piaskowców o wyraźnym paleozoicznym charakterze; widocznie jest to materiał głównie karboński;
- od 916 — rdzeniowanie stwierdziło już ciemne łupki z florą karbonu; otwór wszedł w normalne płasko leżące jego warstwy.

Nie mniej znamienne są wyniki drugiego otworu Pogórz 1, znajdującego się około 2 km na południe od Bielowicko 1. Stwierdzono tu:

- 0-232 m — warstwy cieszyńskie przefalldowane i zgniecione;
- 232-262 m — brak rdzeni;
- 262-633 m — pstre warstwy Salidów, przefalldowane z warstwami Cieszynidów, wśród których trafiają się cieszyńity;
- 633-664 m — brak rdzeni;
- 664-933 m — nagle zmiana pokładów; normalnie ułożone warstwy tortonu, regularnie cienko warstwowane szare łupki i piaskowce o łagodnym nachyleniu 3-4°;
- 933-971 m — brak rdzeni;
- 971-1203 m — warstwy dębowieckie; składają się one głównie ze zlepieńców o bardzo różnorodnym materiale: ciemne piaszczyste łupki, piaskowce niemal czarne i jasne zbite kwarcytowe, łupki ciemne z florą karbońską, odłamki kwarcu, niekiedy skały metamorficznej; główna masa całego materiału pochodzi niewątpliwie z formacji karbońskiej, niektóre odłamki są widocznie pochodzenia starszego. Niżej karbon.

Warstwy dębowieckie (przypuszczalnie dolny miocen) występują na rozległej przestrzeni. Zostały one stwierdzone w różnych punktach w rejonie Cieszyna i Bielska pod Karpatami brzeżnymi oraz przed ich zewnętrznym czołem. Z podanego wyżej zestawienia wynika, że w niektórych przypadkach miąższość ich nagle wzrasta do przeszło 250 m, jak np. w Pogórz, gdzie widocznie wypełniają one erozyjne zagłębienia w starej płycie karbońskiej. Daleko na północ piaskowce i zlepieńce dębowieckie nie sięgają, gdyż np. w Zebrzydowicach stwierdzono z całą pewnością, że bezpośrednio na utworach karbonu leżą spokojnie ułożone ilaste łupki

miocenu bez tektonicznych zaburzeń i bez jakichkolwiek śladów warstw dębowieckich.

W rozdziałach, w których mowa o strukturze Salidów i Cieszynidów, przedstawiono już szczególne zjawisko ukazywania się rozartowanych strzępów Salidów, podścielających płaszczowinę cieszyńską nad tortonem, który leży w normalnym płaskim układzie. Tutaj nadmienimy jeszcze, że obserwowane przez nas najdalej na południe otwory napotykały wszędzie wygniecione rozarte szczątki Salidów, często wśród wprasowanych soczewek warstw cieszyńskich — pod pokrywą nadległej sfałdowanej płaszczowiny cieszyńskiej (91).

Zarysowuje się jeszcze inny znamienity moment ze stosunków pod Karpatami w opisywanym zachodnim rejonie. Powstaje mianowicie *zagadnienie pochodzenia materiału, z którego powstały piaskowce i zlepińce dębowieckie*. Jest to materiał wybitnie paleozoiczny, karboński, prawdopodobnie może jeszcze starszy, dewoński. Pytamy, dlaczego w zlepińcach dębowieckich nie ma materiału fliszowego, a więc w danym przypadku pochodzącego bądź z Salidów, bądź z Cieszynidów. W epoce neogenu Karpaty w głównych swoich zarysach były przecie już uformowane, w neogenie nastąpiło jedynie dalsze uzupełniające przesuwanie ich ku północy. Karpaty więc Zachodnie ze wszystkimi swymi elementami fliszowymi, a więc Salidami, Cieszynidami, Silezidami, Magurą, musiały znajdować się tuż na południe od dzisiejszego rejonu występowania warstw dębowieckich: do zlepińców dębowieckich przeto musiałyby się przedostawać materiały fliszowe. Stajemy tu znowu wobec jednej z zagadek karpackich, bo, jak podaliśmy wyżej, w warstwach dębowieckich znajdujemy tylko fragmenty skał płyty paleozoicznej. Wynika więc, że fliszowe elementy karpackie w owej epoce rozpościerały się jeszcze daleko ku południowi, a pomiędzy ówczesnym „brzegiem Karpat“ i rejonem warstw dębowieckich przypuszczalnie dźwigały się nieznanne nam dzisiaj wyżyny paleozoiczne, zniszczone następnie przez erozję lub może w głąb zapadnięte.

Po osadzeniu się warstw dębowieckich i wyższego tortonu wzmożła się dynamika procesów tektonicznych. Doprowadziła ona do nasunięcia jednostek fliszowych na neogen; są to nasunięcia na znacznej przestrzeni w kierunku poprzecznym z południa ku północy. Cieszynidy przewalały się wtedy przez Salidy, te zaś ulegały potężnym zgniatańiom i zmiżdżeniom ukazując się nam w ich obecnej szczątkowej formie pod płaszczowiną cieszyńską daleko na południe od dzisiejszego zewnętrznego brzegu Karpat. Z powyższych rozważań wynika, że kreślone dziś profile przez Karpaty, obrazujące aktualnie obserwowany stan rzeczy, nie mogą odtworzyć historycznego przebiegu całego zjawiska i że zrozumienie go wymaga licznych myślowych uzupełnień.

Od szeregu lat wiemy, że Karpaty składają się z elementów nasuniętych jedne na drugie, wiemy, że pierwotne umiejscowienie tych brył sięga na znaczną odległość ku południowi, ale *nowe doświadczenia zdobyte na brzegu Karpat Zachodnich wykazują, że rozpiętość przesunięć płaszczowinowych przewyższa śmiało nasze dawne hipotezy*. Na rozległych przestrzeniach zewnętrznego łuku Karpat przesunięcia brzeżnych elementów karpaccich odbywały się w różnych warunkach i dlatego rozmaita też była ich forma. W Karpatach Zachodnich sztywne stare podłoże stopniowo zapadało się na niezbyt wielką głębokość i na to zapadlisko, wypełnione cienką pokrywą neogenu, nasuwały się i ześlizgiwały dalej ku północy płaszczowiny karpaccie. Same utwory neogenu (tortonu) niemal że nie brały udziału w tych ruchach tektonicznych. Inne zupełnie warunki istniały na brzegu Karpat Wschodnich. Podłoże zapadało tam na olbrzymią głębokość, na przedpolu Karpat osadzały się masy formacji solnej i stebnickiej (dolny miocen-torton); stan ten spowodował, że ruch brzeżnych Karpat nasuwających się na warstwy solne udzielił się także i bryle stebnickiej już na Przedkarpaciu, która z kolei została sfałdowana, następnie odkluta i nasunięta na warstwy daszawskie (wyższy torton-sarmat). Podobne komplikacje — bodaj w znaczniejszym jeszcze stopniu — napotykamy na zewnętrznym brzegu Karpat rumuńskich, gdzie mamy do czynienia z potężnie rozwiniętą serią pliocenu. Na tektonikę Karpat zewnętrznych mogły wywierać także wpływ ruchy podsuwające od strony sztywnych mas zachodnich i wschodnich (73).

PRZEDGÓRZE KARPAT — NEOGENIDY

Ogólny zarys budowy

Nie możemy tu rozpatrywać tematu dotyczącego szczegółów geologii wielkiego kraju przedgórza, który od Czeremosza do Olzy rozciąga się na kilkadziesiąt tysięcy km². Należy jednak przynajmniej w ogólnych zarysach zdać sobie sprawę z jego budowy, znajdującej oddźwięk w strukturze karpaccich elementów brzeżnych.

Przedgórze Karpat w szerszym tego słowa znaczeniu składa się z dwóch odmiennych działów:

a) Na dalszych zewnętrznych peryferiach Przedgórza stanowią wielkie sztywne bryły, jak paleozoiczny masyw czeski, płyta karbońska Górnego Śląska, mezozoiczna płyta małopolska (wyżyna krakowsko-częstochowska, niecka nadnidziańska), stary masyw Gór Świętokrzyskich, płyty: lubelska, podolska, mołdawska; na dalekich krańcach południowo-wschodnich paleozoiczny masyw Dobrudży, wreszcie na południu płyta bałkańska. Jest to tzw. „przedgórze zewnętrzne“.

b) Przedgórze „wewnętrzne“, znajdujące się bezpośrednio pomiędzy zewnętrznym brzegiem Karpat a wyżej wymienionymi sztywnymi masywami, tworzy olbrzymie zapadlisko powstałe w neogenie. Można je śledzić nie tylko przed czołem łańcucha karpackiego, ale jeszcze daleko na zachód przed zewnętrznym brzegiem Alp, a więc na przestrzeni co najmniej 2000 km. Ze względu na nasz ściślejszy temat zajmuje nas tu szczególnie zapadlisko graniczące z Karpatami Wschodnimi i Zachodnimi. W skróceniu to „przedgórze wewnętrzne“ możemy nazywać „Przedkarpaciem“⁶.

Przedkarpacie wschodnie ukształtowane jest jako wspaniały płaskowyż z całym systemem tarasów odgrywających wybitną rolę w morfologii całego kraju, np. w dolinach Dniestru, Stryja, Łomnicy, Bystrzyc i inn. Na zachodzie napotykamy rozległe, na setki km ścielące się równie, szczególnie między Wisłą i Sanem.

W okresie ostatnich kilkudziesięciu lat pogłębiła się znacznie nasza wiedza o budowie geologicznej Przedkarpacia. Wykonano tu nie tylko różne mapy geologiczne, ale także przeprowadzono pomiary grawimetryczne, sejsmiczne i magnetyczne, ponadto w licznych punktach przedgórza dysponujemy niezawodnym materiałem z wierceń płytkich i głębokich. W wielu przeto rejonach zdajemy sobie sprawę nie tylko z charakteru i układu nądlętych mas neogenu, ale również i z podścielającego głębszego podłoża.

Na podstawie różnorodnego materiału geologicznego zebranego na powierzchni i w głębi warstw możemy wnioskować, że Przedkarpacie jest młodym zapadliskiem, wypełnionym potężną serią osadów miocen-skich o różnej miąższości. Miąższość ta na ogół wzrasta ku wschodowi. Miocén Przedkarpacia składa się przeważnie z monotonnych osadowych serii płytkiego basenu morskiego, ulegającego widocznie stałemu obniżaniu się w okresie sedymentacji. Na Przedkarpaciu zachodnim np. są to cienko warstwowane ilasto-margliste łupki szare na przemian z piaskami lub słabo związanymi piaskowcami. Największe rozległe kompleksy tych serii należą do tortonu (11); jedynie około brzegu Karpat, szczególnie Karpat Wschodnich, występuje starszy miocén solonośny, gdyż w elementach wgłębnych przykrywa on bezpośrednio warstwy krosnieńskie (oligocen). Odmienne typ osadowy stanowią *warstwy stebnickie* dolnego tortonu, szeroko rozciągnięte na wschodnim przedgórzu nad serią solonośną. Są to przeważnie różowe margle z piaskowcami o znacznej miąższości, niekiedy ponad 1000 m. Ten odmienny facjalny typ tortonu

⁶ Zapadliska przedkarpackiego — Przedkarpacia nie należy identyfikować z tzw. Podkarpaciem, które jest często używanym pojęciem, ale nie ma ono właściwie ściśle określonej treści. Podkarpaciem nazywa się niekiedy strefy już samych Karpat brzeżnych, mniej morfologicznie zaakcentowane.

wiąże się z głęboko sięgającymi różnicami w całym strukturalnym układzie wschodniego Przedkarpacia — o czym będziemy mówili dalej. Warstwy stebnickie są nasunięte na daszawską serię gazonośną. W kierunku przedpola Karpat rumuńskich ponad tortonem leży sarmat a dalej ku południowemu wschodowi — potężnie rozwinięte serie plicocenu osiągające kilka tysięcy metrów miąższości (97)⁷.

W profilu poprzecznym idąc od brzegu Karpat Wschodnich ku masywom zewnętrznym dostrzegamy zasadnicze różnice w stosunku warstw miocenu do podłoża: na brzegu karpackim istnieje ciągłość sedymentacji zaczynając od podścielającego fliszu ku górze, na zewnątrz zaś po za strefą fliszową ta ciągłość zanika. Na brzegu płyty podolskiej istnieją już tylko cienkie zmienne osady w brzeżnej strefie basenu z lukami w podłożu, spowodowanymi niekiedy długotrwałą erozją. Na profilu od brzegu Karpat Zachodnich ku północy te różnice także bardzo się uwypuklają. Seria solna Wieliczki i Bochni prawdopodobnie już transgreduje na fliszu, natomiast dalej na zewnątrz osady miocenu leżą na podłożu głęboko zerodowanym, np. w rejonie Wieliczki — na wapieniach górnej jury, w kierunku zachodnim — bezpośrednio na karbonie, który uległ tam sfałdowaniu hercyńskim. W niektórych miejscowościach w podłożu miocenu stwierdzono skały krystaliczne, np. napotkano w Rzeszotarach na południowy zachód od Wieliczki gnejsy, w Gorliczyźnie koło Jarosławia w głębokości 1854 m — fylity metamorficzne.

Na zewnątrz brzegu Karpat w podłożu pokrywy miocenińskiej napotykamy dalszy ciąg różnorodnych brył, będących składnikami kilku odmiennych masywów otaczających peryferie łuku karpackiego. Od zachodu zbliża się tu masyw czeski, do którego przylega hercyńska bryła pofałdowanego karbonu. Ta bryła rozpościera się na znacznej przestrzeni na przedpolu Karpat Zachodnich w rejonie Górnego Śląska. Ku wschodowi ścięte się mezozoiczna płyta małopolska oraz paleozoiczny łańcuch Gór Świętokrzyskich. Od północy i wschodu zapadają pod miocen płyty: lubelska, podolska i mołdawska, od dalekich południowo-wschodnich wreszcie kresów, bo aż od wybrzeży Czarnego Morza, sięga tutaj paleozoiczna bryła Dobrudży.

Wgłębne masywy podścielające neogen Przedkarpacia ulegały licznym systemom dyslokacji tektonicznych poczynając już od kambru. Szczególne znaczenie miały tu fałdowania i dyslokacje hercyńskie (pokarbońskie), następnie przejawiały się także intensywnie ruchy kimeryjskie. Skomplikowane stare struktury były niszczone i niwelowane przez procesy erozyjne. Wreszcie zaznaczały się i dyslokacje w trzecio-

⁷ Szczegóły stratygrafii miocenu przedgórza Karpat podaje Fr. Bieda (11).

rzędzie. Stwierdzono już niejednokrotnie, że stare systemy dyslokacyjne wpływają w tej lub innej formie na kształtowanie się tektoniki młodszej. Nic więc dziwnego, że i utwory neogenu przedpola Karpat ulegały — acz w słabszym stopniu — wpływowi starych dyslokacji podłoża. Neogen, szczególnie wschodniego Przedkarpacia, ulegał ciśnieniom nadsuwających się mas fliszowych elementów karpackich.

Na przedpolu Karpat Wschodnich i Zachodnich znajdujemy przede wszystkim przejawy ruchów przed-tortońskich, tortońskich i po-tortońskich, które odbywały się w kilku fazach. Na przedpolu Karpat rumuńskich szeroko są rozwinięte osady morza plioceńskiego z wyraźnymi, mocno zaakcentowanymi cechami tektoniki po-plioceńskiej. Przedpola Karpat Zachodnich, Wschodnich i Południowych zostały więc zaburzone różnymi dyslokacjami w neogenie i dlatego powstałe wtedy struktury możemy nazywać *Neogenidami*. Neogenidy zasadniczo odróżniają się od otaczających je od południa górotworów fliszowych, które należą do skomplikowanego systemu fałdowań alpejskich czyli *Alpidów*.

W rozdziałach poprzednich wzmiankowaliśmy, że warstwy miocenne Przedkarpacia zachodniego — z wyjątkiem serii najmłodszych (warstw grabowieckich) — zapadają pod brzeżne Karpaty nasunięte. Dotąd stwierdzono doświadczalnie, że sięgają one do przeszło 10 km pod Karpatami i nie dostrzeżono na tej odległości, aby nasunięte elementy fliszowe wiązały się bezpośrednio ze swoim naturalnym podłożem. Neogenidy więc rozpościerają się daleko pod Karpatami.

Basen przedgórski wypełniony osadami neogenu jest w całości swojej formy asymetryczny. Zaczynając od północnych i wschodnich krańców, gdzie wychodzą na powierzchnię masywy starsze, na ogół pogłębia się on stale ku brzegowi Karpat. Największe głębie tego zapadliska rozmieszczone są na brzegu Karpat Wschodnich w rejonie Drohobycza, Borysławia i Doliny, gdzie stwierdzono olbrzymią depresję grawimetryczną sięgającą minus 90 mgal. Można wnioskować, że podłoże zapada tam bardzo głęboko, przypuszczalnie poniżej 5000 m. Doświadczenia geologiczno-wiertnicze potwierdzają również możliwość takiego zapadliska: jest to strefa wgłębnych elementów czyli *Salidów* spiętrzonych u czoła brzeżnych nasunięć karpackich. Pomiary sejsmiczne wykonane na rozległych przestrzeniach Przedgórza dają także pewien obraz rozmieszczenia sztywnych mas podłoża. Na Przedkarpaciu wschodnim np. horyzont anhydrytowy w spągu miocenu okazał się dla sejsmiki dobrym horyzontem przewodnim, gdyż dzięki niemu stwierdzono stałe zapadanie płyty podolskiej ku południowemu zachodowi do głębokości około 2000 m na brzegu Karpat Pokuckich. W ten również sposób zarysowała się wielka synklina w rejonie Mościc, gdzie warstwa przewodnia

zapada do głębokości około 3000 m. Na przedpołu Karpat Zachodnich utwory miocenu nie posiadają horyzontu anhydrytowego i tam już samo starsze podłoże, stwierdzone w niektórych punktach doświadczalnie, odzwierciedla się niekiedy w refleksach sejsmicznych — przynajmniej tam, gdzie składa się ono z odpowiedniego materiału skalnego, np. z wapieni górnej jury. W ten sposób ustalono znaczne wypiętrzenie utworów jury w okolicach Mielca, gdzie wapień górnourajski z nadległym horyzontem anhydrytowym wznosi się do głębokości około 700 m, co sprawdzono również i wierceniami. W ogóle podłoże przedpoła Karpat Zachodnich przedstawia bardzo nierówną powierzchnię; zmieniają się tu garby i zakłębienia, powtarzają się dyslokacje uskokowe, trudne do bardziej dokładnego prześledzenia. Pewne znaczenie mają tu formy starszej tektoniki, a także długotrwałe procesy erozyjne przed-miocenijskie. Stwierdzono np., że w rejonie Cieszyna występuje w głębi wielka antyklinalna forma karbonu, zaznaczająca się i morfologicznie. Powierzchnia karbonu sięga tam na prawym brzegu Olzy do poziomu około 300 m. pod powierzchnią terenu. Nad tym wypiętrzeniem karbonu leżą transgredującą osady miocenu, które w spągu mają klasyczne zlepieńce podstawowe — warstwy dębowieckie. W kolei geologicznych wydarzeń osady miocenu zostały przykryte nasuniętymi elementami brzeżnych Karpat Zachodnich. Mamy tu do czynienia z osobliwym zjawiskiem, że podłoże karbońskie pod samymi Karpatami podnosi się wyżej, niż to jest dalej ku północy na przedpołu Karpat, albowiem w niektórych miejscowościach stwierdzono tam powierzchnię karbonu w głębokości nawet poniżej 1000 m.

Zdyslokowane starsze podłoże pod Karpatami znajduje się także i w innych rejonach. Mezozoiczną płytę stwierdzono w okolicach Wieliczki i Bochni, w Pilźnie około brzegu Karpat napotkano pod mioceniem w głębokości około 1800 m utwory kredy według określenia J. Samsonowicza (68). Rejon Pilzna stanowi bezpośrednie południowo-wschodnie przedłużenie niecki łódzko-miechowskiej (nadmaziańskiej), a więc młodsze mezozoiczne sfałdowania, zaliczane do fazy łaramijskiej, rozpościerają się daleko ku SE pod Karpatami.

Badania sejsmiczne

Część przedpoła Karpat Zachodnich i Środkowych zobrazowana jest metodami sejsmicznymi na załączonej mapce według A. Kisłowa (tabl. V). Izobaty przewodniego horyzontu sejsmicznego odtwarzają tu w ogólnych zarysach starsze podłoże podścielające osady neogenu. Uwytknęła się tu generalny obraz pokrywy miocenijskiej Przedkarpacia wraz z jej fundamentem na przestrzeni pomiędzy Sanem a Wisłą. Podłoże

starsze, poczynając od doliny Wisły na północy (izobata 0), zapada ku brzegowi Karpat na południu. Rozmiary tego zapadania są bardzo różne, od około 1000 m na zachodzie w okolicy Bochni do około 2500 m na wschodzie około Przemyśla. Jeżeliby można było identyfikować refleksy uzyskane na przedpolu Karpat z refleksami na południe od brzegu karpackiego pomiędzy Rzeszowem a Przemyślem, to podłoże zapadałoby tam do głębokości 5000 m (32).

W kierunku izobat sejsmicznych zaznacza się ogromne zróżnicowanie. Można tu wyróżnić trzy zasadnicze grupy:

1^o na wschód od Wisły dominuje kierunek pd.-zachód — pn.-wschód. Jest to kierunek występujący w otoczeniu płyty Wyżyny Małopolskiej oraz Gór Świętokrzyskich. Uwydatnia się tu plastycznie zapadanie sztywnych starszych mas podłoża ku południowemu wschodowi.

2^o Na wschodzie poza Przeworskiem i dalej za Przemyślem zaznacza się wyraźnie kierunek NW-SE. Jest to kierunek karpacki. Temu kierunkowi podporządkowane są całe Karpaty Wschodnie.

3^o Pomiędzy zaznaczonymi wyżej kierunkami część środkowa, przypadająca na ściślejszy obszar trójkątu Wisła-San, zdradza na ogół tendencje równoleżnikowe z mocno zaakcentowanymi garbami i zakłębieniami. Tu widocznie jakby załamały się dwie bryły wgłębne, tj. przedpole Wyżyny Małopolskiej i łańcuch świętokrzyski od zachodu oraz przedpole Karpat Wschodnich od wschodu. Już z powyższych przesłanek można by w tej środkowej strefie oczekiwać różnorodnych przesunięć poprzecznych i dyslokacji o uskokowym także charakterze. Istotnie, wielką poprzeczną dyslokację uskokową stwierdzamy na mapie Kisłowa na zachód od Przeworska, ponadto na północ od brzegu Karpat zaznacza się tu szereg wybitnie zarysowanych wypiętrzeń i zapadlisk. Na południe od Rzeszowa i Przemyśla zapada gwałtownie powierzchnia podłoża. Na przedpolu Wyżyny Małopolskiej zarysowuje się wielka antyklinalna forma Mielca, na północ zaś od Przemyśla — szerokie wypiętrzenie Przeworsk-Jarosław, do którego od północnego wschodu przylega wielka synklina Mościsk.

Przestrzeń nad Sanem nie jest jeszcze zbadana szczegółowo. Można tam oczekiwać całego systemu dyslokacji uskokowych, ograniczających od południa płytę lubelską. Dokładne ustalenie struktury podłoża i utworów nadległego neogenu na tym odcinku będzie wdzięcznym zadaniem w latach najbliższych i wiąże się nie tylko z zagadnieniami teoretycznymi.

Sejmiczny obraz morfologii powierzchni mas wgłębnych Przedkarpacia jest naturalnie obrazem bardzo schematycznym. Nie odtwarza on zawiłych szczegółów, ani starej erozyjnej rzeźby, nie oddaje też dokładnie form tektonicznych. Nie możemy obecnie od przedstawionej mapy

oczekiwać więcej. Pamiętać przy tym należy, iż rzeźba starego podłoża zawdzięcza tu swoje powstanie dwóm potężnym czynnikom, mianowicie siłom erozyjnym, które działały na danym terytorium długo w okresie przed neogenem, oraz skomplikowanej tektonice, przejawiającej się w różnorodnych procesach górotwórczych — od paleozoiku do neogenu włącznie.

Interpretując mapę sejsmiczną należy również uwzględnić, że izobaty sejsmiczne w niektórych punktach są zgodne z danymi doświadczalnymi zdobytymi drogą wierceń. Wapienie jury np. napotkano w Mielcu w głębokości około 700 m, w Łapczycy — około 1100 m, skały zaś metamorficzne w Gorliczynie bezpośrednio pod osadami neogenu — w głębokości około 1850 m. Te kluczowe pozycje nadają całej przytoczonej mapie A. Kisłowa dobre podstawy, acz dalsze szczegółowe badania geologiczne, sejsmiczne i grawimetryczne wniosą niewątpliwie do zarysowanego obrazu dużo nowych szczegółów. Przede wszystkim oczekujemy, że nowe wiercenia wszechstronnie pogłębią naszą wiedzę o tym regionie, mało dotąd znanym pod względem geologicznym.

Dyslokacja Przeworska i jej związek z poprzecznym załamaniem Karpat

Zwracaliśmy już przedtem uwagę na zjawisko zmiany kierunków geologicznych w Karpatach środkowych, mianowicie kierunków „karpackich“ (NW-SE) na „tatrzańskie“ (W-E). Te zmiany pozostają w związku z siecią dyslokacji poprzecznych podłoża łańcucha. Ostatnio na Przedkarpaciu w okolicach Przeworska stwierdzono sejsmicznie wielkie zaburzenia podłoża, które jest echem poprzecznego załamania całych Karpat środkowych. Dyslokacja ta zaznacza się wyraźnie na mapie sejsmicznej według A. Kisłowa (p. tabl. V).

Dyslokacja Przeworska ma nie tylko lokalne znaczenie. Bardzo wyraźnie rozdziela ona podłoże po obu jej stronach, tj. wschodniej i zachodniej. Załamuje się tu przebieg izobat wgłębnych. Regularne rozpostarcie wschodnich struktur wgłębnych o kierunku NW-SE (karpackim) urywa się nagle na linii dyslokacji poprzecznej Przeworska, od której na zachód dominują kierunki równoleżnikowe.

Gwałtowne załamywanie się struktury podłoża w tak wielkim stylu na przedpołu Karpat prawdopodobnie nie jest zjawiskiem odosobnionym. Dalszego jego ciągu należy szukać na południowym zachodzie w Karpatach. Istotnie, elementy geologiczne Karpat zewnętrznych na południowym skrzydle Skolidów ku SW od Przeworska tworzą wybitną depresję. W niezbyt wielkiej odległości ku zachodowi przybierają one kierunek równoleżnikowy (tatrzański). Również i w obrębie południowego skrzydła jednostki śląskiej, tj. w depresji centralnej, wielkie antykliny jak Potok, Równie-Rogi zanurzają się ku południowemu wschodo-

wi. Dalej ku południowi w granicach Duklidów zaznaczają się przesunięcia poprzeczne.

Na południowych zboczach Karpat wewnętrznych dostrzegamy zdumiewające zjawiska. Poza przełęczą dukielską wcinają się głęboko doliny Ondawy i Laborczy, zdążające wprost na południe do Cisy. Doliny te dzielą dwa odmienne systemy młodych gór wulkanicznych. Na zachodzie Góry Preszowskie rozpościerają się w kierunku południowym, ku wschodowi długi łańcuch wulkaniczny Vihorlatu-Hargity ciągnie się z północnego zachodu na południowy wschód (kierunek karpacki). Nie ma wątpliwości, że te systemy wylewnych skał wulkanicznych związane są genetycznie z siecią głębokich szczelin w podłożu. Wielkie dyslokacje wgłębne podłoża są często maskowane powierzchniowymi fałdami fliszu, pomimo to można je śledzić od przedpoła Karpat na północy, poprzez całe zewnętrzne Karpáty i wreszcie na południowym zboczu Karpat wewnętrznych wraz z potężnymi objawami młodej działalności wulkanicznej. Odległość od Przeworska do południowych krańców Gór Preszowskich wynosi przeszło 200 km. W obrębie tej strefy załamuje się cały łańcuch karpacki zmieniając zasadniczo swój kierunek geologiczny. Również w przebiegu grzbietów karpackich można dostrzec wielkie zmiany i odchylenia, jak to widać na mapie powierzchni szczytowej Karpat i ich przedmurza H. Teisseyre'a (82). Powierzchnie jednak wyznaczone przez linie grzbietowe o różnych kierunkach będą tu się wzajemnie zazębiały i zakrywały przebieg sieci dyslokacji wgłębnych podłoża.

Systemy dyslokacyjne Neogenidów Przedkarpacia

W rozdziale tym chodzi jedynie o podanie zarysu niektórych ważniejszych momentów, dotyczących budowy Przedgórze wewnętrzne czyli Przedkarpacia. Biorąc pod uwagę stratygraficzny charakter, a także cały układ neogenu Przedkarpacia pomiędzy Czeremoszem a Olzą, można tu wyróżnić trzy kompleksy, mianowicie: 1^o *zachodni* — od Bochni i Wieliczki aż poza Olzę, 2^o *środkowy* — pomiędzy Bochnią a Przeworskiem i 3^o *wschodni* — na wschód od dyslokacji Przeworska. Granica pomiędzy kompleksem zachodnim i środkowym nie jest ostro zarysowana. Przyjmujemy ją w przybliżeniu w strefie garbu mezozoicznego Barycz-Wieliczka-Bochnia. Jest to południowo-wschodnie przedłużenie grzbietu krakowsko-wieluńskiego. Natomiast wydaje się, że granica dyslokacyjna w podłożu około Przeworska istotnie wyraźnie oddziela część środkową od wschodniej. Ta strefa dyslokacyjna, a przede wszystkim względy stratygraficzne i tektoniczne każą nam wschodnie Przedkarpacie wyróżnić jako odrębny kompleks zjawisk geologicznych.

Neogenidy zachodnie składają się, jak wzmiankowaliśmy, w części zachodniej z utworów miocenu transgredującego przeważnie na pofałdowanym i zerodowanym karbonie, w części wschodniej pomiędzy Wadowicami i Bochnią — na podłożu mezozoicznym. Zbiegiem okoliczności w ostatnim okresie neogen został dokładniej poznany w zachodniej brzeżnej strefie Karpat pod Cieszynidami i Salidami. Wiercenia wykonane w okolicy Dębowca i Cieszyna stwierdziły pod Salidami miocenijskie serie łupków i piaskowców dębowieckich, przykrywających niezgodnie karbon. Hercynidów (serie miocenijskie zaliczane są do tortonu; na spodzie zaś, być może, do helwetu). Owe serie miocenijskie miały układ płaski lub bardzo słabo zaburzony tektonicznie. W każdym razie zaznaczają się tu łagodne sfałdowania, będące widocznie niekiedy odbiciem fałdów karbońskich. Tego rodzaju układ mamy na profilu Cieszyna, gdzie miocen z warstwami dębowieckimi napotkano na samej kulminacji karbonu w głębokości około 485 m, w odległości zaś około 2 km ku północy — dopiero w głęb. ok. 632 m. W obu przypadkach przebito płyty należące do płaszczowiny cieszyńskiej oraz zgniecione i zmiażdżone fragmenty elementu Salidów. W Roczynach koło Andrychowa czołowe partie Salidów zostały przebite w głębokości 202 m, niżej napotkano już normalnie leżące łupki tortonu o płaskim nachyleniu około 5°. Miąższość miocenu w niektórych rejonach zwiększa się, np. w rejonie Dębowca i Skoczowa dochodzi do przeszło 1000 m zachowując wszędzie swój charakterystyczny monotony charakter łupków cienko warstwowanych z cienkimi smugami piasków lub piaskowców. Przypominają one mocno tzw. warstwy daszawskie na Przedkarpaciu wschodnim. Układ stale jest płaski lub łagodnie nachylny. Niekiedy jednak istnieją tu widocznie dyslokacje o uskokowym charakterze, najprawdopodobniej w związku z dyslokacjami karbońskiego podłoża. Powyższy typ tortonu rozpościera się daleko jeszcze ku północy. W Zebrzydowicach, około 20 km na północ od Cieszyna, stwierdzono miąższość miocenu 665 m bezpośrednio na karbonie, lecz bez piaskowców dębowieckich. Zalew morski tortonu sięgał tam daleko jeszcze ku północnemu zachodowi w kierunku doliny Odry. Są to jednak terytoria neogenu, leżące już poza Przedkarpaciem w ściślejszym tego słowa znaczeniu.

Z przytoczonych poprzednio danych wynika, że i na zachodnich krańcach Przedkarpacia osady miocenu uczestniczą w zewnętrznych fałdowaniach Salidów, podobnie jak to jest w Wieliczce i Bochni. Płaszczowina cieszyńska wraz z Salidami, otulona w zewnętrznej swojej strefie miocenijskimi warstwami chodenickimi, przesuwiała się i nasuwała na normalnie leżące utwory tortonu Przedkarpacia.

Utwory te dalej od zewnętrznego brzegu Karpat, a częściowo i pod Karpatami, ulegały lekkim sfałdowaniom i różnym dyslokacjom, łącznie

ze starym podłożem karbonu, dalej zaś ku wschodowi — i z fundamentem mezozoicznym. Te dyslokacje powstawały prawdopodobnie raczej pod wpływem podsuwających się sztywnych płyt podłoża, niż pod działaniem nasunięć karpackich. W ostatnich epokach, tj. w pliocenie i czwartorzędzie, zachodziło tu dźwiganie się całego lądu wskutek epejrogenazy.

W kierunku wschodnim, mianowicie w rejonie Wieliczki i Bochni dzieje Neogenidów nieco się różniczkują i modyfikują. W Wieliczce i Bochni Salidy z jądrem fliszowym, pokładami soli i warstwami chodenickimi nasunięte są także na normalnie leżący dolny torton, ten jednak przykryty jest transgredującymi warstwami grabowieckimi lub bogucickimi wyższego tortonu.

Przedkarpacie środkowe w trójkącie między Wisłą i Sanem zostało już w głównych zarysach uwidocznione na załączonej mapie izobat sejsmicznych (tabl. V). Zaznaczają się tam wielkie dyslokacyjne formy staro podłoża, a w związku z nimi i młodsza tektonika neogenu, jak np. wypiętrzenie osadów miocenu w rejonie Mielca. W południowej strefie na brzegu Karpat miocen jest mało jeszcze zbadany, bo tylko głębsze wiercenia mogłyby wyjaśnić dokładniej jego stratygrafię i tektonikę. W każdym razie jego utwory osiągają tam duże miąższości, np. w okolicy Pilzna około 1800 m; poza tym izobaty sejsmiczne wykazują w tamtym rejonie również gwałtowne zapadanie podłoża na przeszło 2000 m.

W brzeżnej strefie karpackiej obserwujemy szczególne zjawisko tektoniczne, w którym warstwy neogenu też biorą udział. Z rozdziału dotyczącego geologii Bochni wynika, że warstwy chodenickie, otulające czołową partię Salidów ze złożami soli i jądrem fliszowym, nasuwają się na autochtoniczny torton Przedkarpacia. Warstwy chodenickie mają bardzo charakterystyczne cechy litologiczne jako siwe plastyczne iły lub iłolupki. Wskutek intensywnych procesów przesuwających są one przeważnie mocno zaburzone. Ze spostrzeżeń na południowym brzegu środkowego Przedkarpacia wynika, że warstwy chodenickie rozpościerają się daleko jeszcze poza Tarnów, a więc na odległość około 100 km od Wieliczki na wschód. Można więc sądzić, że towarzyszą one tam czołowym nasunięciom Salidów.

W Karpatach brzeżnych wyróżnia się także miejscami szczególne zjawisko transgredowania warstw wyższego tortonu na sfałdowanym gmachu karpackim, jak to jest np. na południe od Tarnowa w okolicy Szczepanowic, w dolinie Dunajca, w kotlinie Starego Sącza itp. Na południe od Rzeszowa zakłęśnięty brzeg karpacki przykryty jest na znacznym obszarze transgredującymi utworami miocenu. Ta transgresja wyższego miocenu utrudnia również rozpoznanie struktury dolnego tortonu na pozostałym północnym obszarze Przedkarpacia. Zasluguje także na uwagę miocen Grudny Dolnej, znajdującej się na południe od Dębicy już 15 km

od brzegu Karpat. Warstwy miocenu z węglem brunatnym spoczywają w Grudnie na warstwach krośnieńskich i są mocno zdyslokowane, mogą one także zawierać w kotlinie Grudny małe złoża soli sądząc z ukazujących się tam źródeł słonych.

Przedkarpacie środkowe graniczy na zewnętrznym północnym brzegu z płytą lubelską i ma tam widocznie swoją odrębną strukturę, gdzie już nie fałdy, ale dyslokacje uskokowe mogą odgrywać szczególną rolę, jak to podnosiliśmy poprzednio, i gdzie w pobliżu mogły przejawiać się także echa dalszego ciągu fałdowań łańcucha świętokrzyskiego. Jesteśmy tam w regionach odmiennych systemów tektonicznych, dokąd nie sięgały działania sił alpejsko-karpaccyckich, przesuwających masy pokrywy karpaccyckiej ku północy. *Podłoże środkowego Przedkarpacia znajduje się na granicy dwóch różnych systemów tektonicznych*, co w pewnym stopniu odbija się i na ukształtowaniu neogenu.

Przedkarpacie wschodnie (tabl. VI). — Z całej przedkarpaccyckiej strefy część wschodnia jest najbardziej zróżnicowana i przeszła najwięcej wydarzeń w dziejach geologicznych. Wyliczamy główne w krótkim streszczeniu:

1^o W Salidach skolskich formacja solna stanowi wyraźne przejście do warstw krośnieńskich (polanickich), jak to widzimy np. we wglębnym elemencie Borysławia i w Karpatach Pokuckich. Warstwy solne mogą więc tu być zaliczone do dolnego miocenu (helwet-burdygał).

2^o Warstwy solne otulają elementy Salidów i razem z nimi są nansunięte na perikarpaccycką formację solną, należąca prawdopodobnie także do dolnego miocenu.

3^o Perikarpaccycka formacja solna uległa mocnym zaburzeniom tektonicznym — fałdowaniom i zgniataniom, niekiedy aż do utworzenia zlepieńców tektonicznych.

4^o W regionalnym ujęciu na perikarpaccycką formację solną transgredują pstre margle stebnickie dolnego tortonu.

5^o Warstwy stebnickie o dużej miąższości i zasięgu uległy również sfałdowaniu, acz w znacznie słabszym stopniu niż podścielające warstwy solne. Być może, że w niektórych przypadkach doszło tu do przebijania się dolnych iłów solnych na kształt zjawisk diapirowych.

Na dużej przestrzeni rozpościerania się warstw stebnickich pomiędzy Kosowem a Drohobyczem (około 150 km) istnieje ogromna liczba słonych źródeł i w ogóle częstość ukazywania się iłów solno-gipsowych. Bierzemy tu pod uwagę tylko obszar warstw stebnickich, gdyż sama perikarpaccycka formacja solna składa się, na całej swojej przestrzeni, z warstw o wybitnie solno-gipsowym charakterze. W wielu miejscowościach w obrębie warstw stebnickich wydobywano solanki ze studzien kopanych; były tam nawet warzelnie soli.

Najwidoczniej przemysł solny istniał w tym kraju od zamierzchłych czasów. Wiele źródeł jest już zasypanych i tylko baczne obserwacje w terenie pozwalają wnioskować o ich istnieniu przed wiekami.

Na załączonej mapce (tabl. VI) oznaczono większe wysady iłów solnych wśród warstw stebnickich w miejscowościach Rungury, Jabłonów, Łanczyn, Utoropy, Kniaźdwór, Młodiatyn, Starunia, Turza Wielka, Dźwiniacz, Nowica, Petranka Krasna, Trościaniec, Morszyn, Drohobycz i in. W niektórych okolicach można wyraźnie obserwować jakby małe wyspy iłów solnych, otoczone warstwami stebnickimi. W Petrance i Krasnej na południe od Kałusza iły solne są zupełnie zgniecione na kształt brekcji tektonicznej. Granica z warstwami stebnickimi jest bardzo ostra i ma wybitny charakter granicy tektonicznej. Podobne układy zaznaczają się i w wielu innych miejscowościach. Jednakże istnieją strefy, gdzie warstwy solne podścielają normalnie układ stebnicki. Do takich np. należą okolice Stebnika. Pokłady soli kamiennej i potasowej znajdują się tam w spągu różowych margli stebnickich. Warstwy solne mają w tym rejonie zlepieńcowaty charakter. Zlepieńce są nie tektonicznego, lecz stratygraficznego charakteru.

6^o Ku zachodowi w kierunku Przemyśla warstwy solne, otulające elementy wgłębne wraz z perikarpacką formacją solną i warstwami stebnickimi, kryją się pod nasuniętą płaszczowiną skolską, która szerokim łukiem wygina się tam ku północy. Na wschodnich krańcach Karpat Pokuckich warstwy solne i stebnickie uległy przeważnie wygnieceniu tak, że zachowały się tam jedynie wąskie ich smugi, zapadające pod nasuniętą skibę pokucką, czyli Salidy pokuckie. Pod te smugi solne i stebnickie zapadają z kolei warstwy pokuckie (torton).

7^o Cały kompleks południowej części Przedkarpacia wschodniego z warstwami solnymi i stebnickimi został nasunięty w całości („en bloc“) na zapadające pod nie warstwy tortonu gazonośnego (warstwy daszawskie), młodsze od warstw stebnickich. W tym nasuniętym kompleksie warstwy stebnickie odgrywają dominującą rolę i dlatego można go nazwać płaszczowiną stebnicką w stadium embrionalnym.

8^o Warstwy daszawskie na przedpołu nasunięcia stebnickiego uległy lekkim zaburzeniom tektonicznym, np. w Daszawie i Oparach.

9^o Na warstwach stebnickich i daszawskich osadzały się młodsze serie, miejscami prawdopodobnie o charakterze transgredującym, także lekko sfałdowane.

10^o W Karpatach Pokuckich jedno szczególne zjawisko geologiczne zasługuje na wyróżnienie. Mianowicie na terenie Słobody Rungurskiej znajduje się znane wypiętrzenie, gdzie zlepieńce egzotyczne, tzw. zlepieńce słobódzkie, transgredują na formacji łupków menilitowych na obydwu skrzydłach antykliny. Zlepieńce egzotyczne wiążą się tam stra-

tygraficznie z łami solnymi, w stropie zaś przykryte są zgodnie przez warstwy dobrotowskie, wreszcie stebnickie, które uczestniczą w ostatnim stadium formowania się tego elementu. Mamy więc tu odrębny przykład z historii Neogenidów, gdzie warstwy stebnickie otulają Salidy wgłębne Słobody Rungurskiej.

Neogenidy Przedkarpacia na całym swym obszarze od wschodu do zachodu nacechowane są nie tylko całym systemem różnorodnie przejawiających się sfałdowań, ale także ruchami pionowymi o znacznej rozpiętości. Przedgórze wewnętrzne — to klasyczny teren młodego zapadliska przed frontem mas karpackich, nasuwających się od południa i południowego zachodu. W obniżaniu się basenu przedkarpackiego można dostrzec pewne fazy ruchów bardziej intensywnych oraz względnego spokoju, poza tym niekiedy doskonałą rytmiczność drobnych rozmiarów, wyrażającą się np. w cienkim warstwowaniu gazonośnego tortonu na wschodzie i zachodzie Przedgórza wewnętrznego. Rytmiczność zaznacza się tu jako prawnatury kształtujące nasz kraj przedgórski (96, 97).

*Zachowanie się zachodniego i wschodniego Przedkarpacia
pod wpływem nasuwających się karpackich mas brzeżnych*

W układzie osadów neogenu zachodzą olbrzymie różnice na przedpolu Zachodnich i Wschodnich Karpat. Na Przedkarpaciu zachodnim znajdujemy płasko ułożone warstwy tortonu. Są one tam niekiedy tylko łagodnie sfałdowane lub też uległy dyslokacjom uskokowym, towarzyszącym prawdopodobnie dyslokacjom starszego podłoża, np. płyty karbońskiej. Profile zbadane dokładnie drogą głębokich wierceń wyraźnie wykazują, że Salidy podścielające płaszczowinę cieszyńską są w najwyższym stopniu zgniecione tektonicznie. Znajdujemy tam często jakby miazgę rozartą w samym spągu przesuwającej się płaszczowiny cieszyńskiej (rejon Cieszyna i Bielska). Pod tą zgniecioną masą Salidów, łącznie z ich strefą czołową, zaznacza się nagle zmiana. Głębiej leżą charakterystyczne warstwy tortonu o płaskim układzie, lub łagodnie nachylone od kilku do kilkunastu stopni. Układ taki trwa niezmiennie aż do stropu starego podłoża. Podobny stan rzeczy został stwierdzony wierceniami w Cieszynie, Dębowcu, w rejonie Bielska, Bochni i inn.

Z powyższego wynika, że płaszczowinowe masy fliszowe ślizgały się tu po powierzchni tortonu i że ruch ich znalazł słabe jedynie odbicie w podłożu zbudowanym z warstw neogenu.

Zupełnie inaczej przedstawiają się stosunki tektoniczne na Przedkarpaciu wschodnim. Jak już wyżej podano, warstwy stebnickie zostały tam pod wpływem nasuwających się elementów karpackich w całości sfałdowane i nasunięte „en bloc“ na młodsze warstwy daszawskie (tor-

ton-sarmat). Amplituda tego nasunięcia dochodzi do znacznych rozmiarów. Warstwy daszawskie zostały przy tym jedynie lekko sfalowane; jak to wynika np. z tektoniki gazonośnych pokładów w Daszawie i Oparach na brzegu nasunięcia stebnickiego.

Zaznaczone wyżej różnice w układzie warstw neogenu zachodniego i wschodniego Przedkarpacia związane są ściśle z charakterem podłoża. Na zachodzie stare podłoże paleozoiczne i mezozoiczne znajduje się stosunkowo płytko; miąższość utworów neogenu, szczególnie na krańcach zachodnich, jest nieznaczną, wówczas gdy na wschodzie mamy do czynienia z wielkimi jego masami, szczególnie, gdy zbliżamy się do brzegu Karpat, gdzie stare podłoże leży bardzo głęboko. Tym tłumaczy się fakt, że w Karpatach Wschodnich ruchy brzeżnych elementów fliszowych spowodowały fałdowanie i przesuwanie serii stebnickiej, gdy tymczasem na zachodzie zaznaczały się tylko ślizgania płaszczowin fliszowych na podłożu młodszym z neogenu (94, 97).

Uwagi ogólne

CIŚNIENIA MAS WGLĘBNYCH OTACZAJĄCYCH KARPATY — ZAGADNIENIE KOTLINY ŻYWIECKIEJ

Masy cieszyńskie mają swą ciągłość ku południowi. Zwraca tu szczególną uwagę kotlina Żywca. To zagadnienie już niejednokrotnie rozpatrywano w literaturze, np. na starych mapach Atlasu Geologicznego Galicji zaznaczono w Żywcu jakby wyspę utworów kredy cieszyńskiej w otoczeniu fliszowych mas młodszych. Wy tłumaczenie tego zjawiska nasuwało i nasuwa wielkie trudności. Czerwone łupki, ukazujące się wśród kredy cieszyńskiej, zwiększają komplikację. Nic więc dziwnego, że na ten temat wypowiedziano różnorodne i nieraz sprzeczne ze sobą poglądy. Podobnych zagadek nawet i dziś jest bardzo wiele w Karpatach; będą one musiały jeszcze długo czekać na całkowite wyjaśnienie.

W kotlinie Żywca masy kredy cieszyńskiej łącznie z cieszyńskimi ukazują się w formie niezwykle zaburzonej; są to zgniecione i zlustrowane łupki czarne, fantastycznie powyginane, porozrywane bryły wapienia z nieregularnymi spękaniem i żyłami kalcytu, z upadami często stromymi i nie układającymi się w żaden konsekwentny system. Nie można tu nawet myśleć o jakichkolwiek harmonijnie ułożonych formach tektonicznych. Studiując tę dziwną strukturę warstw cieszyńskich, szczególnie na prawym brzegu Soły powyżej ujścia Koszarawy, dochodzimy do wniosku, że musiała ona podlegać jakimś niezwyklej procesom dyslokacyjnym.

Na szczególną uwagę zasługuje otoczenie kredowej wyspy cieszyńskiej. A więc od południa zachował się tu stosunkowo mały płat elemen-

tu śląskiego z warstwami krośnieńskimi, łupkami menilitowymi i pstrykami utworami eocenu, jakby zaklinowany pomiędzy kredą cieszyńską, a nasuwającą się od południa płaszczowiną magurską; od wschodu kreda cieszyńska wylania się bezpośrednio spod jednostki magurskiej, od zachodu chaotycznie przylega do piaskowców młodszej kredy śląskiej, od północy zaś masy cieszyńskie widocznie nasuwają się na warstwy krośnieńskie elementu śląskiego.

Dużo mówią wiercenia, wykonane dotychczas w obrębie kotliny żywieckiej, a więc jedno wiercenie głębokie do 1500 m przebiło od góry przeważnie kredę cieszyńską, niżej zaznaczały się także pstre warstwy, przypuszczalnie kredy młodszej lub paleogenu, niezwykle jednak zaburzone, przeważnie o stromym układzie. Kilka otworów płytkich — do około 500 m — stwierdziły mocno zgniecione wapienie i łupki cieszyńskie, niekiedy w wyższych partiach — zdyslokowane pstre łupki.

Pomiary grawimetryczne, wykonane w rejonie otaczającym, stwierdziły tu istnienie rozległej depresji grawimetrycznej.

Taki jest stan faktyczny niektórych stosunków geologicznych i grawimetrycznych, przedstawiony tu w ogólnym bardzo zarysie. Dodać należy, że obszar kredy cieszyńskiej wraz z bezpośrednio przylegającym rejonem w kotlinie Żywca wynosi kilkadziesiąt km², a więc jest to już zjawisko o dużych stosunkowo rozmiarach.

Wiele materiałów geologiczno-kartograficznych, dotyczących kotliny żywieckiej, zgromadził A. Tokarski, który udzielił mi uprzejmie do wglądu swych cennych zdjęć oryginalnych.

Z przytoczonej wyżej charakterystyki kilku brył, należących do różnych elementów tektonicznych, oraz z ich rozkładu w kotlinie Żywca wyprowadzamy dziś nowy wniosek, że formacje cieszyńskie zostały tu wygniecione z głębi, że porwane zostały razem z nimi fragmenty młodsze Salidów, że *masy te, o diapirowym niejako charakterze, w niektórych miejscach przebiły nadległy element śląski aż do kontaktu z Magurą*, w innych miejscach wygniotły jednostkę śląską, pozostawiając jedynie jej małe strzępy, lub znów, jak na brzegu zachodnim, oparły się o wielkie bryły piaskowców godulskich i nasunęły ku północy częściowo na południowe skrzydło elementu śląskiego. Masy powyższe wyparte zostały ku górze z wielkich głębi, o czym świadczą nie tylko wyniki wierceń, ale i dane grawimetryczne.

Stajemy wobec układu, który ma cechy dużego elementu diapirowego. Z diapiromi jednak łączymy zwykle pojęcie o mniejszych masach solnych, jak to jest np. w Rumunii, w rejonie Emby, w Luizjanie, wreszcie u nas na wale kujawsko-pomorskim. W kotlinie Żywca rozmiary skał wygniecionych w głębi są istotnie bardzo znaczne i wiel-

kie też musiały być ciśnienia wgłębne, które do powstania takiej formy się przyczyniły. Dochodzimy do wniosku, że siły te nie mogły być jednostronne, gdyż w takim przypadku powstałoby wybitnie jednostronne nasunięcie. Musiały więc tu działać w głębi potężne ciśnienia z różnych kierunków.

Analiza pewnych zjawisk tektonicznych w dalszym zasięgu wyjaśni nam, jakiego rodzaju siły mogły działać w głębi kotliny żywieckiej. Musimy tu zwrócić uwagę nie tylko na układy mas na powierzchni, ale w szczególności na stosunki dotyczące brył wgłębnych. Od północy — od strony Wieliczki, Krakowa i Cieszyna — przylega tu płyta mezozoiczna, podestana w głębi sztywnym sfałdowanym górotworem hercyńskim. Hercynidy ciągną się daleko ku północy ku łańcuchowi Gór Świętokrzyskich i wreszcie na swym północno-wschodnim krańcu opierają się o olbrzymią sztywną płytę wschodnio-europejską. W całości tych kolosalnych sztywnych brył zaznacza się ruch ku południowemu zachodowi, czy też ku południowi. Wiadomo, że w Górach Świętokrzyskich sfałdowania są skierowane ku SW, a nawet mezozoiczne otoczenie starego masywu ma tu wyraźną asymetrię, wskazującą na ruch ku południowemu zachodowi. Tego samego rodzaju asymetria zaznacza się nawet w małych elementach tektonicznych na zachód od wału kujawsko-pomorskiego, jak np. w wysadach solnych Kłodawy oraz Inowrocławia. Nawet na dalekich krańcach płyty rosyjskiej dostrzegamy podobne zjawiska. Według zdjęć geologów radzieckich charakterystyczną cechą budowy długiego łańcucha gór Uralu są wielkie przesunięcia formacji paleozoicznych ku zachodowi, w łańcuchu zaś Paj Choj — koło Morza Karskiego — ku południowemu zachodowi. Wielki łańcuch kaledoński, obramiający Półwysep Skandynawski, przesuwa się, jak wiadomo, ku południowemu wschodowi. Ostatnie syntetyczne zestawienia N. S. Szatskiego (81) dostarczają bardzo ważnego materiału. Okazuje się mianowicie, że wielka staro-paleozoiczna geosynklina (przeddewońska), przebiegająca mniej więcej równoleżnikowo pomiędzy krystalicznymi tarczami skandynawską i ukraińską, ma strukturę niesymetryczną, zdradzającą jakby pewien ruch ku południowi. Dane powyższe poparte są wynikami głębokich wierceń, które osiągnęły podłoże krystaliczne. Również ważne jest przypuszczenie autora (acz z zastrzeżeniami) o pewnej migracji geosynkliny hercyńskiej ku południowi w stosunku do kaledońskiej.

Południowy kraniec płyty rosyjskiej graniczy już z systemem alpejskim i wykazuje na ogół południowy kierunek ruchów.

Na szczególną uwagę zasługują także ogólne stosunki tektoniczne Donieckiego Zagłębia Węglowego. Według badań geologów radzieckich wypiętrza się tam główna antyklina o przebiegu ESE-WNW. Od północy przylega do niej główna synklina, poza tym od strony północnej zazna-

czają się drobne fałdowania, według Archangielskiego (3) wyraźnie przechylone ku północy, są również i przesunięcia w tym samym kierunku. Na południowym brzegu basenu istnieją liczne nasunięcia z północy na południe; szczelinami wydostawały się tam wylewne skały zasadowe. Również znane są przesunięcia poziome dużych rozmiarów tak samo w kierunku z północy na południe. Oprócz utworów karbonu także i osady górnej kredy biorą udział w dyslokacjach basenu donieckiego. Znane są też fałdowania trzeciorzędowe.

W ogólnej strukturze Zagłębia Donieckiego dostrzegamy przesuwanie mas ku południowi oraz prawdopodobnie wsteczne ich obalenie ku północy wskutek podsuwającego ruchu sąsiadującej płyty. A. D. Archangielskij (3) przytacza jeden fakt, który potwierdza poniekąd powyższy pogląd. Mianowicie, głębokie wiercenie wykonane na północnej granicy basenu po przebicciu drobnych fałdowań weszło w układy płaskie z upadem z północy na południe.

A. Karpinskij już w roku 1883 (31) zwrócił uwagę na pewne analogie pomiędzy górotworami donieckim i świętokrzyskim. E. Süss widzi w basenie donieckim i w Górach Świętokrzyskich dalszy zachodni ciąg Ałtaidów (75).

Zwracają naszą uwagę stosunki tektoniczne zachodniego obrzeżenia krystalicznej płyty wołyńsko-ukraińskiej. Na ogół utwory paleozoiku, otaczające ten masyw, zapadają ku południowemu zachodowi. Jednakowoż w okolicach Pełczy w warstwach środkowego dewonu według badań J. Samsonowicza (67) zaznaczają się wąskie fałdy obalone ku północnemu wschodowi. Cała płyta paleozoiczna obniża się stopniowo w kierunku zapadliska przedkarpackiego, przy czym temu obniżaniu się towarzyszą także i dyslokacje uskokowe. Wskutek podobnego rozkładu mas nie przypuszczamy, aby fałdowania w Pełczy mogły powstać pod działaniem ciśnień od strony zachodniej. Przeciwnie, działały tu raczej ruchy podsuwawcze całego masywu wschodniego, skierowane ku południowemu zachodowi. Fałdy Pełczy obalone ku wschodowi widocznie mają charakter przechyleń wstecznych.

Potężny masyw Kaukazu wykazuje ruch ku południowi. W jego budowie według badań geologów radzieckich wybitną rolę odgrywają wielkie bryły jury, kredy a także trzeciorzędu. Wszystkie one są nasunięte jedno na drugie w kierunku południowym z odchyleniem ku zachodowi. Półwysep Krymu otoczony jest od południa łańcuchem gór, który powstawał na skomplikowanej drodze różnych procesów dyslokacyjnych. Szczególną rolę odgrywały tu fałdowania kimeryjskie a następnie i młodsze trzeciorzędowe. Kierunek ruchów dyslokujących masy górskiej widocznie był skierowany ku wybrzeżom Morza Czarnego, tj. ku południowi. W systemie łańcuchów alpejskich, do którego zresztą należą

Kaukaz i Krym, mamy na ogół zjawisko odwrotne, gdyż Alpy przesu- wają się ku północy, Karpaty ku północy i północnemu wschodowi, przy- najmniej jeżeli chodzi o Karpaty Zachodnie i Wschodnie.

Hercynidy więc, będące na terytorium Polski w kontakcie z płytą wschodnio-europejską, są w stałym niejako ruchu od okresów paleozoicz- nych aż po trzeciorzęd; ten ruch skierowany jest na południowy zachód albo na południe. Brzeg południowy owej starej sztywnej płyty zapada pod Karpaty.

Od strony zachodniej zaznacza się wpływ paleozoicznego górotwo- ru Sudetów, które na wschodnich swych krańcach wykazują wyraźne sfałdowania i przechylenia skierowane ku SE. Znany np. fałd michał- kowicki koło Rybnika przesunięty jest również w tym samym kierun- ku ku południowemu wschodowi.

Wreszcie w Karpatach Zachodnich mamy generalną linię ruchów alpejskich skierowanych z południa na północ, ruchów trwających od starszej kredy aż po neogen włącznie.

Kotlina żywiecka znajduje się jakby na skrzyżowaniu owych trzech zasadniczych kierunków ciśnień górotwórczych. Mamy tu pod- suwające się sztywne masy od północy i zachodu oraz nasuwające się elementy od południa. Tym stanem rzeczy możemy sobie tłumaczyć, że w kotlinie żywieckiej doszło do wygniecenia z głębi wielkiego bloku kredy cieszyńskiej wraz z młodszymi Solidami przy równoczesnym prze- biciu nadległych mas śląskich. Porwane przy tym pstre łupki mogą po- chodzić z owego fliszu zewnętrznego czyli Solidów, które podścielają na północy Cieszynidy.

W rejonie więc południowego Żywca możemy przypuszczać istnie- nie wielkiego zapadliska, wypełnionego w głębi masami bardziej pla- stycznymi w stosunku do sztywnych brył otaczających. Istotnie, znaj- dujemy tu na powierzchni formacje cieszyńskie, fragmenty Solidów, kompleksy godulskie; wszystkie one kryją się pod nasunięcie magur- skie, które z kolei zapada gdzieś pod Pieniny. Największe więc zapadliska winny znajdować się pomiędzy kotliną żywiecką a Pieninami, gdyż na południe od Pienin rozpościerają się znowu elementy sztywne z krystal- licznymi jądrami. Spośród dzisiejszych metod stosowanych w celu przy- bliżonego bodaj ujęcia charakteru mas wgłębnych sprawdzianem w da- nym przypadku może być grawimetria. Z tych względów wielce cenne są dla nas pomiary grawimetryczne wykonane ostatnio na opisywanym obszarze przez K. Maryniaka i współpracowników Państwowego Przed- siębiorstwa Geofizycznego (48). Stwierdzono w tym rejonie znaczną de- presję grawimetryczną, która w porównaniu np. z okolicą Wieliczki wy- kazuje niedobór mas, wyrażający się wielkością około -50 mgal.

W strefie żywieckiej zbliżają się ku sobie w głębi wielkie kontynentalne bryły — wschodnio-europejska i sudecka, i tu ma swój szczególny wyraz także nacisk krystalicznych mas Karpat wewnętrznych. Nie powinno więc nas dziwić, że na skrzyżowaniu tych potężnych sił doszło do tak osobliwego zjawiska, jak wysad żywiecki. Już W. Teisseyre (85, 87) podnosił znaczenie kierunku dyslokacyjnego tzw. linii Zawichost-Kurdwanów, tj. kierunku przebiegającego wzdłuż doliny Wisły od Zawichosta po przez Sandomierz i okolice Krakowa⁸. Przedłużenie tej linii ku południowemu zachodowi ciągnie się mniej więcej przez kotlinę Żywca. Wymieniony autor zwracał również uwagę na podsuwające ruchy Przedgórze.

Dyslokacje w rejonie Żywca należą niewątpliwie do tektonicznych zjawisk większego stylu, zaznaczają się więc one z pewnością na dalszej przestrzeni, prawdopodobnie na zewnętrznym brzegu Karpat oraz na ich zagórze. Na północy w okolicy Wadowic Salidy ograniczone są od zachodu wybitną dyslokacją poprzeczną; wzdłuż tej dyslokacji są one wysunięte ku północy o kilkanaście km dalej, niż ich ciąg zachodni u czoła Cieszyńców. Według M. Książkiewicza (40 i 41) zaznacza się tam szereg uskoków i przesunięć, które świadczą, że w danym rejonie istnieje szersza strefa dyslokacyjna o poprzecznym na ogół kierunku. Ten kierunek odpowiada również dyslokacji ograniczającej kotlinę żywiecką od wschodu, gdzie formacje Magury wyraźnie zmieniają swój kierunek równoleżnikowy na południowo-zachodni.

⁸ *Uwaga:* Pojęcie linii „Zawichost-Kurdwanów“ wywołuje często nieporozumienia. Wymieniona dyslokacja została określona przez autora jako „linia“ — prawdopodobnie dla pewnego uproszczenia. W rzeczywistości mamy tu do czynienia nie z ostro zarysowaną linią dyslokacyjną, lecz raczej z szeroką strefą różnych dyslokacji uskokowych. Tego rodzaju strefa może się zaznaczać nawet na południowo-wschodnim obramieniu Gór Świętokrzyskich. Z pracy J. Wdowiarza (107) wynika, że istnieje np. wybitny uskok w Żółczy, tak samo w rejonie Świniar i Słupi. Można wnioskować, że cały rejon pomiędzy Wójczą i Solcem pocięty jest uskoki. Przebieg izoanomalii grawimetrycznych oraz izobat sejsmicznych na wschód od Wisły pomiędzy Szczucinem a Mielcem wykazuje olbrzymie różnice. Np. izobaty wypiętrzenia Mielca ku SW od Trzciany gwałtownie skręcają ku południowemu zachodowi i nie zdradzają w najmniejszym stopniu jakiegokolwiek powiązania z grawimetrią na zachód od doliny Wisły. Kierunek wypiętrzenia Mielca konsekwentnie poprowadzony zupełnie nie harmonizuje z kierunkiem przypuszczalnego wypiętrzenia Wójczy. To powiązanie na mapie autora jest zupełnie dowolne. Na dalszych peryferiach doliny Wisły ku północy antyklina Rachowa widocznie oddzielona jest dyslokacją poprzeczną od strefy zachodniej. W kierunku południowo-zachodnim od Krakowa ku Wadowicom zaznaczają się, jak wiadomo, wybitne dyslokacje poprzeczne podłoża na brzegu Karpat. Wszystkie te zjawiska wiążą się ze strefą dyslokacyjną doliny Wisły (Zawichost-Kurdwanów). Materiały geologiczne zebrane przez J. Wdowiarza mają dużą wartość, chociaż niektóre z nich, jak np. z Łapczycy, Kolanowa, Gierczyc, interpretuje w innym znaczeniu.

Poznanie przebiegu sieci dyslokacyjnej w dolinie Wisły wymaga wielu różnorodnych danych, w szczególności ścisłych pomiarów grawimetrycznych, sejsmicznych i licznych wierceń geologicznych, co nie może być dokonane tak szybko.

Południowe skrzydło Karpat zewnętrznych opiera się o Pieniny. Śledząc kierunek dyslokacyjny notowany w rejonie Żywca dostrzegamy, że na jego południowym mniej więcej przedłużeniu załamuje się cały łańcuch pieniński, tworząc wielkie kolano otaczające wschodni brzeg Małej Fatry. Ten obraz jest plastycznie przedstawiony na mapie D. Andrusowa (2). Przesunięcie zachodniego odcinka Pienin ku północy wynosi około 5 km. Dyslokacyjna strefa Żywca widocznie nie kończy się na Pieninach; jej dalszego południowego ciągu można oczekiwać w obrębie elementu Hranidów, jakby to wynikało ze zdjęć geologów czeskosłowackich.

Strefa poprzecznych zaburzeń wyznaczona częściowo doliną Soły dotyczy widocznie nie tylko młodszej pokrywy karpackiej. Ta pokrywa jest raczej odbiciem głębszych dyslokacji starego podłoża. Na tej właśnie strefie obejmującej około 200 km na długość załamuje się cały łańcuch karpacki zmieniając równoleżnikowy kierunek tatrzański na południowo-zachodni — śląski. Tę strefę wielkich zaburzeń poprzecznych można nazwać *dyslokacją Soły*. Mamy tu zjawisko podobne do opisanego w Karpatach środkowych, gdzie graniczą ze sobą kierunki tatrzański i karpacki (Przeworsk — rozwidlenia doliny Ondawy), tworząc dyslokację koszycko-jasielską.

Dwie wymienione poprzeczne strefy dyslokacyjne dzielą Karpaty na trzy naturalne odcinki: wschodni o kierunku „karpackim“, środkowy o kierunku równoleżnikowym, który nazwiemy „tatrzańskim“, i zachodni, skręcający ku południowemu zachodowi, nazwany „śląskim“. Granicę między tymi odcinkami naturalnie nie tworzy linia prosta. Jest to w istocie szeroka strefa graniczna, mająca swoje załamania i odchylenia. Geologia powierzchniowa odtwarza tylko przybliżony obraz zaburzeń wglębnych, jedynie ściśle pomiary geofizyczne będą mogły dokładnie oznaczyć labirynt dyslokacji wglębnych przecinających Karpaty.

Różnorodność dyslokacji, którym ulegała płyta wschodnio-europejska, odznacza się pewną szczególną cechą, jeżeli będziemy rozpatrywali ją w kolejnych przejawach posuwając się z północy ku południowi. Na dalekich północnych krańcach zaznaczają się tam intensywne fałdowania kaledońskie, skierowane wyraźnie ku SE, a także inne, o wiele starsze. W Zagłębiu Donieckim i w Górach Świętokrzyskich wyłaniają się górotwory hercyńskie. Ruch Hercynidów świętokrzyskich ma kierunek wyrażony jaskrawo ku południowi. Na południe od wymienionych górotworów płyta paleozoiczna, przykryta płaszczem osadów młodszych, ulegała różnym dyslokacjom, np. na przedpolach łańcucha świętokrzyskiego — fałdowaniom po-górnokredowym. Południowe krańce platformy u podnóży Kaukazu zapadły w ogromne głębie w miocenie i pliocenie; podobne zjawisko zarysowuje się i przed czołem Karpat.

Od północnych starych krańców Fennoskandii aż po zapadnięty w młodszych epokach fundament pod Cieszyńskimi w Karpatach Zachodnich fale dyslokacyjne przebyły daleką i długo trwającą drogę.

GRAWIMETRYCZNY OBRAZ KARPAT NA TLE GŁÓWNYCH ELEMENTÓW TEKTONICZNYCH

W nowoczesnych badaniach geologicznych geofizyka odgrywa doniosłą rolę. W wielu przypadkach stosunki wgłębne możliwe są do ujęcia jedynie dzięki studiom grawimetrycznym, sejsmicznym czy też magnetycznym. Załączona mapa grawimetryczna opracowana przez K. Maryniaka (tabl. VII) obrazuje natężenie siły ciężkości na całej przestrzeni naszych Karpat. Izoanomale grawimetryczne podaliśmy na tle głównych elementów karpaccich.

Pod względem grawimetrycznym od razu uwydatnia się zasadnicza różnica pomiędzy Karpatami Wschodnimi i Zachodnimi. Na wschodzie maksimum depresji grawimetrycznej przypada na zewnętrzną strefę Karpat. Depresja ta jest dalszym, północno-zachodnim ciągiem wielkiego minimum grawimetrycznego, rozpościerającego się w rejonie Doliny, Drohobycza i Borysławia. Gdy jednak około Borysławia owo minimum przypada na sam brzeg karpaccy, to ku północnemu zachodowi, zaczynając mniej więcej od Starego Sambora, wymieniona depresja wkracza już w obręb Karpat zewnętrznych zbliżając się do granicy pomiędzy elementami skolskim (skibowym) a śląskim. Na południe od tej strefy minimum (około -60 mgal) natężenie siły ciężkości stale wzrasta do około -10 mgal w strefie graniczącej z Czechosłowacją.

Zupełnie inny obraz zarysowuje się w Karpatach Zachodnich: od wybitnych wielkości dodatnich na brzegu Karpat na równoleżniku Krakowa (+10 do +20 mgal) natężenie siły ciężkości w kierunku południowym stale maleje dochodząc do minimum około -60 mgal w rejonie Nowego Targu, tj. przy zbliżaniu się do strefy pienińskiej. Depresja wymieniona o wyraźnie zarysowanym charakterze rozpościera się ku wschodowi nieco skośnie przez Karpaty łącząc się z wyżej wymienioną depresją wschodnią w okolicy Krosna i Sanoka.

Zagadnienie wzajemnego stosunku pomiędzy przebiegiem izoanomali a rozmieszczeniem głównych jednostek tektonicznych w Karpatach uwytkła się w niektórych przypadkach bardzo wyraźnie. Zewnętrzny brzeg Karpat na wschodzie w rejonie Przemyśla widocznie mało ma wspólnego z przebiegiem izoanomali grawimetrycznych. Na NW od Przemyśla brzeg ten ścina prawie prostopadle wymienione izoanomale, dopiero ku zachodowi i na południe układa się równoległe do nich. Pomie-

dzy Krakowem a Rzeszowem dostrzegamy nierówny stosunek brzegu do izoanomali, co widocznie spowodowane jest zapadaniem i wznoszeniem się wgłębnych mas podłoża. Na zachód od Krakowa dodatnie wartości izoanomali na brzegu Karpat wzrastają dość szybko, gdyż stare hercyńskie podłoże znajduje się tam już niedaleko pod powierzchnią.

Zasługuje na uwagę graniczna strefa pomiędzy elementami skolskim i śląskim na wschodzie na północ od Sanoka. Odklucie elementu śląskiego pozostaje widocznie w związku z wielkim zapadliskiem podłoża, gdyż czoło płaszczowiny śląskiej przebiega bezpośrednio na południe od wielkiej depresji grawimetrycznej, przy czym przebieg ten układa się zgodnie z kierunkiem izoanomali. Ta współzależność jest tak jaskrawo wyrażona, że uważam ją za jedno ze szczególnych zjawisk w temacie „grawimetria i tektonika Karpat“.

Element śląski wykazuje na ogół mniejsze szarmonizowanie z przebiegiem izoanomali, acz w szczegółach znajdują się tu formy tektoniczne, jak np. w depresji centralnej w okolicach Krosna, gdzie poszczególne anomalie wykazują pewną współzależność od drobnych elementów tektonicznych. Na zachodnich krańcach Karpat w południowej strefie elementu śląskiego ogólne kierunki geologiczne harmonizują z przebiegiem izoanomali.

Wiele daje do myślenia zachowanie się pola grawimetrycznego w granicach Magury. Zewnętrzny brzeg Magury w rejonie Jasła i Gorlic wysuwa się ku północy na kształt dwóch wielkich klinów. Kliny te, szczególnie w okolicy Jasła, układają się w wyraźnym związku z depresją grawimetryczną. Północne oderwane czapy magurskie pływają na fliszu depresji centralnej. Zewnętrzny ich brzeg jest oddalony o 20 km od głównego pnia Magury. Zachodni brzeg Magury, przebiegający około okna tektonicznego w Żywcu, układa się tam harmonijnie w stosunku do izoanomali wykazujących wzrastanie depresji ku południowi od -10, -25 mgal. Bezpośrednio na południe od brzegu Magury około Gorlic wzrastają wybitnie minima grawimetryczne (do -45 mgal). Fakt ten pozostaje w związku z oknem tektonicznym, przebijającym się tam przez pokrywę magurską. Stwierdzony tutaj niedobór mas może odpowiadać pod względem geologicznym nagromadzeniu elementów fliszowych, podścielających formacje Magury. Wystarczy nadmienić, że np. otwór Siary 1, wykonany w zewnętrznej strefie magurskiej w okolicy Gorlic, po przebicciu nasunięcia magurskiego wiercił w olbrzymiej serii warstw krosnieńskich, należących widocznie do układu synklinalnego.

Południowa partia pokrywy magurskiej zapada pod górotwór pienięwski i tu właśnie, w zachodniej części naszych Pienin, jak już wzmiankowaliśmy, rozwija się największa depresja grawimetryczna, dochodząca do -60 mgal. Z rozważań naszych wynika, że Pieniny rozpościerające

się na granicy zewnętrznych i wewnętrznych Karpat, były strefą najbardziej podlegającą ruchom. W okresie tworzenia się osadów mezozoicznych powstawały tu wielkie zapadliska, a następnie zachodziły skomplikowane procesy dyslokacyjne, powtarzające się kilkakrotnie, które zaznaczały się jeszcze po paleogenie w bardzo intensywnej formie powodując miejscami zafałdowanie fliszu magurskiego wśród skałek pienińskich.

Większe elementy karpackie, jak się dotąd okazało, są oderwane od swego bezpośredniego podłoża. Wszystkie one pochodzą z południa. Należy także wziąć pod uwagę, że otwory w Soli, na południe od Żywca, przebijały płytko nasunięcie magurskie (400-500 m) i stwierdzały pod nim fliszowe elementy głębsze. W Soli znajdujemy się już w odległości tylko około 20 km od Pienin.

Stoimy tu wobec wielkich zagadek tektonicznych. Pieniny naturalnie nie spoczywają na miejscu na swoich naturalnych fundamentach. Uległy one olbrzymim procesom dyslokacyjnym, które je sfałdowały i przesunęły z południa. Pod dzisiejszymi więc Pieninami była wielka przestrzeń, skąd mogły wędrować ku północy masy zewnętrznych Karpat fliszowych. Tam też prawdopodobnie należałoby szukać zanikłych już elementów, które dostarczyły zapewne wiele materiału skalnego dla różnych formacji w obrębie północnych jednostek fliszowych. Strefa pienińska ukazuje się nam dzisiaj jako wąski pas o powierzchni niekiedy kilku zaledwie km na szerokość. Są to jednak tylko czołowe spiętrzenia tego górotworu. Południowe jego zbocza pokryte są grubą pokrywą fliszu podhalańskiego. Teoretycznie można przypuszczać, jak to zresztą czynili już różni geologowie, że górotwór pieniński ciągnie się daleko ku południowi sięgając prawdopodobnie pod jednostki reglowe i tatrzańskie. I tutaj znowu grawimetria daje nam bardzo ważki argument. Okazuje się mianowicie, że krystaliczny masyw tatrzański znajduje się w strefie głębokiej depresji, związanej niejako organicznie z depresją pienińską. Wnioskować można, że granity Tatr nie sięgają bezpośrednio daleko w głąb, że są to masy o niezbyt wielkiej miąższości, pływające na sfałdowanym podłożu pienińskim, zbudowanym z wielkich kompleksów skał osadowych. Turnie Tatr Wysokich nie mają swych fundamentów bezpośrednio w głębi, a małe sfałdowania Giewontu czy Czerwonych Wierchów, w których biorą udział płyty skał krystalicznych, są tylko słabym echem potężnych dyslokacji i przesunięć tektonicznych, jakim ulegał cały granitowy masyw tatrzański.

Przypuszczenia o nasunięciu masywu tatrzańskiego były już dawno wypowiedane (Uhlig, 1907, 100). Dzisiaj ten pogląd jest poparty całym ujęciem tektoniki głównych elementów karpackich oraz badaniami grawimetrycznymi, wykonanymi w ostatnich czasach.

Przechodzimy teraz do rozpatrzenia anomalii siły ciężkości w zewnętrznej strefie Karpat Wschodnich.

Załączona mapka grawimetryczna została ułożona na podstawie zdjęć grawimetrycznych (redukcja Bouguera) grupy K. Maryniaka — dla części zachodniej, pomiarów geofizyków radzieckich — dla części wschodniej; korzystano także z materiałów opublikowanych w pracy T. Olczaka (55).

Na mapie tej (por. tabl. VIII) szczególną uwagę zwraca depresja grawimetryczna rozpościerająca się wzdłuż zewnętrznego brzegu Karpat Wschodnich, w okolicy Doliny i Borysławia (-90 mgal). Depresja ta rozdziela się jakby na dwa ramiona: jedno wyciągnięte ku północy w kierunku wielkiej depresji nadbużańskiej, drugie skierowane ku północnemu zachodowi. Zajmuje nas szczególnie ów ostatni kierunek. Na północny zachód od Borysławia niż grawimetryczny przedpola Karpat wkracza już w obręb samych Karpat i obejmuje strefę między płaszczowinami skolską i śląską, łącznie z depresją centralną. Oś grawimetrycznego obniżenia na zachodzie przebiega na podanej mapce na północ od Sanoka oraz na przestrzeni pomiędzy Krosnem a Strzyżowem. Brzeg Karpat skolskich (skibowych), wybiegający ku północy aż do Rzeszowa i Przemyśla, zbliża się już do obszarów wyżowych (około Rzeszowa 0 mgal).

Jeżeli wolno przypuszczać, że niedobory siły ciężkości na brzegu Karpat Wschodnich spowodowane są nagromadzeniem się tam mas górnych lżejszych (elementy wgłębne otulone masami solnymi, w ogóle neogen przedgórze), to uzasadnione by było również twierdzenie, że tego rodzaju układy rozpościerają się także i pod Karpatami dalej, w kierunku północno-zachodnim, zaznaczonym przebiegiem grawimetrycznej strefy depresyjnej.

Z licznych danych geologicznych, uzyskanych w Karpatach Wschodnich i Zachodnich, możemy wnioskować, że większe elementy tektoniczne są tu przesunięte na znaczną odległość ku północnemu wschodowi i ku północy. W obrazie grawimetrycznym szukamy nie tylko potwierdzenia, ale i uzupełnienia powyższych spostrzeżeń.

Geofizycy radzieccy A. A. Bohdanow, B. Ł. Gurewicz i S. J. Szereżewskaja podają na podstawie nowszych pomiarów grawimetrycznych w Karpatach Wschodnich oraz na ich przedpolu i zagórze, oprócz wyżej przytoczonej wschodniej części mapki grawimetrycznej, także ciekawą koncepcję przypuszczalnego rozkładu mas wgłębnych na profilu pomiędzy Lwowem a Munkaczewem, tj. między płytą podolską a zagórzem Karpat (13). Uwidoczniono tu, że ciężar właściwy mas skalnych w Karpatach zewnętrznych i w zapadlisku przedkarpackim (flisz, neogen, górna kreda nad płytą podolską) jest znacznie niższy (2,2-2,45), niż ciężar właściwy mas paleozoicznych płyty podolskiej (2,65), a także i mas zagórza

przy zbliżaniu się do niziny węgierskiej (2,65). Stosunki te znajdują odbicie w niedoborach siły ciężkości zarówno w zapadlisku przedkarpackim wypełnionym neogenem, jak i w strefie fliszu zewnętrznego. Wymienieni autorzy przypuszczają, że wielkiej depresji grawimetrycznej na brzegu Karpat Wschodnich (do ok. -90 mgal) będzie odpowiadało nagromadzenie mas lżejszych o wielkiej miąższości, może ponad 6 km. Pogląd ten zgadzałby się z naszym ujęciem geologii brzeżnej strefy Karpat Wschodnich, co do rozwiniętych tam potężnych elementów wgłębnych, graniczących z utworami neogenu, albo przez te utwory otulonych (92). W danym przypadku uwydatnia się wyraźnie współzależność pomiędzy rozkładem górnych mas pokrywy Ziemi a rozkładem anomalii grawimetrycznych.

W świetle przytoczonych rozważań pod płaszczywną skolską, przynajmniej w niektórych jej częściach, mogą być napotymane Salidy wgłębne. Naturalnie dopiero głębokie wiercenia będą mogły wyjaśnić rzeczywisty stan rzeczy.

Rozmieszczenie niedoborów grawimetrycznych w karpatach Wschodnich jest argumentem przekonywającym o harmonijnym ich przebiegu w stosunku do ogólnego kierunku głównej osi karpackiej. Mniejsze jednak elementy tektoniczne przeważnie nie znajdują tu odbicia w anomaliach siły ciężkości. Jednakowoż na zachodnim odcinku, na północ od Sannoka w dolinie Potoku, Rogów, Strzyżowa, niektórym anomaliom grawimetrycznym mogłyby odpowiadać poszczególne jednostki tektoniczne. Zagadnienie to wymagałoby przypuszczalnie wykonania bardziej szczegółowych studiów geofizycznych⁹.

Współzależność między strukturą geologiczną a anomaliami siły ciężkości zaznacza się wyraźnie nie tylko w Karpatach, ale także i w innych rejonach górskich, np. na wschodnich krańcach Kaukazu około wybrzeży Morza Kaspijskiego. Strefom depresji grawimetrycznej odpowiadają tam wybitne młodsze zakłębnięcia tektoniczne, jak to widać na mapie izoanomalii grawimetrycznych okolic Baku (54).

ASYMETRYCZNA STRUKTURA GÓR KARPACKICH

W budowie niektórych łańcuchów górskich, jak np. Alp, dawno już zwracały na siebie uwagę pewne strefy centralne z warstwami krystalicznymi, mającymi strukturę wachlarzową. Tego rodzaju formy nasuwały przypuszczenie o czynnej roli mas krystalicznych w budowie gór. Jednak E. Süß już blisko sto lat temu uwypuklił szczególne zjawisko asymetrii w całej strukturze łańcuchów górskich (75). Ta myśl przenikliwa nabierała z biegiem lat coraz więcej konkretnego znaczenia. Asymetria zaznacza

⁹ W sprawie stosunków grawimetrycznych w Karpatach wiele cennych uwag zawdzięczam kol. K. Maryniakowi.

się zarówno w strukturach małych, jak w budowie wielkich mas górskich, znajdujących swój wyraz w bryłach płaszczowinowych.

W Alpach niełatwo jest znaleźć struktury symetryczne; chyba niekiedy tylko w fałdach o bardzo powierzchniowym charakterze. To samo dotyczy i Karpat. Na wielkiej przestrzeni łuku karpackiego napotykamy ciągle fałdy obalone, przesunięcia, łuski, skiby, wreszcie płaszczowiny. W niektórych przypadkach zaznaczają się formy jak gdyby symetryczne. Np. w Karpatach Pokuckich występują wyjątkowo antykliny i synkliny o budowie na pozór niemal regularnej, podobnie niektóre elementy w depresji centralnej, ale bardziej szczegółowe studia, uwzględniające szersze stosunki regionalne, zwykle przekonywają nas, że i te pozornie symetryczne kształty przechodzą w głębi w formy zupełnie symetrii pozbawione, tj. w większe bryły nasunięte, czy też w całe masy płaszczowinowe. A więc i owe zdawałoby się regularne elementy Karpat Pokuckich w głębszych swych partiach są oderwane od podłoża i przesunięte ku północnemu wschodowi. W wielu innych przypadkach napotykamy w Karpatach struktury o jaskrawo asymetrycznym charakterze. Do takich należą np. klasyczne skiby wschodnio-karpackie, elementy wgłębne na zewnętrznym brzegu Karpat, struktury elementu śląskiego, Magury, Czarnohory itd. Podobny obraz napotykamy i na rozległym terytorium Karpat rumuńskich.

Do dziś przeprowadzone studia nad budową gór fałdowych zgromadziły olbrzymi materiał, który pozwolił na wyjaśnienie rozwoju i przeobrażania się różnych form tektonicznych zaczynając od najprostszych regularnych fałdów aż do niezwykle skomplikowanych alpejskich form płaszczowinowych. Klasyczne badania Alberta Heima i innych, wykonane przed laty w Alpach, wniosły tu wspaniałą podstawowy materiał (27). Biorąc za punkt wyjścia najprostsze zjawiska fałdowe, przeobrażające się w formy symetryczne, należało konsekwentnie przyjąć ciśnienie boczne jako główny czynnik przy powstawaniu i rozwijaniu się tektoniki fałdowej.

Wyniki nowszych doświadczeń w dziedzinie budowy chociażby tylko Karpat nasuwają jednak przypuszczenie, że samo tylko ciśnienie boczne nie może wyjaśnić całego skomplikowanego zjawiska tektoniki Karpat.

Asymetria w Karpatach wyraża się nie tylko w budowie poszczególnych elementów, a więc fałdów, łusek czy płaszczowin, ale również i w strukturze łańcucha jako wielkiej całości. Flisz zewnętrzny Karpat został przesunięty ku N i NE na sztywne starsze podłożę; ten flisz rodzi się niejako na południu spod alpejskiego górotworu Pienidów, graniczącego z kolei z potężnym systemem młodszych zjawisk wulkanicznych. Nic podobnego nie spotykamy na północnym brzegu karpackim. Rozwija się

tu przed nami zjawisko asymetrii o kolosalnych rozmiarach przestrzennych — jako wyraz szczególnego prawa natury. To prawo jest właściwe łańcuchom gór fałdowych.

O NIEKTÓRYCH MOMENTACH Z DZIEJÓW OROGENEZY KARPACKIEJ

Badania nad małymi i wielkimi formami, z jakich składa się cały potężny gmach Karpat, szczególnie Karpat Wschodnich i Zachodnich, dowodzą, że mamy tu do czynienia z nieprzebraną ilością drobnych elementów tektonicznych, które jednak są tylko małymi fragmentami ogromnych brył o skomplikowanej strukturze. Składowymi częściami płaszczowiny skolskiej są skiby wschodnio-karpackie, w płaszczowinie śląskiej dominują płasko leżące bryły, w depresji centralnej warstwy krośnieńskie uległy przeważnie nieregularnym sfałdowaniom i złuskowaniom, zgniecione fałdy dolnokredowej formacji cieszyńskiej należą do płaszczowiny cieszyńskiej, leżącej jako płaska bryła na Salidach i tortonie Przedgórze. Potężny górotwór Magury, sięgający, zdawałoby się, gdzieś daleko w głąb, okazał się również bryłą nieznacznej stosunkowo miąższości, leżącą na ogół płasko na swoim podłożu.

W Karpatach Wschodnich i Zachodnich wielkie płaszczowinowe bryły, nasunięte na swoje przedpole, widocznie nie mają korzeni gdzieś blisko na południe od części frontowych. W granicach wykonanych dotąd obserwacji bezpośrednich nigdzie nie stwierdzono najmniejszych oznak zbliżania się do korzeniowej strefy elementów płaszczowinowych. Biorąc pod uwagę całość budowy Karpat w ich przekroju poprzecznym, w szczególności doskonałe odklucie elementów płaszczowinowych, sztywny płytowy charakter paleozoicznego i mezozoicznego podłoża, zanurzającego się pod zewnętrzne Karpaty, można przypuszczać, że korzeniowe strefy płaszczowin zachodniokarpackich kryją się pod Pieninami, w Karpatach zaś Wschodnich przykryte są masywem krystalicznym (marmaroskim).

Karpaty Zachodnie dostarczają nam najbardziej wyraźnych danych, jeśli chodzi o wzajemny stosunek elementów nasuniętych. Płaszczowina cieszyńska tworzy element, którego formacje powstawały w warunkach paleogeograficznych zupełnie odrębnych od tych, jakie panowały w basenach śląskim i magurskim. Różne facjalne wykształcenie warstw cieszyńskich, przenikanie ich wgłębnymi cieszynitami, mówią dobitnie, że powstawały one daleko od miejsca swego obecnego występowania. Płaszczowina cieszyńska podesłana jest górotworem Salidów, oddzielających ją od miocenu autochtonicznego, co jeszcze bardziej uwydatnia rozpiętość nasunięcia tego elementu w kierunku północnym.

Nowy rozdział historii Karpat Zachodnich związany jest z tworzeniem się olbrzymiej serii osadowej śląskiej. Bryłowy układ tej serii, jej

spoczywanie na elementach Salidów, porwaki skał egzotycznych, oderwanych od podłoża nieznanego w bezpośrednim sąsiedztwie, świadczą również, że południowe krańce bryły śląskiej zanurzają się daleko pod płaszcz magurski.

Element magurski ukształtowany jako płasko leżąca sfałowana bryła, o swoistym charakterze facjalnym, ku południowi graniczy wyraźnie ze strefą pienińską. Częściowe przefaldowanie górotworu Pienin z Magurą maskuje niekiedy wzajemny stosunek tych elementów, tym niemniej jednak z regionalnego układu mas kontaktujących tutaj ze sobą wynika, że płaszczowina magurska zanurza się pod Pieniny.

Pod Pieninami znajduje się prawdopodobnie główne ognisko, które daje impulsy odrywania się i przesuwania płaszczowin Karpat Zachodnich ku północy.

Jakkolwiek ciśnienie boczne odgrywało decydującą rolę w powstawaniu górotworów fałdowych, tym niemniej liczyć się należy z pewnymi innymi momentami, wzmagającymi działanie czynników fałdujących, lub też nadających im pewien określony wyraz. Należy też rozważyć pewne zjawiska, które, szczególnie w Karpatach, mogły odegrać wielką rolę przy formowaniu się elementów płaszczowinowych.

Zwróćmy najpierw uwagę na wydarzenia geologiczne, poprzedzające tworzenie się nasuniętych elementów brzeżnych, a więc płaszczowiny skolskiej na wschodzie i śląskiej na zachodzie, wraz z górotworem Salidów. Decydującym momentem było w danym przypadku *formowanie się zapadliska przed czołem nasuwających się mas płaszczowinowych*, zapadliska poprzedzającego częściowo kształtowanie się samej płaszczowiny. Na Przedgórzu Karpat Wschodnich mamy do zanotowania niezwykle fenomen, mianowicie tworzenie się basenu wypełnionego potężną serią osadów wyższego tortonu, częściowo sarmatu. Miąższość tych osadów w strefie południowej sięga miejscami do przeszło 2000 m. I właśnie na to zapadlisko nasuwają się „en bloc” Neogenidy zbudowane przeważnie z dolnotortońskiej, może nawet starszej formacji stebnickiej. W związku z obniżonym południowym brzegiem basenu (gazonośne warstwy daszawskie) zachodziło tu odkłuwanie bryły stebnickiej i jej ześlizgiwanie się ku północy na strefę daszawskiego tortonu gazonośnego przy czynnym udziale ciśnienia fliszowych mas karpackich od południa. Są to jedne z decydujących momentów ostatniego górotwórczego aktu na Przedgórzu Karpat Wschodnich.

Posuwając się od bryły stebnickiej ku południowi opieramy się już o perikarpacką formację solną, o górotwory Salidów płaszczowiny skolskiej. I tu dostrzegamy również podobne zjawisko. Tworzenie się Salidów i całej płaszczowiny skolskiej było poprzedzone zapadaniem basenu, gdzie osadzały się wielkie masy mioceńskiej formacji solnej, a następnie warstw

stebnickich. W związku z tak obniżonym basenem miocenijskim zaszły fałdowania, odkłucia, przesuwanie i ześlizgiwanie się Solidów i całej płaszczowiny skolskiej.

W Karpatach Zachodnich tektonika Przedgórze jest mniej zróżnicowana wskutek nieznacznej stosunkowo miąższości osadów neogenu. Podłoże paleozoiczne i mezozoiczne podnosi się tu wyżej. Karbon w rejonie Cieszyna już w brzeżnej strefie karpackiej znajduje się w głębokości około 500 m, wapień jury około Wieliczki — w głębokości około 300 m. Na niektórych jednak odcinkach podłoże karbonu obniża się tu do przeszło 1000 m. W każdym razie przed czołem Solidów i całej płaszczowiny śląskiej mamy obniżający się basen z osadami neogenu.

Elementy skolski i śląski zbudowane są z olbrzymich mas serii osadowych od kredy po oligocen w sumie do około 5000-6000 m. Mamy więc tu do czynienia ze stale pogłębiającym się basenem, aczkolwiek zapadanie to zachodziło w różnej formie i najwidoczniej w różnym tempie. Wyraźnie zaznaczające się zapadlisko tworzyło się przy końcowym stadium wypełniania go, mianowicie w obrębie dzisiejszych warstw krośnieńskich. Na terytorium np. depresji centralnej miąższość warstw krośnieńskich wynosi około 2500 m. I znów mamy przed sobą charakterystyczne zjawisko: na ten zapadnięty basen nasuwają się od południa masy magurskie i czarnohorskie. Podobne fakty znane są również i na terytorium Karpat rumuńskich. Płaszczowina brzeżna nasuwa się tam na zapadlisko Przedgórze, wypełnione potężnie rozwiniętymi osadami miocenu i pliocenu. Nasunięty krystaliczny masyw wschodnio-karpacki ma u czoła warstwy dolnokredowe o dużej miąższości. Wyżej wymienione zjawiska w Karpatach rumuńskich obszernie opisał L. Mrazec (51). Na rozległych przestrzeniach łuku karpackiego zarysowuje się jakby koncepcja pewnego ogólnego prawa, że *większe masy płaszczowinowe nasuwają się na przedpola, które kształtowały się w warunkach głęboko zapadających basenów*. Układ taki sprzyjał ześlizgiwaniu się wielkich brył karpackich i ich kompletnemu odrywaniu się od podłoża przy udziale impulsów ciśnieniowych z głębi od strony południowej i prawdopodobnie północnej. Natomiast poszczególne fałdy, łuski czy skiby kształtowały się przeważnie pod wpływem ciśnienia bocznego. W podobnych przypadkach mogłoby zachodzić wprost paradoksalne zjawisko, mianowicie, że cała seria sedymentacyjna z basenu południowego mogłaby być odkłuta i ruchem poślizgowym spłynąć ku północy. Byłyby to masy „bezkorzeniowe“. O możliwościach ześlizgiwania się większych elementów wspomina również P. Termier (89). Znaczenie stref, które zapadają u czoła nasuwających się elementów, uwydatnia się szczególnie, jeśli weźmiemy pod uwagę całą formację molassową, rozpościerającą się wzdłuż zewnętrznego brzegu łańcucha alpejskiego, lub też formację neogenu u południowego podnóża Kaukazu.

Według danych geologów radzieckich (88) łańcuch Kaukazu ograniczony jest od południa i północy głębokimi zapadliskami z potężnie rozwiniętą serią osadów neogenu. Szczególnie zaznacza się tu od strony południowej (na S od Baku) zapadlisko doliny Kury, gdzie strop serii majkopskiej (miocen-oligocen) stwierdzono na olbrzymiej głębokości do około -6000 m. Od strony Morza Czarnego zapadlisko doliny Rionu pomiędzy Suchumi a Batumi jest mniejszych rozmiarów. Po stronie północnej łańcucha głębokie zakłębienie zaznacza się począwszy od Morza Kaspijskiego w dolinie Tereku. Strop warstw majkopskich stwierdzono tam w głębokości około -3000 m. Na drugim krańcu Kaukazu w dolinie Kubani w okolicy Morza Czarnego granica powyższa przebiega na poziomie około -2000 m. Wymienione depresje na obydwu skrzydłach łańcucha przedzielone są centralnym wypiętrzeniem poprzecznym, pozostającym widocznie w związku z wulkanicznym wypiętrzeniem Elbrusu. Zapadlisko południowe jest węższe; jak zaznaczyliśmy, jest ono w dolinie Kury szczególnie mocno zaakcentowane.

Góry Krymu od północy mają także pole zapadające. Strop Majkopu od zachodu znajduje się w głębokości około -300 m, od wschodu zaś -2000 m, gdyż tu się rozpościera depresja północnego Kaukazu, tj. doliny Kubani. Nagłe zapadanie Morza Czarnego od południa nie pozwala tu na dokładniejsze ujęcie rozmiarów obniżenia.

Zapadliska przedgórskie dawno już były znane w geologii alpejskiej, ale na południowym zboczu Kaukazu stwierdzono za pomocą różnych metod szczególnie wielkie rozmiary obniżania się przedpola łańcucha, co należy istotnie do pięknych zdobyczy w danej dziedzinie. Przesuwanie się mas górskich Kaukazu ku południowi staje się w ten sposób bardziej zrozumiałym. Zapadliska na przedpolach Kaukazu i Krymu zostały wyraźnie uwidocznione na nowej mapie tektonicznej ZSRR (88).

Gdy studiujemy procesy fałdowe w obrębie łańcuchów górskich, uwagę naszą pochłaniają przede wszystkim zjawiska dostępne dla obserwacji bezpośredniej, a więc struktura fałdów, nasunięć, uskoków itp. Odnosimy wrażenie, że przyczyna tych zjawisk znajduje się gdzieś obok, niedaleko. Takie poglądy spotykamy istotnie w historii badań gór łańcuchowych. Korzeni fałdów upatrywano wówczas bezpośrednio w głębi, a „ciśnienie boczne“ uważano za główną siłę powodującą zjawisko fałdowania. Klasycznym przykładem podobnych stosunków jest słynny dziś w literaturze geologicznej tzw. podwójny fałd w Alpach Glarneńskich (Glärner Doppelfalte) Alberta Heima. Ten fałd podwójny został następnie ujęty jako jednolite zjawisko, związane z płaszczowiną glarneńską. Ognisko ruchów fałdowych znajdowało się widocznie dalej ku południowi.

Dziś zdajemy sobie już sprawę, że główne siły działające przy fałdowaniu i przesuwaniu mas górskich są rozmieszczone przeważnie nie tuż

obok, lecz na peryferiach łańcucha daleko w głębi. W Karpatach mamy do czynienia z całym systemem różnorodnych zjawisk dyslokacyjnych. Śląskie Karpaty Zachodnie dostarczyły nam szczegółowych danych, na których podstawie wyjaśniło się, że pod nasuniętymi elementami karpaczkimi znajdujemy w głębi sztywne stare podłoże, zbudowane z formacji paleozoicznych o strukturze hercyńskiej. Zostało ono przykryte transgredującymi osadami miocenu. W tym starym podłożu łącznie z nadległymi utworami miocenu orogeneza karpacka słabym jedynie odbija się echem. Jaskrawo więc uwydatnia się fakt, że *siły fałdujące i przesuwające pokrywę karpacką nie znajdują się tu bezpośrednio w głębi*. Te zjawiska zarysowują się jeszcze wyraźniej, jeżeli uwzględnimy strukturalne formy elementów przesuniętych. Na szczególną uwagę zasługują nasunięcia Karpat Zachodnich, jak cieszyńskie, śląskie, magurskie. Z rozdziałów poprzednich wynika, że element cieszyński jest bryłą zupełnie oderwaną o bardzo intensywnym sfałdowaniu i zgnieceniu. W całym zespole jednostek karpaccich w danym rejonie nie ma elementów tak mocno zdyslokowanych. Ale bryła cieszyńska leży na zgniecionych fragmentach Salidów i łącznie z nimi przykrywa spokojnie ułożone warstwy górnego miocenu leżące niezgodnie na płycie karbońskiej. Płyta karbońska ma swój własny system fałdowań hercyńskich, zasadniczo odmienny od karpacciego. Podobnie element śląski spoczywa na kształt wielkiej płaskiej bryły na jednostce cieszyńskiej, czy też na Salidach, które miejscami przebijają się przez płaszczoinę śląską. To znów jest dowodem, że płaszczoina ta nie ma zbyt dużej miąższości i że siły fałdujące nie mogą się znajdować w bezpośrednim sąsiedztwie.

Ostatnie badania w związku z pracami wiertniczymi odkryły zdumiewające szczegóły w strukturze pokryw magurskiej. Jak była już o tym mowa, ujawniły się tam różne okna tektoniczne, przez które ukazują się elementy głębsze, podścielające Magurę, jak np. wielkie okno tektoniczne w Mszanie Dolnej oraz szereg okien na południe od Gorlic. Głębokie wiercenia udowadniają również, że płaszczoina magurska na znacznej nawet odległości od północnego brzegu jest niekiedy bryłą o małej stosunkowo miąższości, jak np. w Soli na południe od Żywca, gdzie granica nasunięcia sięga tylko do głębokości 400-500 m, głębiej zaznaczają się już elementy podścielające Magurę i należące do środkowej strefy karpacciej. W rejonie Soli jesteśmy już w odległości przeszło 40 km ku południowi od zewnętrznego brzegu Karpat. Masy magurskie są tam zupełnie oderwane od podłoża i nie ma żadnych objawów zbliżania się do strefy korzeniowej.

W przedziwnym splocie drobnych dyslokacji warstw solnych Wieliczki znajdujemy wszystkie możliwe formy systemu sfałdowanego, jak fałdy regularne, przechylone, przesunięte, zredukowania odwróconych

skrzydeł, uskoki, objawy intensywnych zgniatania całej masy solnej itp. Są to zjawiska zależne bezpośrednio od ciśnień bocznych. Ale gdy chodzi o tektonikę mas wielkich, to wyżej przytoczone przykłady świadczą wyraźnie, że nie należy szukać sił fałdujących bezpośrednio w obrębie przesuwanych elementów. Siły te z pewnością nie tkwiły ani w bryle cieszyńskiej, ani w śląskiej, ani w magurskiej. Należy więc uwzględnić regionalny rozkład i charakter wszystkich większych mas otaczających, z którymi mamy tu do czynienia.

Zasadniczym elementem tworzącym fundament podścielający zachodnie krańce naszych Karpat jest sztywna bryła hercyńska (płyta karbońska). Transgredują na niej spokojnie płasko ułożone warstwy miocenne, które dzielą hercyńskie podłoże od zdyslokowanej pokrywy karpackiej. Osady miocenu, z wyjątkiem brzeżnej partii otulającej Salidy oraz nieznacznych bardzo dyslokacji, na ogół nie biorą udziału w intensywnych ruchach karpackich. Jest to więc element bierny, leżący stosunkowo spokojnie na fundamencie hercyńskim. Dyslokacje tego starego podłoża mogą niekiedy odbijać się tylko na tektonice warstw miocennych.

Podłoże hercyńskie zbliża się do strefy Pienin: tamtędy również zmierzają płaszczowinowe elementy pokrywy karpackiej. Magura zanurza się wyraźnie pod czołową strefę pienińską. Czy sięgają tak daleko jednostki podmagurskie, tj. Śląska łącznie z Salidami, trudno określić dokładnie. W każdym razie *Pieniny wyznaczają strefę ruchomą: główne ognisko przejawiania się sił, które dały początek orogenezie karpackiej.*

Czołowa strefa pienińska, ulegająca łatwo zapadaniu i wznoszeniu się, wypełniona jest wielkimi masami płaszczowin pienińskich, które z kolei były przesuwane od strony południowej pod wpływem spychanych ku północy elementów alpejskich. W tych ruchach uczestniczyły nie tylko skały osadowe, ale i większe masywy krystaliczne (34). W ten sposób zarysowuje się przed nami cały łańcuch zjawisk, wiążących się jakby w jeden niepowstrzymany prąd, który przejawiał swą działalność w różnych epokach geologicznych.

Elementy jednak płaszczowinowe w Karpatach Zachodnich widocznie nie wpływają na zasadniczą tektonikę głównej masy spokojnie ułożonych utworów miocenu, a tym mniej na sztywne bryły starszego fundamentu. Do szczególnych zjawisk można zaliczyć garb hercyński pod Cieszynidami i Salidami w rejonie Cieszyna (tzw. garb cieszyński). Ogólnie rzecz ujmując mamy tam wielką bryłę o monoklinalnej strukturze, gdzie warstwy produktywne karbonu wznoszą się ku południowi. Garb cieszyński powstał prawdopodobnie w wyniku pierwotnych założeń tektoniki hercyńskiej, wypuklony następnie przez czynniki erozyjne. Przez ten garb przewalały się płasko leżące sfałdowane płyty Salidów i Cieszynidów. W każdym razie te nasunięte elementy fliszowe nie są przyczyną spiętrzenia płyty karbońskiej. Garb cieszyński istniał przed nasunięciem

fliszowym, a mógł też być zaakcentowany w epokach młodszych po miocenie — niezależnie od ruchów Karpat brzeżnych. Nie jest też wyłączone, że utwory miocenu transgredujące na warstwach karbonu zostały, łącznie z nadległymi elementami fliszu, dźwignięte do góry w ramach wgłębnej tektoniki Hercynidów. Na wielkim obszarze Śląskiego Zagłębia Węglowego masyw hercyński ma własną swoistą strukturę, w której nie dostrzegamy wyraźnych wpływów nasuwającego się brzegu Karpat.

Na południu Karpat działały głęboko ukryte siły, przesuujące dalej masy alpejskie ku północy; na granicy strefy pienińskiej znajdowały się niektóre baseny z osadami fliszowymi. Coraz to zapadające się północne obszary przyczyniały się do odkłuwania i ześlizgiwania się całych wielkich połaci fliszowych, ponadto czynną rolę mogły tu odgrywać także zjawiska podsuwania się ku południowi sztywnych hercyńskich mas, podścielających Przedgórze Karpat Zachodnich.

Przestrzenne rozmieszczenie głównych elementów karpackich nasuwa uwagę co do ich formowania się w czasie. Tatry powstawały w kredzie, po albie. Gmach tatrzański był już ukształtowany przed eocenem fliszu Podhala, gdyż flisz ten transgreduje na sfałdowanych utworach reglowych. Ostatnie stadia ruchów pienińskich obejmują również i warstwy magurskie, a więc w każdym razie paleogen. Elementy Magury i Czarnohory przykrywają wyraźnie warstwy krośnieńskie, należące do oligocenu. Możliwe, że warstwy te były w owym czasie częściowo już sfałdowane.

Dziwne koleje obserwujemy przy powstawaniu Silezidów. Na zachodzie, w rejonie Sanoka, płaszczowina śląska, jak wzmiankowaliśmy, rodzi się widocznie w związku z głęboką dyslokacją w podłożu w obrębie warstw krośnieńskich. Następnie, dalej ku zachodowi, starsze formacje Silezidów nasuwają się na znacznej przestrzeni na południowe skrzydło Skolidów z warstwami krośnieńskimi. Dopiero na zachód od rejonu Wieliczki Silezidy zbliżają się do samego zewnętrznego brzegu Karpat, gdzie przykrywają Salidy i razem z nimi nasuwają się na torton Przedgórze.

Na brzegu Karpat Zachodnich dobiega do końca ostatnie stadium formowania się elementu śląskiego. Obejmuje ono długi odcinek czasu — od epoki po-oligocenijskiej aż po górny miocen. Element Skolidów w swojej głównej masie składa się z formacji kredowych, eocenijskich i oligocenijskich. Najwyższe sfałdowane warstwy w południowych rejonach jednostki skolskiej są to warstwy krośnieńskie. Dopiero na zewnętrznym brzegu znajdujemy tu fałdy wgłębne czyli Salidy, otulone warstwami solnymi, a więc utworami dolnego miocenu. Wnioskujemy, że Skolidy zaczęły powstawać na południu po oligocenie, lub też jeszcze w górnym oligocenie, zakończenie zaś tego aktu odbyło się znacznie później — w miocenie.

Na całej zewnętrznej strefie Karpat rozpościerają się Salidy. Ostatnie stadia ruchów tego górotworu przypadają na górny miocen, a daleko na południowym wschodzie — na pliocen i plejstocen. Element stebnicki na Przedkarpaciu wschodnim wyraźnie nasuwa się na utwory tortonu, być może nawet sarmatu.

Fakty przytoczone świadczą, że zjawiska tektoniczne, których razem są wydzielone większe elementy w Karpatach, nie przebiegały w granicach jednej tylko epoki, ale miały wielką rozpiętość w czasie. Na podobny stan rzeczy w Karpatach wewnętrznych zwracał już uwagę D. Andrusow (1).

N. S. Szatskij (80) dochodzi również do wniosku na podstawie tektoniki niektórych rejonów Związku Radzieckiego, że proces fałdowania w wielu przypadkach jest zmienny i długi, obejmujący częstokroć szereg epok geologicznych.

Zagadnienie ciśnienia mas w głębinach pod Karpatami od strony północnej poruszałem wyżej w rozdziale specjalnym (p. s. 199). W ostatnio opublikowanej pracy (73) H. Stille przypisuje podsuwającym ruchom mas otaczających znaczenie decydujące w formowaniu się łańcucha karpackiego. Zaznaczał się tu mianowicie nacisk ciśnienia zewnętrznego brzegu Hebrydów od strony północno-zachodniej, płyty podolskiej — od strony północno-wschodniej. Według wymienionego autora Karpaty powstały głównie w dwóch okresach: w środkowej kredzie tworzyły się Karpaty wewnętrzne, gdzie dochodzą jeszcze drugorzędne fazy fałdowań, w środkowym zaś trzeciorzędzie formowały się Karpaty zewnętrzne z fazami młodszymi, szczególnie na wschodzie i południu. Odpowiednio zaznaczała się i tektonika podsuwania. Załączona fig. 24 według H. Stillego obrazuje rozkład ciśnień mas otaczających cały łuk karpacki. Na wymienionym rysunku uwidoczniło się zewnętrzne brzegi Eksternidów czyli Karpat zewnętrznych oraz Internidów czyli Karpat wewnętrznych wraz z podsuwającymi się masami otaczającymi (73).

Według opinii niektórych geologów radzieckich przy formowaniu się pewnych gór fałdowych szczególne znaczenie miały ruchy pionowe, czy też tzw. pionowe kołysania się mas w głębinach („kolebatielnije dwiżenija“). O teorii tej znajdujemy

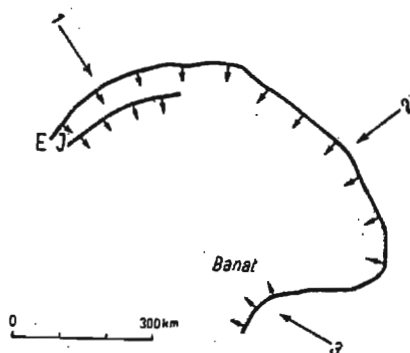


Fig. 24
Rozkład ciśnień mas otaczających łuk karpacki
(wg H. Stille)

J Karpaty wewnętrzne; E Karpaty zewnętrzne; 1 ciśnienie Hebrydów; 2 ciśnienie Podola; 3 ciśnienie wołoskie

obszerne wzmianki w pracy W. W. Biełousowa (10). Ruchy te miały dawać pierwsze impulsy do powstawania systemów fałdowych. Siłom tego rodzaju nie można, rzecz naturalna, odmówić szczególnego znaczenia, zwłaszcza np. w ruchomej strefie Pienin na zagórzu Karpat. Gdy chodzi jednak o nasuwanie się płaskich rozległych brył, tego rodzaju moment nie może wystarczyć do wyjaśnienia tak skomplikowanego fenomenu. Działy tu widocznie, jak już zaznaczaliśmy, różne czynniki i dopiero ich suma wywołała powstanie płaszczowin karpackich.

Teoretycznie można przypuszczać, że generalny ruch dyslokacji hercyńskich będzie miał pewną odnawiającą się ciągłość także i w epokach młodszych z zachowaniem nadanego im poprzednio kierunku. Ze względów powyższych z wielką uwagą śledzimy niektóre zjawiska tektoniczne na peryferiach Gór Świętokrzyskich. Z badań J. Samsonowicza i W. Pożaryskiego (60, 61, 66) wynika np., że na północnym obrzeżeniu płyty lubelskiej wyłania się wielka forma antyklinalna w Rachowie nad Wisłą. Element ten, zbudowany z osadów jury w jądrze i kredy na skrzydłach, odznacza się wybitną asymetrią. Cała antyklina Rachowa jest przechylona ku południowemu zachodowi. W odległości około 150 km na północny zachód od masywu świętokrzyskiego znajduje się wielki element Kłodawy, gdzie uległa wypiętrzeniu formacja cechsztyńska wraz z otulaniem mezozoicznym. I tu, podobnie jak w Rachowie, cały element Kłodawy obalony jest na południowy zachód. Podobnie wysad solny Inowrocławia przechyla się ku południowemu zachodowi, o czym była mowa w rozdziale o kotlinie żywieckiej. Ruchy hercyńskie Gór Świętokrzyskich, skierowane ku południowemu zachodowi a działające także i w epokach młodszych, nie mogły przecież pozostać bez wpływu na ciśnienia starego podłoża podścielającego Karpaty, tj. ciśnienia ku południowi lub południowemu zachodowi.

Z toku naszych rozważań wynika, że struktura Karpat składa się z kilku większych elementów o charakterze płaszczowinowym, a wszystkie one mają cechy znacznych wielokilometrowych przesunięć ku północy lub ku północnemu wschodowi. Te jednostki odznaczają się odrębnym charakterem facjalnym i różnym stylem tektonicznym, jeżeli chodzi o ich budowę wewnętrzną. Wystarczy np. porównać ze sobą elementy Cieszynidów i Skolidów, albo Cieszynidów i Silezidów, aby uwydatniły się wielkie pomiędzy nimi różnice facjalne i tektoniczne. Nieprzebrana mnogość tektonicznych kontaktów, liczne okna tektoniczne, doświadczenia z głębokich wierceń, przebijających często całe poszczególne elementy — nie pozostawiają wątpliwości, że w Karpatach mamy do czynienia z nasuniętymi bryłami większej miary. Jak wspomniano wyżej, nie natknaliśmy dotychczas żadnych faktów przemawiających za powiązaniem tych brył z podłożem. Wszędzie mają one cechy elementów odkłutych.

W świetle powyższych rozważań Karpaty nasze zarysowują się jako łańcuch o wyraźnej budowie płaszczowinowej. I nic w tym dziwnego, gdyż są one spokrewnione z Alpami, są tylko ich młodszym odgałęzieniem. Już przeszło pół wieku temu stwierdzono, że góry alpejskie mają budowę płaszczowinową. Wystarczy przypomnieć tu niektóre osobliwe momenty, uwypuklające tę strukturę, jak np. elementy wschodnio-alpejskie, które spoczywają na masach helweckich nad Lemaniem (Chablais-Préalpes) lub verrucano (perm) płaszczowiny glarneńskiej, przykrywającej niezgodnie flisz trzeciorzędowy na południe od jeziora Wallensee we wschodniej Szwajcarii. Cała zresztą płaszczowinowa budowa Alp Wschodnich uwypukla się szczególnie w porównaniu z wyłaniającymi się spod nich Alpami Zachodnimi (4, 27, 43, 72).

Do wyjaśnienia struktury alpejskiej przyczyniły się znakomicie badania Alb. Heima, M. Lugeona, E. Arganda, R. Stauba i wielu innych geologów szwajcarskich. Wielkie nasunięcia płaszczowinowe stwierdzono nie tylko w Alpach i Karpatach, ale także i na innych obszarach kuli ziemskiej. W pracy A. Eardleya z r. 1951 pt. „Structural geology of North America“ (21) znajdujemy wiele danych obrazujących system wielkich nasunięć w Appalachach. Rozpiętość nasunięć płaszczowinowych w obrębie formacji paleozoicznych sięga tam na dziesiątki kilometrów w kierunku tarczy kanadyjskiej, tj. na NW.

Łuk karpacki jest zewnętrznym obramieniem górotworów alpejskich. Zaczynając od Dunaju na zachodzie granice południowe stanowią tu Małe Karpaty, długi łańcuch Pienidów z południową strefą wulkaniczną (Vihorlat-Hargita), wreszcie krystaliczny masyw wschodnio-karpacki (marmaroski). Cała ta granica na przestrzeni około 900 km jest wyraźną granicą tektoniczną. Świat alpejski kontaktuje tu z Karpatami. Przed czołem uformowanych lub powstających Alp tworzyło się nowe zapadlisko — geosynklina karpacka, gdzie, zaczynając już od dolnej kredy, gromadziły się olbrzymie masy osadów fliszowych. Orogeneza Karpat jest nową niejako falą przed czołem potężnego łuku alpejskiego, podobnie jak Neogenidy są tętmem nowego życia gór przed frontem nasuwających się elementów karpackich. Stajemy tu w obliczu wielkiego rytmu w historii naszej planety.

LITERATURA CYTOWANA

1. ANDRUSOV D. Les traits fondamentaux de la géologie des Carpathes Occidentales de la Slovaquie Centrale. Karlova Universita. Praha 1932
2. ANDRUSOV D. Geologický výzkum vnitrního bradlového pásma v Západních Karpatech (Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales). — Rozpr. Stat. Geol. Ust. Č. S. R. sv. IX. Praha 1936.

3. ARCHANGELSKIJ A. D. Geologičeskoe stroenie i geologičeskaja istoria SSSR. Gosud. Nauč. Techn. Izd. Moskva 1941.
4. ARGAND E. Les nappes de recouvrement des Alpes Occidentales. Carte structurale 1:500.000. Neuf coupes à travers les Alpes Occidentales 1:400 000. — Matériaux pour la Carte Géol. de la Suisse. Nouv. Sér. Livr. XXVIII. Zürich 1911.
5. ATHANASIU J. Étude géologique dans les environs de Tulghas. — Ann. Inst. Géol. Rom. vol. VIII. București 1928.
6. ATHANASIU J. Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldaves. — Ibidem, vol. XXI. București 1943.
7. ATHANASIU J., MACOVEI D., MURGEANU G., PREDĂ D., PROTESCU O., VOMTEȘTI P. Guide des excursions, Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes. București 1927.
8. BECK H. Die tektonischen Verhältnisse der Oberkreideablagerungen im nordöstlichen Mähren. — Jb. Geol. R.-A. Wien 1911.
9. BECK H. & GÖTZINGER G. Geologische Karte des Ostrau-Karwiner Steinkohlenbeckens. Geol. Bundesanstalt, Wien 1932.
10. BELOUSOV V. V. Osnovnye voprosy geotektoniki. Moskva 1954.
11. BIEDA FR. Młodszy trzeciorzęd Karpat i Przedgórze. — Reg. Geol. Polski t. I, z. 1. P. T. Geol., Kraków 1951.
12. BOCZKOWSKI F. O Wieliczce. Wieliczka-Bochnia 1841-1843.
13. BOGDANOV A. A., GUREVIČ B. L., SEREŠEVSKAJA S. J. Anomalii siły tiazestii i ich svjaz s glavnymi tektoničeskimi elementami zapadnych oblastej Ukrainskoj SSR. — Izv. Ak. N. SSSR (seria geol.) t. XIV, nr 8. 1950.
14. BOGDANOV A. A., PUŠČAROVSKIJ J. M. Osnovnye čerty tektoniki centralnoj sinklinalnoj zony Vostočnych Karpat. — Ibidem, t. XIV, nr 2. 1950.
15. BUKOWSKI G. Objasnienie szczegółowej mapy geologicznej Podkarpacia w okolicach Bochni. — Spraw. P. I. G. t. VII. 1932.
16. BURTANOWNA J. Geologia okolicy Myślenic na zachód od Raby (Der geologische Bau der Umgebung von Myślenice westlich vom Raba-Fluss). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. IX. Kraków 1933.
17. BURTAN J., KONIOR K., KSIĄŻKIEWICZ M. Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Pol. Akad. Um. Kraków 1937.
18. BURTAN J., KSIĄŻKIEWICZ M., SOKOŁOWSKI S. O występowaniu łupków radiolarytowych w kredzie średniej Beskidów Zachodnich (Über das Auftreten der Radiolaritschiefer in der mittleren Kreide der West-Beskidien). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. IX. Kraków 1933.
19. CHLEBOWSKI T. Spostrzeżenia geologiczne z miocenu Kałusza i Bochni (Geological observations of the Miocene of Kałusz and Bochnia). — Biul. P. I. G. 29. Warszawa 1947.
20. CHLEBOWSKI T., OBTUŁOWICZ J., WDOVIARZ J. Badania geologiczne Zachodnich Karpat brzeżnych w okolicy Rzeszowa, Tyczyna i Ropczyc (Carte géologique des Carpathes Occidentales dans les environs de Rzeszów, Tyczyn et Ropczyce). — Kosmos A. Lwów 1937.
21. EARDLEY A. Structural geology of North America. New York 1951 (tłumaczenie rosyjskie, Moskwa 1954).
22. FRIEDL K. Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1920.

23. Geologičeskaja karta Kavkaza 1:3 000.000. Bolšoj Sovetskij Atlas Mira. Moskva 1939;
24. Geologičeskaja karta Urała 1:500 000. Ibidem. Moskva 1939.
25. Geologische Karte der Umgebung von Wien 1:75 000. Geol. Institut der Universität. Wien 1928.
26. GROZEȘCU E. Schița geologica a regiunii Piatra Neamt-Moineșu. — C.-R. Séances Inst. Géol. Roum. vol. XVIII. București 1920.
27. HELM ALB. Geologie der Schweiz. Leipzig 1916-1922.
28. HOHENEGGER L. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen als Erläuterung zu der Geognostischen Karte der Nordkarpathen in Schlesien. Gotha 1861.
29. HOMOLA V. Hranický devon a jeho raran ku soustave sudetske a karpatske. — Sborn. Stat. Geol. Ust. Č. S. R. t. 17. Praha 1951.
30. HRDINA J. Geschichte der Wieliczkaer Saline. Wien 1842.
31. KARPINSKIĀ A. P. Zamečanija o charaktere dislokacij porod v južnoj polovine evrop. Rossii. — Očerki prošlogo evrop. Rossii. Moskva 1947.
32. KISŁOW A. Prace geofizyczne na obszarze Przemyśl-Sandomierz-Tarnów. — Nafta Nr 3, 4. 1945.
33. KOBER L. Geologie der Landschaft um Wien. Wien 1926.
34. KODYM V., MATEJKA A., ANDRUSOV D., FIALA F., KETTNER R., ZOU-BEK V., KOUTEK J., ULRICH V. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. — Sborn. Stat. Geol. Ust. sv. 13, A. B. Praha 1931.
35. KOKOSZYŃSKA B. Stratygrafia dolnej kredy północnych Karpat fliszowych (Stratigraphy of the Lower Cretaceous in the Northern Flysch Carpathians). — Prace P. I. G. (Travaux Serv. Géol. Pol.) t. VI. Warszawa 1949.
36. KONIOR K. Zarys geologiczny brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko (Etudes sur la structure géologique du bord karpatique dans la région Biała-Bielsko). — Prace geol. śląskie 5. Pol. Akad. Um. Kraków 1938.
37. KOWALEWSKI K. W sprawie wieku i fauny formacji solnej Wieliczki (Zur Frage des Alters und der Fauna der Salzformation von Wieliczka). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Inst. Géol. Pol.) t. VIII/2. Warszawa 1935.
38. KRACH W. & KSIĄŻKIEWICZ M. Dolny torton w Bęczynie koło Wadowic (Lower Tortonian at Bęczyn near Wadowice). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. XVIII. Kraków 1950.
39. KRAUS E. Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin 1951.
40. KSIĄŻKIEWICZ M. Kreda Karpat zewnętrznych. Jura Karpat wewnętrznych. — Reg. Geol. Pol. t. I, z. 1: Stratygrafia. P. T. Geol. Kraków 1951.
41. KSIĄŻKIEWICZ M. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. — Tamże, t. I, z. 2: Tektonika. 1953.
42. KWIATKOWSKI A. Główny Urząd Miar: wyniki pomiarów grawimetrycznych na obszarze Przedgórzia między Sanem a Sukiela. — Przem. Naft., z. 16. Lwów 1937.
43. LUGEON M. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — Bull. Lab. Géol. l'Univ. Lausanne, No. 4. 1903.
44. LUCZKOWSKA E. O tortońskich otwornicach warstw chodenickich i grabowieckich okolic Bochni (Tortonian Foraminifera from the Chodenica and Grabowiec beds in the vicinity of Bochnia). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) t. XXVIII. Kraków 1953.
45. MACOVEI G. & PREDA D. Sur la structure géologique et les richesses minières du bassin du Trotus. — Bull. Soc. Rom. Géol. vol. III. București 1937.

46. MAŁKOWSKI ST. O stosunku żył andezytowych do budowy geologicznej okolic Pienin (Sur la relation entre les filons d'andésites et la structure géologique des environs des Pénines). — Pos. Nauk P. I. G. (C.-R. Séances Inst. Géol. Pol.) Nr 4, 1922; Spraw. P. I. G. t. III 1923. — Cz. II. Pos. Nauk. P. I. G. Nr 21. 1928
47. MAŁKOWSKI ST. O przejawach wulkanizmu w dzielach geologicznych okolic Pienin (praca nieopublikowana).
48. MARYŃIAK K. Zdjęcie grawimetryczne w Karpatach (praca nieopublikowana).
49. MATEESCU S. Carte géologique de la région de courbure sud-est des Carpathes Roumaines 1 : 100 000. Institut Géol. București 1925.
50. MAZAREVIĆ A. N. Osnovy geologii SSSR. Moskwa 1938.
51. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Karpathes Roumaines. — Sborn. Stat. Geol. Č. S. R. t. X. Praha 1933.
52. NIEDZWIĘDZKI J. Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni. — Kosmos A., Lwów 1883-1886.
53. NOWAK J. Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne). Kraków 1927.
54. Obščij kurs razvedočnoj geofiziki. Gostoptechizdat. Moskwa 1949.
55. OLCZAK T. Mapa grawimetryczna Polski — Biul. P. I. G. 64. Warszawa 1951.
56. PAUL K. M. Grundzüge der Geologie der Bukowina mit geologischer Karte.— Jb. Geol. R.-A. Bd. 26, H. 3. Wien 1876.
57. PETRASCHECK W. Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. — Verh. Geol. R.-A. Nr. 2. Wien 1912.
58. PETRASCHECK W. Deckentektonik und Tektonik des autochtonen Untergrundes in den Nordkarpathen. — Schr. Dt. Geol. Ges. Bd. 80. Berlin 1928.
59. POBORSKI J. Złoża solne Bochni na tle geologicznym okolicy (The Bochnia salt deposits on the geological background of the region). — Biul. P. I. G. 78. Warszawa 1952.
60. POŻARYSKI WŁ. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik). — Ibidem, 46. 1948.
61. POŻARYSKI WŁ. Podłoże mezozoiczne Kujaw (Mezozojskoe osnovanie Kujav). — Ibidem, 56. 1952.
62. PŘEDA D. Carte géologique de la région subcarpathique de la partie méridionale du district Bacau 1 : 100 000. Carte géologique de la partie orientale du district de Prahova 1 : 100 000. Institut Géol. București 1922.
63. PUŚCAROVSKIJ J. M. Očerok tektoniki vnešnej antyklinalnoj zony Vostočnych Karpat. — Bjul. Mosk. Obšč. Isp. Prir. t. XXVI, vyp. 6. 1951.
64. RABOWSKI F. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową (Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra). — Spraw. P. I. G. t. VI, z. 4. Warszawa 1931.
65. RENGARTEN W. P. Obščij očerok tektoniki Kavkaza. — Trudy XVII Mežd. Geol. Kongr., Sessia Moskwa 1937.
66. SAMSONOWICZ J. Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą (Esquisse géologiques des environs de Rachov sur la Vístule). — Spraw. P. I. G. t. III, z. 1-2. Warszawa 1925.
67. SAMSONOWICZ J. Dewon Wołynia (The Devonian in Volhynia). — Acta. Geol. Pol. vol. I/4. Warszawa 1950.

68. SAMSONOWICZ J. Zarys. geologii Polski. Warszawa 1952.
69. SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. Budowa geologiczna brzegu Karpat w okolicy Bochni (Kraj fliśowych Karpat v okrestnostjach Bochni). — Biul. P. I. G. 77. Warszawa 1962.
70. SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. & KSIĄŻKIEWICZ M. Ein Vergleich des Wiener-Wald-Flysches mit dem Karpaten Flysch. — Bull. Int. Ac. Pol. Sc. Lettr. A. Kraków 1937.
71. STASZIC ST. O ziemiórództwie Karpatów. Warszawa 1815. Z mapą geologiczną: Carta Geologica totius Poloniae, Moldaviae, Transsilvaniae et partis Hungariae et Valachiae. Warszawa 1806. Wydanie foto-offsetowe. Warszawa 1955.
72. STAUB H. Tektonische Karte der Alpen 1:1 000 000. — Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. Lfg. 52. Zürich 1926.
73. STILLE H. Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Bhtte z. Geol. Jb. H. 8. Hannover 1953.
74. SUJKOWSKI ZB. Serie szypockie na Huculszczyźnie (Les séries de Szypot dans les Karpates Polonaises Orientales). — Prace P. I. G. (Travaux Inst. Géol. Pol.) t. III, z. 2. Warszawa 1938.
75. SÜSS E. La face de la Terre. Paris 1921.
76. ŚWIDERSKI B. Die Faunen der Czarny Czeremosz-Szyben-Klippen. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Lettr. Kraków 1937.
77. ŚWIDERSKI B. Z zagadnień tektoniki Karpat północnych. — Prace P. I. G. t. VIII. Warszawa 1952.
78. ŚWIDZIŃSKI H. Karpaty fliśowe między Dunajcem a Sanem. — Reg. Geol. Pol. t. I, z. 2. Kraków 1953.
79. SZAJNOCHA WL. Płody kopalne Galicyi, cz. II. Lwów 1894.
80. ŚATSKIJ N. S. O dlitelnosti składkoobrazowanija. — Izv. Ak. N. SSSR, seria geol. 1951, nr 1. Moskwa 1951.
81. ŚATSKIJ N. S. O drevnejšich ožloženiach osadočnogo čechła Russkoj Płatformy i ob eš strukture v drevnem paleozoe. — Ibidem, 1952, nr 1. Moskwa 1952.
82. TEISSEYRE H. Powierzchnia szczytowa Karpat (La surface de faités des Karpates). — Prace geogr. E. Romera z. X. Lwów 1928.
83. TEISSEYRE H. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1929 w okolicy Dukli (C.-R. des recherches géologiques aux environs de Dukla). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Séan. Serv. Géol. Pol.), t. V, 1930 i t. VII, 1932
84. TEISSEYRE H. Zarys budowy geologicznej Karpat dukielskich (Sur la structure géologique des Karpates de Dukla). — Ibidem, t. VII. 1932.
85. TEISSEYRE W. Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia (La tectonique des Subcarpathes). — Kosmos, Lwów 1922.
86. TEISSEYRE W. Metoda kryptotektoniki a podłoże Karpat (La méthode de la cryptotectonique et le soubassement des Carpathes). — Ibidem, t. LI. Lwów 1926.
87. TEISSEYRE W. Zagadnienie epirotektoniki transkontynentalnej na tle paralizacji badań geologicznych i geofizycznych na Podkarpaciu. — Ibidem, t. LXI. Lwów 1926.
88. Tektoničeskaja karta SSSR 1:4 000 000. Akad. N. SSSR. Moskwa 1952.
89. TERMIER P. Quelques résultats du Congrès de l'Association Carpathique tenu à Bucarest en 1927. — C.-R. Acad. Sci. Paris 1927.
90. TIETZE E. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. — Jb. Geol. R.-A. Bd. XXXVII, H. 3, 4. Wien 1888.

91. TOKARSKI A. Wgłębna tektonika fałdu cieszyńskiego (Subsurface tectonics of the Cieszyn Flysch). — *Acta Geol. Pol.* t. IV/3. Warszawa 1954.
92. TOŁWIŃSKI K. Karpaty brzeżne z uwzględnieniem geologii Borysławia (Les Carpathes bordières avec la géologie de Borysław). — *Biul. P. I. G.* 8, Stacja Geol. Borysław. Lwów 1925.
93. TOŁWIŃSKI K. Géologie des Karpates Orientales de Borysław jusqu'à Pruth. Texte explicatif à la Carte Géologique des Karpates 1 : 200 000. — *Mém. de la I Réunion de l'Assoc. Karp. en Pologne*, 1925. Lwów 1926.
94. TOŁWIŃSKI K. Kopalnie nafty i gazów ziemnych w Polsce (Mines de pétrole et des gaz naturels en Pologne), t. II. Warszawa-Borysław-Lwów. 1934-1937.
95. TOŁWIŃSKI K. Objaśnienie arkusza Skole (Explication de la feuille Skole). P. I. G. Warszawa 1937.
96. TOŁWIŃSKI K. Karpaty wschodnie; mapa geologiczna 1 : 200 000 (Karpates Orientales, carte géologique 1 : 200 000). Karpacki Instytut Geol.-Naftowy, Borysław-Lwów 1939.
97. TOŁWIŃSKI K. Brzeg Karpat (The Carpathian marginal region). — *Acta Geol. Pol.* vol. I/1. Warszawa 1950.
98. TOŁWIŃSKI K. Karpaty Pokuckie (The Pokucie Carpatians). — *Ibidem*, vol. I/3. Warszawa 1950.
99. UHLIG V. Bau und Bild der Karpaten. Wien 1903.
100. UHLIG V. Über die Tektonik der Karpaten. *Akad. Wiss. Wien* 1907.
101. VASIČEK M. Sovremennoe sostojanie mikrobiostratigrafičeskich issledovanij miocenowych otkoženij vnekarpatskogo neogenovogo bassejna Moravii. — *Sbor. Centr. Geol. Kom. Č. S. R.* t. XVIII. Praha 1951.
102. VIAŁOV O. S. Schema delenia miocena Podkarpattija. — *Dokł. Ak. N. SSSR*, t. LXXVIII. 1951.
103. VOITEŠTI I. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. — *Rev. Murcului Geol.-Min.* vol. III. Cluj 1929.
104. WARCHAŁOWSKA-PAZDROWA O. Budowa geologiczna okolic Dukli koło Żmigrodu. — *Kosmos*, t. LTV. Lwów 1929.
105. WDOWIARZ J. Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywca (Geological structure of the Carpathians in the region of Dubiecko and Krzywca near Przemyśl). — *Biul. P. I. G.* 33. Kraków 1948.
106. WDOWIARZ J. Przewodnik wycieczki zjazdowej w Karpaty krośnieńskie Polskiego Towarzystwa Geologicznego, zjazd XXIII (1950). Kraków 1950.
107. WDOWIARZ J. Zarys wgłębnej tektoniki strefy na południowy wschód od Gór Świętokrzyskich (Očerki głubinnoj tektoniki zony južo-vostočnee Sventokrzijskich Gor). — *Prace I. G.* 1954.
108. WDOWIARZ ST. Budowa geologiczna Karpat brzeżnych na pd.-wschód od Rzeszowa (Structure géologique des Karpates marginales au sud-est de Rzeszów). — *Biul. P. I. G.* 11. Warszawa 1949.
109. WIŃDAKIEWICZ E. *Solnictwo*. Kraków 1926.
110. WIŚNIEWSKI T. *Arkusz Dobromil 1 : 75 000*. — *Atlas Geol. Galicyi*, z. XXI. Komisja Fizj. Akad. Um. Kraków 1908.
111. ZAPAŁOWICZ H. Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpthen. — *Jb. Geol. R.-A.* Bd. XXXVI. Wien 1886.
112. ZEJSZNER L. Krótki opis historyczny, geologiczny i górniczy Wieliczki. Berlin 1843.
113. ZUBER R. *Mapy geologiczne Karpat Pokuckich 1 : 75 000*. — *Atlas Geol. Galicyi*, z. II. Komisja Fizj. Akad. Um. Kraków 1888.

ACTA GEOLOGICA POLONICA

ÉDITION TRIMESTRIELLE

(CONSPICUUS)

Vol. VI

Warszawa 1956

No. 2

К. ТОЛВИНСКИ

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАРПАТ И ГОРООБРАЗОВАНИЕ САЛИДОВ

(Резюме)

АБСТРАКТ: Автор дает характеристику главных тектонических элементов Карпат, причем он выделяет новое тектоническое горообразование, названное им Салидами, отличающееся своеобразными стратиграфическими и тектоническими чертами. Салиды простираются от Бечвы на Моравах через Западные и Восточные Карпаты вплоть до района Кампины в южной Румынии. Салиды это крайний флишевый элемент, окутанный миоценовой соленосной формацией; они принадлежат к числу глубинных элементов, погруженных под внешними Карпатами. В своих выводах относительно тектоники Карпат автор принимает во внимание новейшие гравиметрические и сейсмические данные, а также последние материалы, полученные глубокими бурениями в Западных Карпатах. Статья заканчивается рассмотрением некоторых моментов из истории карпатского орогенезиса.

У самого внешнего края Восточных и Западных Карпат появляются тектонические элементы небольших сравнительно размеров. Они отличаются особыми геологическими чертами, приближающими их к типу так наз. глубинных складок. Исследования встречаются здесь с затруднениями вследствие миоценового покрова, простирающегося у внешнего края карпатской горной цепи, особенно у края Западных Карпат.

На основании новых данных можно заключить, что здесь имеется своеобразный структурный элемент, который простирается на большом пространстве у внешней зоны Восточных и Западных Карпат. Это горообразование мы объединяем в одно целое под общим названием Салидов для выражения его связи с миоценовой соленосной формацией.

Давно уже было установлено, что глубинный элемент Борислава простирается далеко к востоку; он появляется в Рышне, Майдане, Биткове, Покутских Карпатах. К западу от Нагуевиц он повидимому скрывается под внешним краем надвинутых Карпат.

В последние годы была детально исследована геология Бохни и Велички у внешнего края Западных Карпат. Установлено, что эти элементы сложены из

флишевого ядра окутанного миоценовой соленосной формацией. Флишевое ядро находится здесь в совершенно раздавленном, брекчиевидном состоянии. Залежи соли расположены в северном подвернутом крыле флишевого ядра.

Далее к западу вплоть до Цешина, т.е. до границы с Чехословацкой Республикой, встречены сходные образования, которым однако уже не сопутствуют соленосные глины. Там появляются перед фронтом силезского и цешинского покровов изолированные флишевые глыбы, гнёзда и острова в сопровождении миоцена. Этот же самый элемент был найден непосредственно под цешинским покровом в раздавленной форме, где он залегает на автохтонных пластах тортона предгорья Западных Карпат. Эти разорванные флишевые линзы, элементы Велички, Вохни, Борислава и Покутских Карпат принадлежат к одному горообразованию Салидов. В Западных Карпатах Салиды отколоты от силезского покрова или Силезидов, — в Восточных Карпатах они составляют элемент отколотый от скольского покрова или Сколидов.

Сравнительные исследования доказывают, что Салиды Покутских Карпат простираются далеко к юго-востоку через Буковину по направлению к крайним Карпатам Румынии, где они достигают района Кампины. Таким образом горообразование Салидов разворачивается на большом пространстве ок. 1000 км. у внешнего края Карпат.

Структура Салидов очевидно может быть понята на общем фоне строения главных тектонических элементов Карпат.

В Восточных и Западных Карпатах можно различить несколько фидиальных провинций, которые совпадают с главными тектоническими элементами покровного характера. Определены следующие покровы: в Восточных Карпатах — скольский покров или Сколиды совместно с Салидами, Черногора. Эти элементы погружаются под кристаллический массив Мармароша. В Западных Карпатах — силезский покров или Силезиды, Дуклиды, Цешиниды. Магура погружается к югу под Пениды. Приведено много данных доказывающих покровный характер упомянутых элементов.

Во главе „Основание Карпат“ приведены новые данные установленные бурениями. В Западных Карпатах под Цешинидами и Салидами простирается далеко к югу Герцивская платформа. Она прикрыта трансгрессирующими миоценовыми толщами, на которые надвинуты упомянутые элементы.

На предгорье Карпат развивается система Неогенидов. На востоке и западе Неогениды весьма различны. Неогеновые образования на восточном Предкарпатье обладают большою мощностью. Там Салиды окутывают огромные глубинные складки, давление которых передается дальше, сказывается откальванием стёбнижского элемента и надвиганием его на дашавский газоносный тортон-сармат. На Западном Предкарпатье миоценовая формация менее мощна, слабо дислоцирована, в ее основании проявляются сбросы имеющие иногда характер больших поперечных дислокаций, которые заметны далеко к югу в Карпатах.

CONSPECTUS

В глубинных массивах окружающих Карпаты проявляется давление по направлению к карпатской цепи. В Судетах давление направлено к юго-востоку. В восточно-европейской платформе движение масс заметно в общем к югу, напр. в Свентокржиском крае герцинские складки опрокинуты к юго-западу, такое же явление встречаем и в мезозойских формах Люблинской плиты и Куявско-поморского вала.

В котловине Живца повидимому скрещиваются давления с разных направлений: внешних подстилающих глубинных масс, а также альпийских движений с юга. В Живце среди силезского покрова пробиваются большие глыбы Цешинидов и Салидов. Это загадочное явление как будто дисширового характера.

Приложенные гравиметрические карты по данным К. Марыняка представляют аномалии силы тяжести на значительном пространстве Западных Карпат. На территории части Восточных Карпат приведены данные советских геофизиков А. А. Богданова, Б. Л. Гуревича, С. Я. Шерешевской.

На гравиметрической карте начерчены совместно границы главных тектонических элементов.

В Карпатах вообще преобладают асимметрические структурные формы. Здесь только в некоторых случаях можно наблюдать постепенное развитие складок, часто же появляется тектоника, которая со „складками“ в буквальном смысле этого слова имеет мало общего. Для формирования многих карпатских глыб процесс „откалывания“ имеет особое значение. Складчатость относится к мелким, более поверхностным формам, откалывание проникает иногда глубоко в недра горного сооружения. Подобного рода явления усиливают асимметрический характер Карпат.

Асимметрия сказывается в Карпатах не только в структуре отдельных элементов, но и в строении цепи в целом ее составе.

В заключительной главе рассматриваются некоторые моменты из истории карпатского орогенеза.

K. TOŁWIŃSKI

THE CHIEF TECTONIC ELEMENTS OF THE CARPATHIAN MTS

(Summary)

ABSTRACT: An interpretation is given of the chief tectonic elements of the Carpathian Mts. A new tectonic unit named the *Salides* is here differentiated. It is characterised by strong individuality of stratigraphy and tectonics and stretches from Bečva in Moravia across the Western and Eastern Carpathians, as far as the Campina area in South Rumania. The *Salides* embrace the marginal element mantled by the Miocene salt formation and constituting a depth element hidden under the exterior Carpathians. When drawing conclusions as to the tectonics of the Carpathian Mts., the present writer has taken into consideration the more recent gravimetric and seismographic data as well as latest evidence supplied by deep borings in Western Carpathians. Some inferences concerning the history of the Carpathian orogeny end up the paper.

Within the outermost marginal area of the Western Carpathians, tectonic elements make their appearance which, though occurring on a relatively small scale, yet, by their characteristic features are brought close to the depth element type. Investigation studies of this element have been impeded by the Miocene mantle which stretches over the outer marginal area of the whole Carpathian chain, but comes out in particular relief within the border zone of the Western Carpathians.

Evidence supplied by recent deep borings suggests the existence of a peculiar structural element stretching over a long belt within the outer marginal zone of the Eastern and Western Carpathians. The present writer calls it simply the *Salides* in order to stress its connections with the Miocene salt formation.

Other simplifications have been introduced of the names used in respect to major geologic units of the Carpathians and their Foreland. The younger elements of the Foreland have been called the *Neogenides*, those in the outer border zone of the Carpathians are the *Salides*, as mentioned above; adjacent to them, in Eastern Carpathians, are the *Skolides*, while the *Silesides* and *Teschinides* stretch into Western Carpathians. Another small element which has been differentiated, are the *Duklides*, overlain by the extensive, well known *Magura* overthrust. Eastward, the *Skolides* together with the Central Depression, border on the *Czarnohora* element. The *Magura* overthrust is directly connected with the *Pienides* element.

It has been ascertained some time ago, that the depth element of Boryslaw stretches far to the east. Its occurrence has been recorded from Rypne, Majdan, Bitkow and the Pokucie Carpathians. West of Nahujuwice (near Boryslaw) it is concealed beneath the outer border of the Carpathian overthrust.

CONSPECTUS

Quite recently, a detailed investigation has been made of the geology of Bochnia and Wieliczka salt mines which both, as well as the Borysław oil region, lie within the outermost border zone of the Carpathians. Depth type Flysch elements mantled by the Miocene salt formation are recorded from all these localities. Meticulous studies prove them to have been sheared off from their substratum and from the overlying Carpathian masses. Within the Eastern Carpathians they are associated with a major tectonic unit, i.e. the Skole nappe, while in the Western Carpathians they are the outer fragment of the Silesian nappe. This marginal structure, i.e. the Salides, constitute the depth elements hidden beneath the exterior Carpathians. The Salides stretch west of Wieliczka, over the whole marginal area of the Carpathians, even though they are not here associated with the salt formation. They outcrop as crushed Flysch fragments to the front of the Silesian and Teschin nappes and continue still further, beyond the river Olza, into Czechoslovakian territory.

Within Eastern Carpathians, comparative studies have revealed the continuity of the Salides element of Borysław and Bitków in the mountain chain of the Pokucie Carpathians, where, in consequence of great transversal culmination, the entire depth element crops up to the surface showing strongly characteristic structural features.

The Pokucie Carpathians stretch to the south-east, through Bukovina, into the marginal Carpathian area in Rumanian territory. The direct extension of this range there is a nappe, by Rumanian geologists referred to as the marginal nappe. Thus, the characteristic Salides element will be encountered within the whole of that great area occupied by the Carpathian arc — from Bečva in Moravia as far as the Campina region in southern Rumania.

Within the area lying between the district of Bukovina and the river Olza, there is to be observed a wide range of facial characters of the Flysch formations, prompting their separation into several facial provinces, represented in the major tectonic units here considered.

The *Neo-Carpathian province*, containing Neogene formations, is associated with the youngest foldings and dislocations of the Carpathian Foreland, i. e. the Neogenides. Within the Eastern Carpathians, an *Inoceramus province* has been differentiated in view of the abundance there of Upper Cretaceous *Inoceramus* beds. The great tectonic element, here called the Skolides, falls into this province. It embraces the marginal massif of the Salides and of the so-called East Carpathians „skiba“ range (skiba = great scale or furrow slice), as well as the Central Depression.

The *Silesian province* stretches north-west of the *Inoceramus* province; great masses of Cretaceous sandstones, in this paper referred to the Godula complex, predominate here, in the western part particularly so. It is here that has been

revealed the element called the Silesides. In the outer zone of the Western Carpathians, Lower Cretaceous beds appear exhibiting a widely differentiated facies. They are the so-called black Cretaceous Teschin beds. They have been assigned to the *Teschin province*, corresponding to the Teschinides element. The *Magura* and *Czarnohora provinces* stretch to the south of the Skolidides and the Silesides. In the *Magura* and *Czarnohora* elements have formed here. Intervening between the Silesian and the *Magura* provinces is a complex of beds displaying characteristic features. This complex has been assigned to the Cergów facial province, associated with the system of folds called the Duklides.

Now follows an interpretation of major tectonic elements of the Eastern and Western Carpathians.

Chapters concerning the Salides, among others, also give a richly figured description of the tectonics of Wieliczka. Tectonically speaking the Wieliczka fold is an overturned fold pushed north-eastward onto Tortonian beds of the Foreland. Compressed Flysch rocks belonging to the Silesian series occur in the core of the fold; in the overturned northern limb green block salt series underlie the Flysch core; deeper down are the stratified rock salt layers. Owing to very strong isoclinal pressure these are frequently wedged into the overlying green block salt complex, as has been plainly figured in the attached drawings (fig. 11 & tabl. III). The Wieliczka fold, as well as the neighbouring Bochnia fold are mantled by Lower Tortonian Chodenice beds. To the north the Salides of Bochnia and Wieliczka belong to the Foreland. This is built up of Tortonian shale and sandstone beds, usually undisturbed and capped by younger transgressing series of the Grabowiec (Boguchów) beds. Borings drilled in the southern part of Bochnia have pierced through the squeezed Flysch core and the disturbed rock salt layers, and penetrated into the undisturbed Tortonian beds of the Foreland lying on the Jurassic limestones. They form here a part of the rigid Carpathian substratum plate. The folds of Bochnia and Wieliczka bear some resemblance to the depth elements of the outer margin of the Eastern Carpathians, for example to the depth folds of Boryslaw.

Carpathian tectonical units have the type characters of nappe overthrusts. The Skolidides are built of series of „skibas“ over-riding one another, in some places over a distance of 10 km. Furthermore, the whole „skiba“ overthrust was displaced considerably to the north-east, probably on a substratum of plastic salt-bearing beds. The Silesian unit, likewise, exhibits features characteristic of a nappe overthrust. It contains fairly numerous tectonic windows or even continuous zones pierced by the displaced Salides element. The *Magura* element consists of a flat sheet of comparatively small thickness. Its outer zone is spotted with tectonic windows where the displaced Duklides element is revealed. Moreover, in closer neighbourhood to the Pienides the bottom of the *Magura* overthrust has been reached at a depth of 500 m., as in the case of Sól, a locality to the south of Żywiec.

CONSPECTUS

Over a considerable area within the Flysch Western Carpathians, no traces whatsoever have been observed of the rooting of Carpathian nappe elements. These observations, backed by other data, perhaps suggest that the Carpathian nappes may have their roots beneath the Pienides.

The distribution of the chief tectonic elements of the Carpathians is shown on the gravimetric map (pl. VIII) plotted by K. Maryniak. The negative anomalies are more markedly manifested within the outer border zone of the Eastern Carpathians, while those in the Western Carpathians come nearer to the Pieniny Mts..

In a chapter headed „The Carpathian substratum“ the present writer quotes some data only quite recently supplied by deep borings in the Western Carpathians.. Interesting informative material has for example been obtained from borings drilled through the Teschin nappe, which revealed the presence of crushed fragments of the Salides far to the south of the Carpathian border. The Teschinides, as well as the Salides, are thrust over the autochthonic Miocene deposits lying transgressively on the Hercynides (Carboniferous).

Another chapter, concerned with certain historic stages of Carpathian orogeny, lays particular stress on the flat Western Carpathian overthrusts. As these overthrusts have no roots directly beneath them, they must have been pushed to the north from a more southerly region. Lateral pressures exerted from the south cannot, alone, account for this phenomenon. It is obviously referable to various agents of an intricate nature, such as the subsidence of forefields responsible for the sliding of the overlying masses, the northern pressure exerted by the stiff Hercynian plate beneath the Carpathians, the vertical movements of depth masses — particularly those within the obviously mobile zone of the Pienines, separating the exterior from the interior Carpathians.

Tectonically the interior Carpathians together with the Pienides belong to the Alpine system. The exterior Flysch Carpathians constitute the younger range, where Alpine orogenic movements are again made manifest, as were the Neogenides in front of the Carpathians in the course of very young epochs.

Zakopane, May 1955

DESCRIPTION OF FIGURES IN THE POLISH TEXT

Fig. 1 (p. 80)

Rigid substratum of the marginal Carpathian zone

Del. K. Tołwiński

a rigid Carboniferous and Jurassic substratum, experimentally ascertained; b ditto, on grounds of approximate seismic data computed by A. Kisłowski (48)

Fig. 2 (p. 84)

Stratigraphic sections of Carpathian border zone

Del. K. Totwiński

A Borysław „skiba“; B Skole and Paraszka „skibas“ — Lower Cretaceous: 1 black beds, 2 red radiolarian shales — Upper Cretaceous: 3 conglomeratic sandstone, 4 silica marls, 5 fucoïd layers, 6 *Inoceramus* beds, 7 Jamna sandstone — Lower Eocene: 8 exotic conglomerates, 9 red shales, 10 hieroglyphic beds — Upper Eocene: 11 Popiele beds with exotic conglomerates *ze* — Oligocene: 12 Borysław sandstone, 13 menilite shales with hornfelses (silexes) *r* at top and bottom, 14a Polanica beds, 14b Krosno beds — Lower Miocene: 15 salt-bearing beds, *s* salt, gypsum, *ze* exotic conglomerates

Fig. 3 (p. 100)

Cross section of the Salides element of Bochnia

Del. K. Totwiński, *frontal folding after J. Poborski*

1 Lower Tortonian Chodenice beds, 1a tuffites; 2 Miocene salt formation, 2a salt beds of Bochnia; 3 Flysch core of the Salides element of Bochnia; 4 Tortonian gas-bearing Daszawa beds; 5 Jurassic limestones; 6 Upper Tortonian Grabowiec beds; 7 overthrust Carpathian border; 8 approximately established border of the Salides overthrust on the gas-bearing Tortonian beds

Fig. 4 (p. 106)

Cross section of the Salides element of Wieliczka

(after K. M. Paul, 1888)

1 Carpathian sandstone; 2 brittle sandstones and sands with pebbles and red clay; 3 „szybik“ salt; 4 „spiza“ salt; 5 saltiferous clay with green salt; 6 places of water penetration; 7 Bogucice oyster sand; 8 gypsum.

Fig. 5 (p. 107)

Wieliczka profile

(after Kaczwiński, 1925)

1 clays in green salt, 1a blocks of green salt; 2 & 2a „spiza“ and „szybik“ rock salt deposits

Fig. 6 (p. 109)

Wieliczka profile

(after J. Hrdina, 1942)

1 alluvial and diluvial deposits; 2 grey marls with pebbles; 3 dark grey bituminous shale (to the north); 4 reddish-brown lustrous shale (Flysch core); 5 green salt tectonic unit with younger salt veins; 6 blocks of green salt; 7 „spiza“ salt; 8 marls with anhydrite beds („szybik“ layer); 8a dark grey marl with fibrous gypsum; 9 „szybik“ salt; 10 sandstone; 11 Carpathian sandstone

Fig. 7 (p. 110)

Wieliczka geologic profile

(after J. Niedźwiedzki, 1883—1884)

1 alluvial deposits; 2 Upper Tortonian Bogucice sands; 3 gypsum clay; 4 salt layers; 5 blocks of green salt; 6 Carpathian sandstone

CONSPECTUS

Fig. 8 (p. 111)

Wieliczka geologic profile

(after J. Niedźwiedzki, 1886)

1 clay with salt blocks; 2 reddish-brown marls; 3 clays with anhydrite; 4 sandstone; 5 green salt; 6 „spiza“ salt; 7 „szybik“ salt

Fig. 9 (p. 117)

Tectonics of the Wieliczka salt beds

(a scheme after V. Uhlig, 1903)

s Bogucice sands; g gypsum with clay; t barren beds; sz block green salt; sp „spiza“ and „szybik“ salt beds; r red clays; pk Carpathian sandstone; w₁ Jurassic limestones; w faults

Fig. 10 (p. 118)

Wieliczka cross section

(after K. Tatar, 1927)

1 & 1a „spiza“ and „szybik“ rock salt beds; 2 shale layer intercalations in rock salt beds; 3 green salt blocks; 4 „zuber“ salt beds (loamy breccia with salt crystals); 5 shale beds with green salt blocks; 6 overlying alluvial and diluvial beds

Fig. 11 (p. 120)

Schematic structural pattern of the Salides element of Wieliczka

Del. K. Tołwiński

1 transgressing Tortonian Bogucice beds; 2 autochthonic Tortonian beds underlying the Wieliczka series; 3 Chodenice beds; 4 block green salt; 5 rock salt complex; 6 crushed Flysch core; 7 overthrust Carpathian border; 8 approximately established reach of the Chodenice beds overthrust on the autochthonic Tortonian beds; 9 Jurassic limestones

Fig. 12 (p. 126)

Cross section of the Western Carpathian (Silesian) Salides element

Del. K. Tołwiński

1 the Salides element; 2 Teschin nappe; 3 gas-bearing Tortonian beds; 4 Miocene Dębowiec beds; 5 Carboniferous (Hercynides)

Fig. 13 (p. 133)

Cross section of the Salides element of Borysław

Del. K. Tołwiński

1 Miocene salt formation; 2 Oligocene Polanica (Krosno) beds; 3 menilite shales; 4 Eocene beds; 5 Upper Cretaceous Jamna sandstone; 6 Upper Cretaceous *Inoceramus* beds; 7 hypothetical deeper-seated Salides elements

Fig. 14 (p. 134)

Tectonic map of the Borysław region

Del. K. Totwiński

- 1 Lower Tortonian Stebnik beds; 2 Miocene Pericarpathian salt formation; 3 salt layers wrapping the depth Borysław fold (Miocene Salides element of Borysław); 4 Flysch of the Nabujowice anticline in the Salides; 5 marginal skiba; 6 Orow skiba; 7 Skole skiba

Fig. 15 (p. 135)

Cross section of Borysław

(after K. Totwiński, 1925)

- I Borysław skiba; II marginal skiba; III Orow skiba; IIIa Schodnica fold; IV Skole skiba; SP salt-bearing and Polanica beds within the Borysław skiba; M Lower Oligocene menilite shales; B bottom hornfelses (silexes), Borysław sandstone within the Borysław skiba; E Eocene beds in general; E₁ Upper Eocene Popiele beds; E₂ Lower Eocene hieroglyphic beds; J Jamna sandstone; Cr Cretaceous *Inoceramus* beds; W earth wax; F deeper-seated Salides folds

Fig. 16 (p. 137)

Geologic map of the Bitków region

(after B. Bujalski)

- 1 Lower Tortonian Stebnik beds; 2 Miocene Pericarpathian salt formation; 3 Polanica (Krosno) beds; 4 menilite shales; 5 Eocene beds; 6 Upper Cretaceous beds

Fig. 17 (p. 138)

Cross section of the Majdan anticline

(after B. Bujalski)

- 1 Miocene salt layers; 2 Oligocene Polanica (Krosno) beds; 3 menilite shales; 4 Eocene beds; 5 bituminous sandstones

Fig. 18 (p. 139)

Geologic survey map of the Salides element of the Pokucie Carpathians

(after R. Zuber, B. Świdorski et al.)

- 1 Miocene salt formation; 2 Paleogene beds of the Pokucie anticlines; 3 Upper Cretaceous beds of the Pokucie anticlines (the Salides); A Carpathian Foreland; B Eastern Carpathians „skibas“; C Słoboda Rungurska anticline

Fig. 19 (p. 141)

Tectonic map of the marginal Carpathian zone in Moldavia

(after J. Athanasiu)

- 1 Neogene beds transgressing on Flysch layers; 2 outer Miocene beds; 3 submarginal nappe; 4 marginal nappe; 5 Tazlau nappe; 6 Tarcau sandstones nappe; 7 interior nappe

CONSPECTUS

Fig. 20 (p. 143)

Geologic map of the marginal Flysch zone of Piatra Neamt
(after S. & J. Athanasiu and G. Macovei)

1 black silica shales (Audia beds, the Barrentian); 2 sandstone shales and Senonian *Inoceramus* marls; 3 Eocene Tarcau sandstones; 4-7 Paleogene strata (6 menilite shales with hornfelses and 7 Kliwa sandstone)

Fig. 21 (p. 151)

The Salides in the Eastern and Western Carpathian border zone — a sketch survey map

Del. K. Totwiński

1 the Foreland; 2 the Salides in the Carpathian outer border zone; 3 schematic course of borders of the Magura and Czarnohora units; 4 Pieniny Mts.

A Carpathian Foreland; B Carpathians

Fig. 22 (p. 171)

Geologic map of the northern zone of Magura in the Jasło-Gorlice area
(after B. Bem, T. Chlebowski, K. Guzik, H. Kozikowski, Wł. Mrózek, A. Oberc,
H. Świdziński and A. Tokarski)

1 Krosno beds of the Silesian element; 2 anticlinal upheavals within the Krosno beds; 3 Magura overthrust; 3a Upper Cretaceous beds at bottom of Magura overthrust; 4 tectonic windows with outcropping sub-Magura elements

Fig. 23 (p. 183)

Hypothetical tectonics of the Moldavian Carpathians

(after L. Mrazec)

1 Mesozoic crystalline nappe; 2 Lower Cretaceous of the Fore-Carpathian subsidence area; 3 Tarcau sandstones nappe; 4 marginal nappe; 5 black salt formation; 6 Paleogene hypothetical nappes, viz. depth scales; 7 Moldavian sub-Carpathian Foreland; 8 Sarmatian Moldavian plateau; 9 Kimmeridgian substratum; 10 substratum of the Moldavian plateau

Fig. 24 (p. 219)

Pressure pattern around the Carpathian Arc

(after H. Stille)

J interior Carpathians; E Exterior Carpathians; 1 the Hebrides pressure; 2 the Podolian pressure; 3 the Valachian pressure

Table I (facing p. 78)

Major elements of the Exterior Carpathians showing the course of the Salides unit
Del. K. Totwiński

1 Podolian and Lublin plateaus; 2 the Palaeozoic of the Holy Cross Mts.; 3 the Triassic on areas adjacent to the Holy Cross Mts. and that of Upper Silesia; 4 the Jurassic of the Holy Cross Mts. and of the Cracow-Wieluń area; 5 the Cretaceous of the Tarłów trough, of the Miechów basin and that of Opole; 6 the Upper Carboniferous of Upper Silesia; 7 the East Sudeten Culm; 8 the crystalline and metamorphic masses of the Sudeten Mts.; 9 the Pericarpathian salt formation of the Eastern

Carpathians; 10 the Tortonian Stebnik element of the Eastern Carpathian Foreland; 11 the belt of the Salides in the outer marginal zones of the Eastern and Western Carpathians, in the Lanckorona area (L) and in the tectonic window of Żywiec (Z); 12 Magura overthrust with white patches indicating sites of tectonic windows; 13 the Teschinides of the Western Carpathians (outcropping in the window of Żywiec, Z); 14 the Silesides of the western and eastern facies; 15 the Skolidides; 16 the Central Depression; 17 the Duklides; 18 the Czarnohora-Tarcau overthrust; 19 the Pienides; 20 the Podhale Flysch; 21 lavas and tuffs of the Carpathian hinterland; 22 the Mesozoic and the Palaeozoic of the Pieniny Mts. hinterland; 23 the Palaeozoic of the Slovakian Ore Mts.; 24 crystalline massives of the High and the Low Tatra Mts., the Little Carpathians a. o.; 25 crystalline massif of the Eastern Carpathians A the Rachów anticline; Z the Żywiec tectonic window (the Salides and Teschinides outcrops)

Table II (facing p. 100)

Geologic map of the Bochnia region
(after J. Poborski and T. Kuciński)

1 Upper Tortonian Grabowiec beds; 2 Lower Tortonian Chodenice beds; 3 tuffites in the Chodenice beds; 4 salt-carrying gypsum beds of Uzbornia; 5 & 6 Miocene salt formation; 7 Flysch in the core of the Bochnia anticline; 8 ditto, in the overthrust marginal Carpathians

Table III (facing p. 118)

General transverse section of the Salides element of Wieliczka

Del. K. Tołwiński

1 Upper Tortonian Bogucice beds; 2 Lower Tortonian gas-bearing beds; 3 Lower Tortonian Chodenice beds; 4 & 4a Wieliczka bedded salt formation: „spiza“ and „szybik“ salts, at bottom intercalated by green salt, also by clay, gypsum and anhydrite; 5 rock salt deposits with blocks of green salt; 6 crushed Flysch core of the Salides element of Wieliczka; 7 Carpathian border overthrust; 8 Jurassic limestones; 9 approximate reach of the Wieliczka Salides overthrust onto the gas-bearing Tortonian beds; 10 approximate boundary line between the green block salt complex and the Chodenice beds

Table IV (facing p. 140)

Cross section of the Pokucie Salides
(after K. Tołwiński, 1950)

The Foreland: 1 Tortonian Pokucie beds; 2 Miocene anhydrite salt beds; 3 Upper Cretaceous beds; 4 Lower Tortonian Stebnik beds; 5 Miocene Pericarpinian salt formation; *The Pokucie Salides:* 6 the Paleogene beds; 7 Upper Cretaceous *Inoceramus* beds of the Pokucie Salides; *The Skolidides:* 8 The Paleogene (Krosno beds, menilite shales, Miocene beds); 9 Upper Cretaceous Jamma sandstone; 10 Upper Cretaceous *Inoceramus* beds; 11 Czarnohora nappe

Table V (facing p. 182)

Isobaths of the index seismic horizon in the Foreland of the Central Carpathians
(after A. Kislow, 1945)

1 isobaths in relation to the sea level; 2 erosional border of the Carpathians

CONSPECTUS

Table VI (facing p. 196)

The Neogenides of the Eastern Carpathian Foreland

Del. K. Tobuński

1 gas-bearing Tortonian beds; 2 Lower Tortonian Stebnik beds; 2a saliferous clays;
3 Miocene Pericarpathian salt formation; 4 Carpathian border; 5 the Salides depth
elements; 6 the Podolian plateau

Table VII (facing p. 206)

Gravimetric map of the Western and Middle Carpathians as seen in the light of
their major tectonic elements

(after K. Maryniak)

1 the Foreland; 2 the Skolides; 2a the outer border of the Skolides and the Salides;
3 the Silesides; 3a the outer border of the Silesides and the Salides; 4 the Duklides;
4a the outer border of the Duklides; 5 the Magura overthrust; 5a the outer border
of the Magura overthrust; 6 the Teschinides; 6a the outer marginal zone of the
Teschinides and the Salides; 7 the Pienides; 8 the Granides; 9 the Tatrides; 10 the
Podhale Flysch

Table VIII (facing p. 208)

Gravity anomalies in the outer zone of the Eastern Carpathians

(in mgals, Bouguer's reduction)

(after Soviet geophysicists & K. Maryniak)

1 gas-bearing Tortonian beds; *ks* Stebnik beds (Upper Tortonian Stebnik nappe); *gs*
boundary line of the Stebnik beds overthrust onto gas-bearing Tortonian beds;
S Miocene Pericarpathian salt formation; *PS* Skole nappe; *PSL* Silesian nappe; *DC*
Central Depression; *FD* Dukla folds; *PM* Magura nappe; *gk* boundary line of the
Skole nappe overthrust onto the Foreland; *gsl* boundary line of the Silesian nappe
onto the Skole nappe; *gm* boundary line of the Magura nappe overthrust onto the
Dukla folds
