

STEFAN WITOLD ALEXANDROWICZ

## Przejawy tektoniki miocenińskiej w Zagłębiu Górnośląskim

**STRESZCZENIE:** W pracy przedstawiono zarys stratygrafii osadów miocenińskich Zagłębia Górnośląskiego, wśród których wyróżniono dolny i górny torton oraz sarmat. Wyniki badań stratygraficznych stanowią podstawę dla ustalenia czasu tworzenia się szeregu struktur zapadliskowych i zrębowych. Analiza przebiegu i następstwa zjawisk tektonicznych pozwoliła na stwierdzenie ich synsedymacyjnego charakteru w stosunku do osadów morza tortońskiego. W tortonie i sarmacie następował rozwój zapadlisk, postępujący stopniowo od południa na północ i od zachodu na wschód. Proces ten doprowadził do ukształtowania się rowu przedgórskiego, którego zachodnia część (między Cieszynem a Krakowem) formowała się głównie w dolnym tortonie, a wschodnia część (między Krakowem a Przemyślem) — w górnym tortonie i w sarmacie.

### WSTĘP

W historii geologicznej Zagłębia Górnośląskiego wybitną rolę odegrały dwa okresy ruchów górotwórczych: orogeneza waryscyjska i orogeneza alpejska. Pierwsza z nich doprowadziła do powstania struktur fałdowych, nasunięć i uskoków zaburzających utwory karbońskie. Struktury te zostały następnie ścięte denudacyjną powierzchnią przedtriasową, która przynajmniej częściowo mogła mieć charakter penepłeny. Z orogenezą alpejską wiąże się szereg uskoków, zrębów i zapadlisk tektonicznych, najsilniej zaznaczających się w południowej części Zagłębia.

Główne elementy tektoniczne interesującego nas obszaru oraz liczne, drobne struktury zostały stosunkowo dokładnie rozpoznane dzięki intensywnie prowadzonym pracom górniczym i wiertniczym oraz dzięki równolegle postępującym badaniom geologicznym. Brak utworów jurajskich, kredowych i paleogeńskich, a także nieobecność osadów dolnego miocenu na Górnym Śląsku w znacznym stopniu utrudnia określenie i ściśle datowanie powarysycyjskich zjawisk tektonicznych. Nie wyjaśniono dotychczas należycie genezy rzeźby powierzchni karbonu, która mogła zostać ukształtowana wyłącznie w wyniku działania przedmiocenińskiej erozji, względnie odzwierciedla przejawy młodotrzeciorzędowej tektoniki, związanej z orogenezą alpejską.

W literaturze geologicznej problem wieku tektoniki trzeciorzędowej i jej roli w kształtowaniu się budowy geologicznej Zagłębia wywołał szeroką dyskusję. Według poglądów J. Lewińskiego (1914), A. Stahla (1932) i innych autorów, podtrzeciorzędowa powierzchnia karbonu została wytworzona przez czynniki erozyjne (erozja rzeczna), które działały intensywnie w eocenie (A. Stahl), względnie w dolnym miocenie (J. Lewiński). W okresie późniejszym powierzchnia ta nie została zaburzona przez ruchy tektoniczne. Odmienny pogląd reprezentowali m.in. A. Markowski (1930), T. Kuciński i F. Mitura (1958), W. Petrascheck (1940) i J. Petranek (1954, 1955). Autorzy ci przedstawili dowody świadczące o wyraźnym wpływie zjawisk tektonicznych na rzeźbę powierzchni karbonu oraz wskazywali na istnienie uskoku przecinającego ility, piaski i gipsy tortońskie. Silne zaburzenia tektoniczne osadów miocenijskich występują na południowej peryferii Zagłębia Górnośląskiego, gdzie kredowe i paleogeńskie utwory fliszowe nasunięte są płaszczowinowo na ilaste osady tortonu (m.in. Vašiček 1951, Konior 1959, 1960). Amplitudę tego nasunięcia w rejonie między Bielskiem a Cieszynem ocenił K. Konior na 10-15 km.

Badania nad tektoniką Wyżyny Krakowskiej przeprowadzone przez S. Dżułyńskiego (1953) wykazały, że w południowej części przedmurza Karpat, na odcinku między Krakowem a Chrzanowem, w okresie trzeciorzędowym utworzyło się szereg zrębów i zapadlisk tektonicznych, ograniczonych dyslokacjami o charakterze uskoku grawitacyjnych. Na podstawie obserwacji terenowych wspomniany autor doszedł do wniosku, że główne zręby i zapadliska omawianego obszaru ukształtowały się przed wkroczeniem morza tortońskiego, a

„...ruchy uskoku kontynuowały się przypuszczalnie w tortonie, chociaż bezspornych dowodów na to jeszcze nie mamy“ (Dżułyński 1953, s. 398).

Wyniki badań nad stratygrafią osadów miocenijskich Górnego Śląska i okolic Krakowa rzuciły dużo światła na zagadnienie trzeciorzędowych struktur tektonicznych tego obszaru. Wyróżnienie dwóch podpięter w obrębie dolnego tortonu (dolny opol i górny opol) pozwoliło na stwierdzenie, że ruchy tektoniczne, które doprowadziły do rozpadu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i do powstania wielu głębokich zapadlisk (m.in. rowu przedgórskiego) zachodziły po dolnym opolu (Alexandrowicz 1958b). Analiza stosunków geologicznych w rejonie Kłodnicy i Halemby koło Chorzowa wykazała jednocześnie, że niektóre duże uskoki przebiegające w przybliżeniu równoleżnikowo (np. uskoku kłodnicki) tworzyły się w czasie sedymentacji marglistych ilów górnego opolu (Alexandrowicz 1959a), a częściowo także po dolnym tortonie.

Nowa próba interpretacji wieku niektórych struktur tektonicznych Zagłębia Górnośląskiego podjęta została w wyniku prac nad stratygrafią i regionalną korelacją osadów miocenu. Pragnę w tym miejscu podzię-

Tabela (Chart) 1

Tabela stratygraficzna osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim  
Stratigraphic table of Miocene deposits in the Upper Silesian basin

		Część zachodnia Western part (Gliwice – Rybnik)	Część wschodnia Eastern part (Oświęcim – Krzeszowice)
SARMAT (SARMATIAN)		<p>Iły szare i zielone, piaski (Grey and green clays, sands)</p> <p>Szare iły i piaski z florą (Grey clays and sands with flora)</p> <p>Szare iły ze <i>Syndesmya</i> (Grey clays with <i>Syndesmya</i>)</p>	
	Buńłów (Buhlovian)		
TORTON (TORTONIAN)	Górny (Upper)	<p>Szare iły margliste z wkładkami piasków (Grey marly clays with sand intercalations)</p> <p>Szare iły ze <i>Spirialis</i> (Grey clays with <i>Spirialis</i>)</p> <p>Iły z wkładkami piasków (Clays with sand intercalations)</p>	
		<p>Iły łupkowe i gipsy – lokalnie sole i anhydryty (Shale clays and gypsum – locally salts and anhydrites)</p> <p>Szare iły margliste – tegel – lokalnie wapienie litotamniowe (Grey marly clays – Tegel – locally <i>Lithothamnium</i> limestones)</p>	<p>Iły łupkowe i gipsy (Shale clays and gypsum)</p> <p>Szare iły margliste – tegel (Grey marly clays – Tegel)</p> <p>{ Szare iły z wkładkami piasków – szlir (Grey clays with sand intercalations – Schlier)</p>
	Dolny (Lower)	<p>Iły, ilowce piaszczyste i margle z <i>Cepaea</i> (Clays, sandy siltstones and marls with <i>Cepaea</i>)</p> <p>Czarne iły z lignitem (Black clays with lignite)</p> <p>Iły z <i>Cerithium</i> i <i>Neritina</i> (Clays with <i>Cerithium</i> and <i>Neritina</i>)</p> <p>Iłowce piaszczyste (Sandy clays)</p>	<p>Iłowce piaszczyste z <i>Cepaea</i> (Sandy clays with <i>Cepaea</i>)</p> <p>Iły z <i>Planorbis</i> i <i>Chara</i> (Clays with <i>Planorbis</i> and <i>Chara</i>)</p> <p>Czarne iły z lignitem i z brakiczną fauną (Black clays with lignite and brackish fauna)</p> <p>Iłowce piaszczyste (Sandy clays)</p>
	Opol górny (Upper Opolian)		
	Opol dolny (Lower Opolian)		

kować prof. dr H. Świdzińskiemu i prof. inż. S. Doktorowicz-Hrebnickiemu za przedyskutowanie szeregu problemów związanych z omawianym zagadnieniem.

#### PODSTAWOWE POJĘCIA STRATYGRAFICZNE I FACJALNE

Stratygrafia osadów miocenijskich Górnego Śląska została ustalona na podstawie badań mikropaleontologicznych i litologicznych, przeprowadzonych na ponad 130 profilach i odsłonięciach. Większość profili obejmuje pełną serię interesujących nas osadów i ich kontakt z podłożem (karbon — trias) oraz z wyżej leżącymi utworami czwartorzędowymi (Alexandrowicz 1963). Obecność bogatych i różnorodnych zespołów otwornic, szczątków makrofauny oraz niektórych, charakterystycznych warstw umożliwiła wyróżnienie szeregu poziomów i ich korelację na całym obszarze Zagłębia. Korelacja ta była prowadzona przez porównywanie ze sobą profili oddalonych o 3-5 km (maksymalnie 10 km) i przez zestawianie „ciągów korelacyjnych“ z uwzględnieniem wszystkich wskaźników bio- i litostratygraficznych. Powiązanie przestrzenne poszczególnych poziomów pozwoliło na opracowanie jednolitego podziału stratygraficznego miocenu górnośląskiego i na porównanie go ze schematami stosowanymi na obszarach położonych dalej na wschód (okolice Krakowa, południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich).

Wyniki przeprowadzonych badań nie potwierdziły obecności osadów dolnego miocenu i helwetu na Górnym Śląsku. Wyróżniono tu natomiast pełną serię osadów tortońskich obejmującą dolny torton czyli opol (dolny opol i górny opol), oraz górny torton czyli grabow. Granica między dolnym a górnym tortonem przyjęta została, zgodnie z poglądami W. Friedberga (1911-1912), W. Kracha (1954a, 1958, 1962) i innych autorów, w stropie poziomu osadów chemicznych (poziomu gipsowego). W pn.-zachodniej części Zagłębia, ponad morskimi utworami tortonu leżą iły i piaski z lądową florą (Alexandrowicz 1963), stanowiące wiekowy odpowiednik sarmatu (tab. 1).

#### *Dolny torton (opol)*

Osady dolnego tortonu południowo-zachodniej Polski wykazują charakterystyczną dwudzielność, która stanowi podstawę dla wyróżnienia dolnego opolu i górnego opolu (Alexandrowicz 1956, 1958b). Granica między tymi podpiętami przebiega w spągu ilasto-marglistych osadów morskich, zawierających bogaty zespół otwornic, tzw. „zespół krakowski“. Osady te mają charakter transgresywny i leżą bądź na starszych utworach tortonu (na dolnym opolu), bądź też przekraczając w stosunku do nich, na różnych formacjach mezozoicznych lub paleozoicznych. Należy podkreślić, że wspomnianą charakterystyczną dwudzielność osa-

dów dolnotortonńskich obserwował J. Czarnocki (1935) w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Autor ten stwierdził, że opisywane przez niego warstwy baranowskie, leżące ponad wapieniem litotamniowym a pod gipsami,

„...kształtowały się według odrębnego, a do pewnego stopnia i niezależnego planu zalewu niż ten, jaki obowiązywał dla niższej serii tortonu“ (J. Czarnocki 1935, s. 108).

Regionalna korelacja mikrofaunistyczna prowadzona od profilów usytuowanych w okolicach Zabrze i Gliwic do profilów z rejonu Miechowa i Pińczowa wykazała, że granica między dolnym a górnym opolem w Zagłębiu Górnośląskim ściśle odpowiada granicy między warstwami baranowskimi a starszym kompleksem warstw dolnego tortonu (Alexandrowicz 1958a, 1960), a zatem podział opolu na dolny i górny może być przeprowadzony konsekwentnie na Górnym Śląsku, w okolicach Krakowa i Miechowa oraz w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

### *Dolny opol*

Do dolnego opolu zaliczono w Zagłębiu Górnośląskim różnorodną serię osadów lądowych, słodkowodnych i brakicznych. Leżą one na różnych ogniwach stratygraficznych karbonu i triasu, a są przykryte przez ilaste utwory górnego opolu (w niektórych miejscach bezpośrednio przez czwartorzęd). Przynależność omawianych osadów do tortonu wynika m.in. z obecności szczątków fauny, oznaczonych przez W. Kracha (1939) z profilów w Libiążu i w Przeciszowie koło Oświęcimia (Alexandrowicz & Krach 1963).

Najczęściej spotykanym osadem dolnego opolu są ily i iłowce piaszczyste barwy szarej, zielonawej lub żółto-brunatnej. Są one niewarstwowane, zawierają znaczną domieszkę ziarn kwarcu różnej wielkości (0,1-5 mm), a także większe otoczaki kwarcu oraz ostrokrawędziste fragmenty piaskowców i łupków karbońskich. Stopień wysortowania materiału jest bardzo słaby. W iłach i w iłowcach występują w wielu miejscach skorupki lub ułamki skorupki ślimaków lądowych z rodzaju *Cepaea*. Miąższość omawianych utworów jest zmienna i waha się zwykle w granicach od kilku do kilkudziesięciu metrów.

W okolicach Kłodnicy i Chełmu Wielkiego wyróżniono serię jasnoszarych i żółto-szarych margli z wkładkami wapieni i iłow marglistych. Zawierają one liczne szczątki organiczne, np. skorupki ślimaków z rodzajów *Cepaea* i *Planorbis*, a także zarodniki ramienic z rodzaju *Chara* (zespół mikrofauny Ia). Miąższość tych osadów wynosi zwykle 2-8 m, a w niektórych miejscach przekracza 20 m. Podobne utwory znane są z okolic Krakowa jako wapienie, margle i ily słodkowodne.

W północnej części Zagłębia Górnośląskiego, w okolicach Pławniowic, Tarnowskich Gór i Bytomia, a także w Kłodnicy i w rejonie

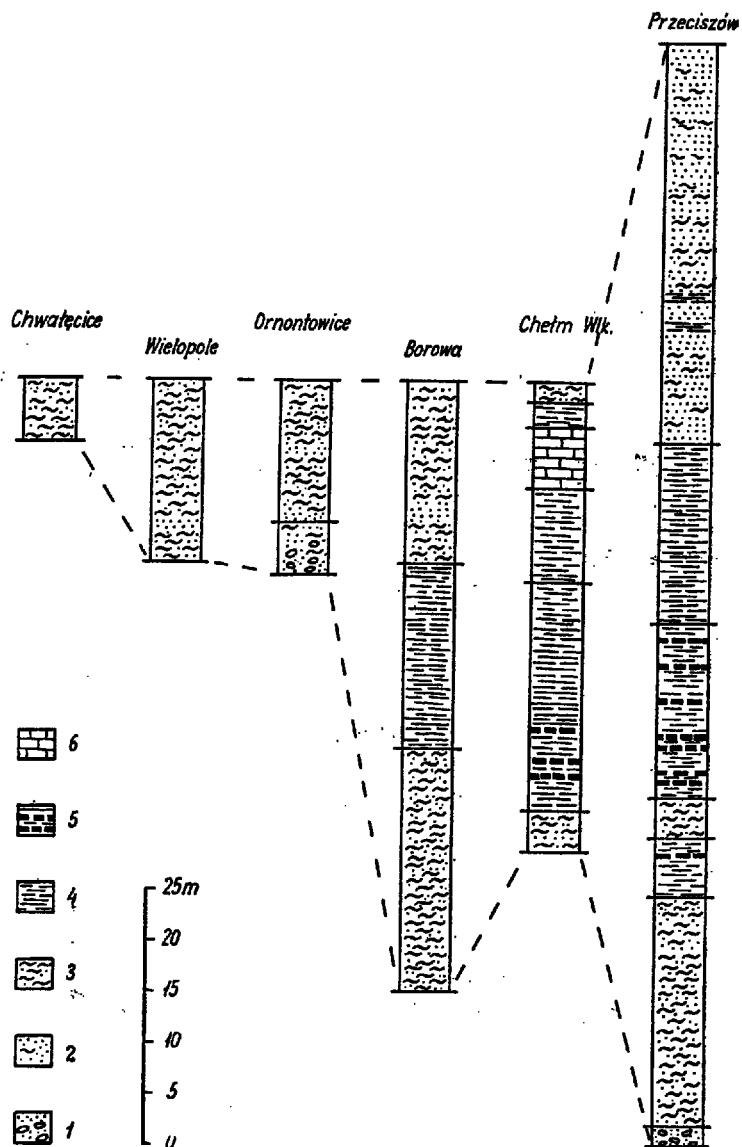


Fig. 1

Profile osadów dolnego opolu w Zagłębiu Górnośląskim

1 żwiry i zlepnięcia, 2 piaski, 3 ilowce piaszczyste, 4 szare ropy z fauną, 5 wkładki lignitów,  
6 margle i wapienie słodkowodne

Profiles of Lower Opolian sediments in the Upper Silesian Basin

1 gravels and conglomerates, 2 sands, 3 sandy siltstones, 4 grey fossiliferous clays, 5 lignite  
intercalations, 6 freshwater marls and limestones

Oświęcimia, w obrębie osadów dolnego opolu występują szare, ciemnoszare i czarne ropy nieco margliste, z bogatą makro- i mikrofauną. W ropy tych pojawiają się m.in. bardzo liczne małże z rodzaju *Congeria*, ślimaki z rodzajów *Cerithium* i *Neritina* (Alexandrowicz & Krach 1963) oraz zespoły otwornic ze *Streblus beccarii* (zespół Iβ), z *Nonion scapha*, *Robulus inornatus* i *Bulimina elongata* (zespół Iγ). W niektórych profi-

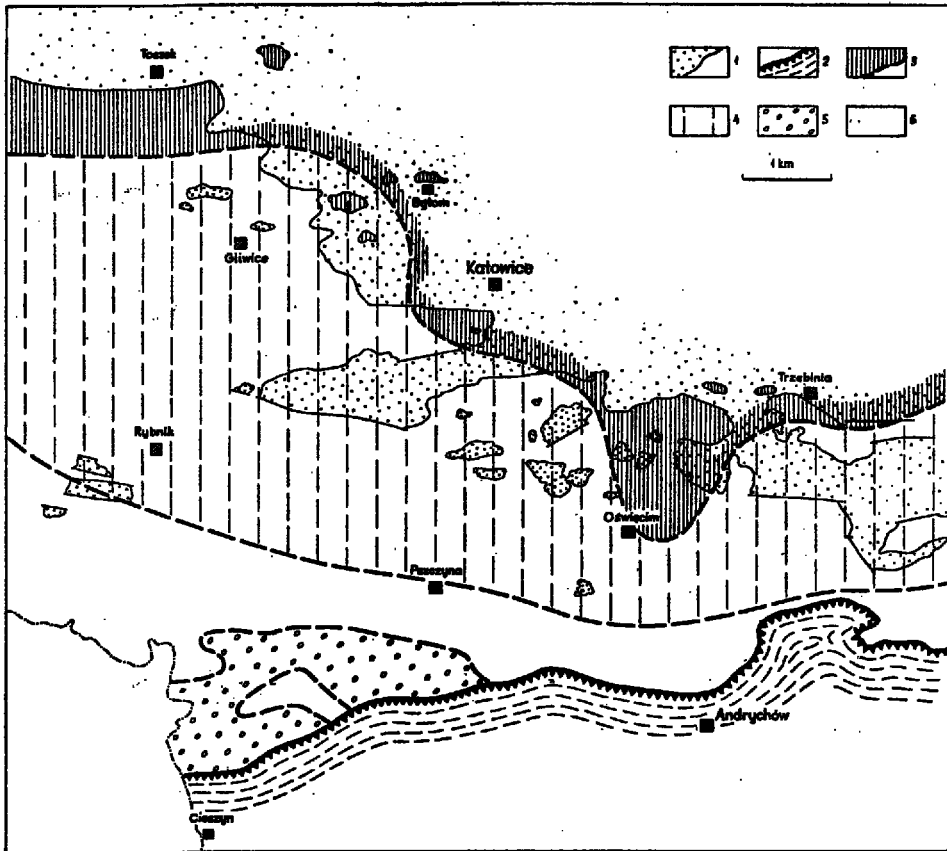


Fig. 2

Mapka zasięgu i wykształcenia osadów dolnego opolu w Zagłębiu Górnośląskim  
 1 wychodne skały starszych od miocenu, 2 utwory fliszowe nasunięte na miocen, 3 południowa granica zasięgu facji brakicznej, 4 osady lądowe, 5 zlepniec dębowiecki, 6 brak osadów dolnego opolu.

A sketch map showing the extent and development of Lower Opolian sediments  
 in the Upper Silesian Basin

1 outcrops of rocks older than the Miocene, 2 Fliisch deposits overthrusting Miocene rocks,  
 3 southern limit of the brackish facies, 4 land deposits, 5 Dębowiec conglomerates, 6 lack of  
 Lower Opolian deposits

lach ily zawierają masowe nagromadzenie zwęglonych szczątków roślin, a nawet cienkie wkładki lignitów i węgla brunatnych. Miąższość omawianych iłów jest zmienna i waha się w granicach od kilku do kilkudziesięciu metrów.

Opisane typy osadów w wielu profilach przekładają się wzajemnie (fig. 1). Na obszarze położonym między Rybnikiem a Bieruniem występuje jedynie cienka seria iłowców piaszczystych (osady lądowe). Nieco dalej na północ, w Chełmie Wielkim i w Kłodnicy pojawia się różnorodny kompleks osadów lądowych, słodkowodnych i brakicznych, osiagający kilkadziesiąt metrów miąższości. W pd.-wschodniej części Zagłębia osady te wypełniają małą zatokę, rozciągającą się między Chełmem Wielkim, Zatorem, Chełmkim i Libiążem. Na obszarach położonych dalej na północ główną rolę odgrywają utwory brakiczne (ciemnoszare ily z makro- i mikrofauną), ciągnące się od Pławniowic przez Połomię (koło Tarnowskich Gór) i okolice Bytomia w kierunku na Jaworzno. W południowej części Górnego Śląska stwierdzamy całkowity brak omawianych osadów, a wprost na górnokarbońskich piaskowcach i łupkach leżą ily margliste opolu górnego<sup>1</sup>. Analiza zasięgu i miąższości osadów dolnego opolu w Zagłębiu Górnośląskim pozwala na wyróżnienie trzech stref (fig. 2):

1. Obszar pozbawiony utworów dolnego opolu, rozciągający się na południe od linii Pszczyńa-Jastrzębie-Racibórz. W dolnej części dolnego tortonu była to strefa południowego obrzeżenia zbiornika sedymentacyjnego, położona wyżej niż centralna i północna część Zagłębia.

2. Obszar rozciągający się między Rybnikiem, Gliwicami, Mikołowem i Oświęcimem, na którym występuje cienka warstwa lądowych osadów dolnego opolu. Była to przypuszczalnie brzeżna strefa basenu sedymentacyjnego.

3. Obszar obejmujący okolice Pławniowic, Bytomia, Kłodnicy i Chełmu Wielkiego, na którym występuje różnorodna seria lądowych, słodkowodnych i brakicznych utworów dolnego opolu, osiagająca stosunkowo znaczną miąższość. Można sądzić, że mamy tu do czynienia ze strefą wzmożonej sedymentacji, która z początkiem dolnego tortonu była położona niżej niż południowe obrzeżenie Zagłębia.

### Górny opol

Osady górnego opolu są wykształcone głównie jako ily margliste i piaszczyste. W ich stropie występują ily i łupki ilaste z wkładkami gipsów, a lokalnie z anhydrytami i solą kamienną. W okolicach Zabrze

<sup>1</sup> Nie jest wykluczone, że do dolnego opolu należą zlepionce dębowieckie (tzw. „detrit“ geologów czeskich), występujące jako spagowy kompleks osadów tortońskich w południowej peryferii Zagłębia Górnośląskiego.



i Gliwic, wśród ilów marglistych górnego opolu pojawiają się wkładki wapieni litotamniowych, muszlowych i organodetrytycznych.

W południowej części Zagłębia Górnośląskiego górny opol jest reprezentowany głównie przez monotonną serię szarych ilów nieco marglistych, przekładanych warstewkami drobnoziarnistych i pylastych piasków. Grubość tych warstewek jest bardzo różna. Mogą to być cienkie

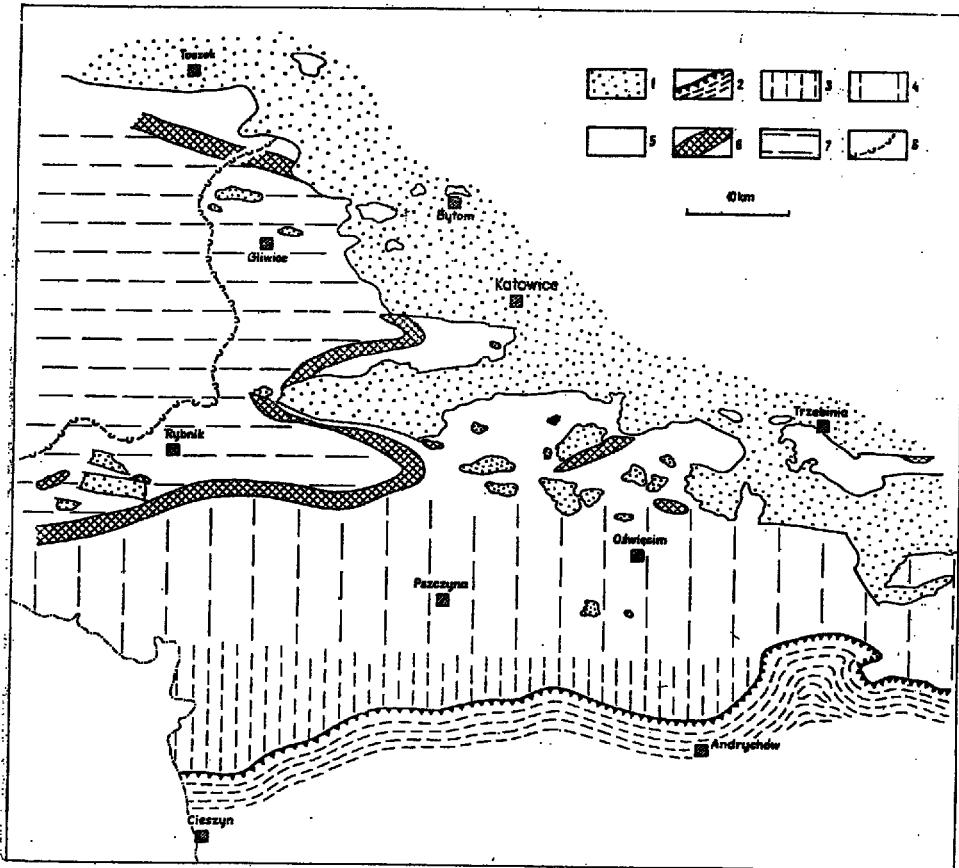


Fig. 3

Mapka zasięgu osadów górnego opolu i górnego tortoniu w Zagłębiu Górnośląskim

1 wychodnie skał starszych od miocenu, 2 utwory flyszowe nasunięte na miocen, 3 facja szlirowa w poziomach z zespołami otwornic II AB i II C, 4 facja szlirowa w poziomach z zespołem II C, 5 facja tegłowa górnego opolu, 6 utwory poziomu gipsowego, 7 osady górnego tortoniu, 8 wschodnia granica zasięgu osadów sarmackich

A sketch map of the extent of Upper Opolian and Upper Tortonian sediments in the Upper Silesian Basin

1 outcrops of rocks older than the Miocene, 2 Flysch deposits overthrusting Miocene rocks, 3 Schlier facies in zones containing foraminiferal assemblages II AB and II C, 4 Schlier facies in a zone with assemblage II C, 5 Tegel facies of the Upper Opolian, 6 deposits of the gypsum horizon, 7 Upper Tortonian deposits, 8 eastern boundary of the extent of Sarmatian deposits

(1-3 mm) smugi i laminy, wkładki o grubości 0,5-20 cm, a nawet dość grube warstwy, o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Stosunek ilościowy materiału ilastego do piaszczystego waha się w dużych grani-

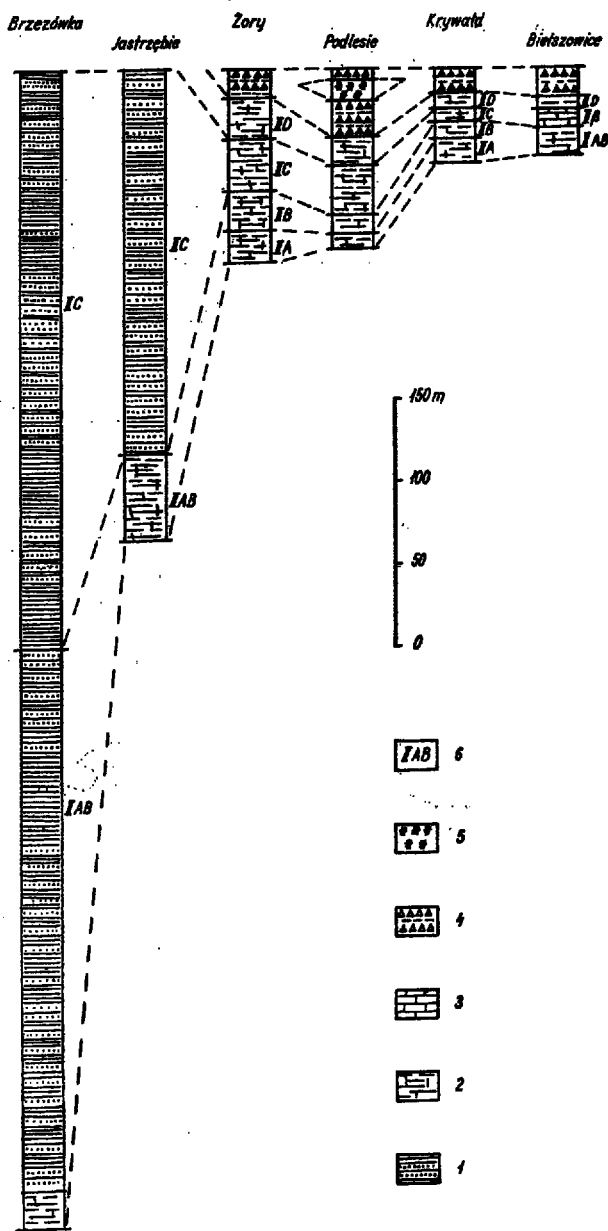


Fig. 4

Profile osadów górnego opolu w Zagłębiu Górnośląskim

1 ły z wkładkami piasków (szlir), 2 ły margliste (tegel), 3 wapienie organogeniczne, 4 gipsy, 5 sól kamienna, 6 zespoły otwornic

Profiles of Upper Opolian deposits in the Upper Silesian Basin

1 clays with sand intercalations (Schlier), 2 marly clays (Tegel), 3 organogenic limestones, 4 gypsum, 5 rock salt, 6 foraminiferal assemblages

cach, najczęściej jednak obserwujemy zdecydowaną przewagę iłów (60-80%). W przeszlamowanych próbkach stwierdza się obecność na ogół ubogich zespołów otwornic oraz pokruszonych szczątków makrofauny.

Omawiane utwory ilasto-piaszczyste osiągają stosunkowo dużą miąższość, która w okolicach Pszczyny i Jastrzębia wynosi około 300 m, a w rejonie Brzezówki (koło Cieszyna) dochodzi do 700 m. Cechami swoimi odpowiadają one osadom o typie szliru, opisanym przez M. Vašička (1953) z tononu wschodnich Moraw.

W okolicach Gliwic, Rybnika, Kłodnicy i Chełmu Wielkiego górny opol jest wykształcony jako jasnoszare ility margliste. Są one zwykle niewarstwowane (ity bryłowe, iłowce margliste) i nie zawierają wkładek piaszczystych. W dolnych częściach profilów pospolicie występuje fauna, głównie skorupki ostryg i przegrzebków oraz pteropody z rodzaju *Vaginella*. W przeszlamowanych próbkach znajdujemy bardzo liczną mikrofaunę, w skład której wchodzi zarówno otwornice planktoniczne jak i bentoniczne. Miąższość omawianych osadów ilasto-marglistych waha się najczęściej w granicach 40-90 m, przy czym w północnej części Zagłębia jest ona mniejsza i wynosi 20-50 m. Według nomenklatury stosowanej przez M. Vašička (1953), ility margliste górnego opolu można określić terminem „tegel“ (fig. 3).

W profilu osadów górnego opolu wyróżniono na Górnym Śląsku kilka poziomów korelacyjno-stratygraficznych, które odznaczają się obecnością charakterystycznych zespołów otwornic. W kolejności od dołu do góry następują po sobie zespoły: II A, II B (łącznie tzw. zespół krakowski), II C i II D (zespół wielicki). Pierwszy z nich, szczególnie bogaty i łatwy do zidentyfikowania odpowiada tzw. „faunie lancendorfskiej“ R. Grilla (1941). Należy zaznaczyć, że wymienione zespoły otwornic występują zarówno w osadach ilasto-marglistych jak i w ilasto-piaszczystych, co wskazuje niedwuznacznie, że utwory o typie szliru i teglu stanowią facje sedymentacyjne górnego opolu. Najwyższy poziom stratygraficzny omawianego podpiętra jest reprezentowany przez ility i łupki ilaste z wkładkami osadów chemicznych (gipsy i anhydryty, a lokalnie sól kamienna).

Na obszarze Zagłębia można obserwować charakterystyczne zazębianie się poszczególnych facji górnego opolu, zwłaszcza w obrębie iłów leżących poniżej poziomu gipsowego (w iłach podgipsowych). W Brzezówce koło Cieszyna facja szlirowa występuje w poziomach określanых obecnością zespołów: krakowskiego (II AB) i II C. W okolicach Wodzisławia, Pszczyny i Spytkowic pierwszy z wymienionych poziomów jest reprezentowany przez fację teglową, a drugi przez szlir. W Żorach i w Rybniku, w całym profilu iłów podścielających osady chemiczne (poziomy z zespołami otwornic II A, II B, II C i II D) występuje wyłącznie facja teglowa, podczas gdy w okolicach Gliwic i Zabrze, wśród utworów ilasto-marglistych (tegel), pojawiają się wkładki wapieni litotamniowych, muszlowych i organodetrytycznych (fig. 4).

Z badań przeprowadzonych przez M. Vašička (1953) wynika, że fację teglową można uznać za osad płytkiego morza, a fację szlirową za

utwór bardziej głębokomorski. Zdaniem tego autora, w najgłębszych częściach zbiornika mogły tworzyć się osady o typie fliszu, łączące się szeregiem ogniwi przejściowych z facją szlirową. Na przedgórzu polskich Karpat nie znamy w tortonie typowych utworów fliszowych, wydaje się natomiast prawdopodobna sukcesja facji: tegel — szlir — molasa (w kierunku od północy ku południowi). W profilach górnego opolu, w których osady szlirowe wykazują bardzo znaczną domieszkę materiału piaszczystego, mogą pojawiać się wkładki zlepieńców, których miąższość stopniowo wzrasta, a w kierunku południowym przechodzą one w utwory gruboklastyczne o typie „zlepieńców z Nagelfluh“. Takie zlepieńce molasowe znane są w pd.-wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego z okolic Wadowic (Bacharowice), a także z rejonu Gdowa.

### Górny torton (grabow)

Osady górnego tortonu występują w centralnej i w zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego, głównie w rejonie Rybnika i Gliwic. Są one reprezentowane przez monotonną serię szarych i jasnoszarych ilów marglistych, miejscami nieco piaszczystych, zawierających cienkie smugi i wkładki drobnoziarnistych piasków. Ilość materiału piaszczystego wzrasta w najwyższej części profilu, na przejściu od morskich osadów tortonu do lądowych utworów sarmatu. W ilach górnortonońskich występują bogate zespoły mikrofauny, które pozwalają na wyróżnienie dwóch poziomów stratygraficznych. Dolny poziom odznacza się obecnością otwornic planktonicznych i pteropodów z rodzaju *Spiralis* (zespół III A). Swoim położeniem oraz charakterem mikrofauny odpowiada on warstwom chodenickim okolic Bochni.

W górnym poziomie górnego tortonu stwierdzono na obszarze Zagłębia obecność bogatej makrofauny (Gaszowice koło Rybnika, Gliwice Stare — Krach 1939, 1954b), oraz zespoły otwornic: III B (zespół gliwicki) i IIIβ. Iły tego poziomu można porównać z warstwami grabowieckimi górnego tortonu okolic Wieliczki i Bochni (fig. 5).

Miąższość opisanych osadów (w sumie) może przekraczać miejscami 200 m. W okolicach Rybnika i Knuruwa waha się ona w granicach 150-200 m, a w rejonie Krywałdu, Szczygłowic i Pławniowic osiąga 30-80 m. Charakter osadu wykazuje cechy przejściowe od teglu do szliru, przy czym w niektórych profilach notujemy obecność ilów marglistych (tegel), a w innych — ily nieco piaszczyste z licznymi wkładkami piasków (szlir).

Utwory górnego, względnie środkowego tortonu (warstwy grabowieckie) były wyróżniane przez niektórych autorów w okolicach Bielska i Cieszyna (m.in. Stemulak 1958). Przeprowadzone ostatnio badania mikropaleontologiczne wykazały, że w południowej peryferii Zagłębia wy-

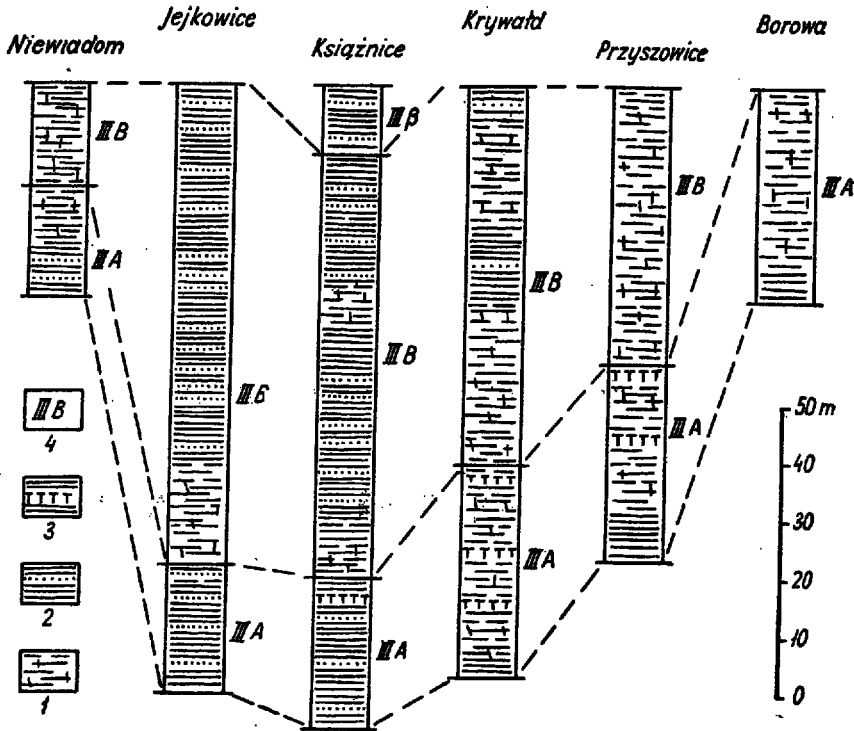


Fig. 5

## Profile osadów górnego tortoniu w Zagłębiu Górnośląskim

1 ility margliste (tegel), 2 ility piaszczyste (szlier), 3 tuffity, 4 zespoły otwornic

## Profiles of Upper Tortonian deposits in the Upper Silesian Basin

1 marly clays (Tegel), 2 sandy clays (Schlier), 3 tuffites, 4 foraminiferal assemblages

stępują jedynie ility górnego opolu, które w górnych częściach profilów (bezpośrednio pod czwartorzędem) zawierają zespół otwornic III C. Te same ility leżą w podłożu doliny Wisły w okolicach Jawiszowic, Zatora i Spytkowic. Wydaje się więc, że na obszarze położonym na zachód od Skawiny i Wadowic, osady górnego tortoniu nie występują w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu Karpat (fig. 3).

*Dolny sarmat (bułtów)*

W północno-zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego, w okolicach Gliwic, ponad ility tortoniskimi leżą szare ility, zwykle nieco piaszczyste, z wkładkami drobnoziarnistych i pylastych piasków. W dolnej części profilu zawierają one dość liczne skorupki małżów z rodzaju *Syndesmya* oraz bardzo ubogi zespół otwornic. W wyższej części fauna morska zanika,

a w ilach notujemy obecność licznych szczątków lądowych roślin (Szafer 1961). Jednocześnie pojawiają się wkładki zielonych, plastycznych ilów, oraz gruboziarniste piaski a nawet żwiry.

Pozycja stratygraficzna omawianych osadów wynika z ich stosunku do niżej leżących ilów górnego tortonu oraz z obecności licznych małżów z rodzaju *Syndesmya*. Zgodnie z poglądami W. Kracha (1954b, 1962), ily i piaski odsłonięte w Gliwicach Starych można zaliczyć do bułłowu, a zatem reprezentują one najniższy poziom sarmatu, jako odpowiednik tzw. „poziomu anomalinowego“, wyróżnianego na przedgórzu środkowych Karpat (ily z *Anomalinoides dividens*). Ten sam wiek można częściowo przypisać warstwom sońnicowickim, wydzielanym m.in. przez R. Michaela (1913a) i S. Doktorowicz-Hrebnińskiego. Nie jest wyłączone, że wyższe ogniwa stratygraficzne tych warstw odpowiadają górnemu sarmatowi, a nawet młodszym piętrům neogenu.

Miąższość osadów sarmatu w okolicach Gliwic nie została dotychczas bliżej określona. Przypuszczalnie wynosi ona kilkanaście do kilkudziesięciu metrów, przy czym ku zachodowi osady te grubieją, tak że w rejonie Kędzierzyna miąższość lądowych utworów trzeciorzędowych, młodszych od tortonu przekracza 100 m, a miejscami może nawet osiągać 200 m.

#### OPIS ZJAWISK TEKTONICZNYCH

Niedostateczna znajomość stratygrafii i litologicznego wykształcenia osadów miocennych Zagłębia Górnośląskiego, brak charakterystycznych poziomów przewodnich oraz stosunkowo zły stan odsłoneń w znacznym stopniu utrudniały rozpoznawanie przesunięć pionowych zaburzających ily tortońskie. Przesłanką na istnienie uskoków młodszych od tortonu mógł być np. sposób ułożenia osadów chemicznych, które w południowej części Zagłębia występują na różnych wysokościach (Michael 1913b, Małkowski 1930), w literaturze geologicznej nie udowodniono jednak, że gipsy okolic Gliwic, Piszowa i Rybnika stanowią ten sam poziom stratygraficzny, co gipsy, sole i anhydryty okolic Żor i Zawady (Dżułyński 1953, Krach 1958). Nie rozstrzygnięty pozostawał również stosunek lądowych i słodkowodnych utworów dolnego opolu do osadów morskich opolu górnego, przy czym niektórzy autorzy uważali, że są to równowiekowe facje. Brak odpowiednio opracowanych profilów spowodował ponadto, że w schematach stratygraficznych pomijano osady zaliczane obecnie do dolnego opolu. Jednocześnie spągowe ily margliste górnego opolu były utożsamiane z najstarszymi utworami tortońskimi, a nawet z helwetem (Krach 1939, 1958).

Opracowanie jednolitego podziału stratygraficznego miocenu na całym obszarze Zagłębia, wyróżnienie szeregu charakterystycznych poziomów korelacyjnych oraz określenie zasadniczych zmian facjalnych w poszczególnych poziomach pozwala obecnie na nową interpretację wieku

szeregu struktur uskokowych, a zwłaszcza umożliwia przeanalizowanie zależności między ułożeniem i rozwojem osadów miocenских a przebiegiem zjawisk tektonicznych, które rozgrywały się w czasie trwania tortonu. Istniejące obecnie materiały geologiczne nie są wystarczające do

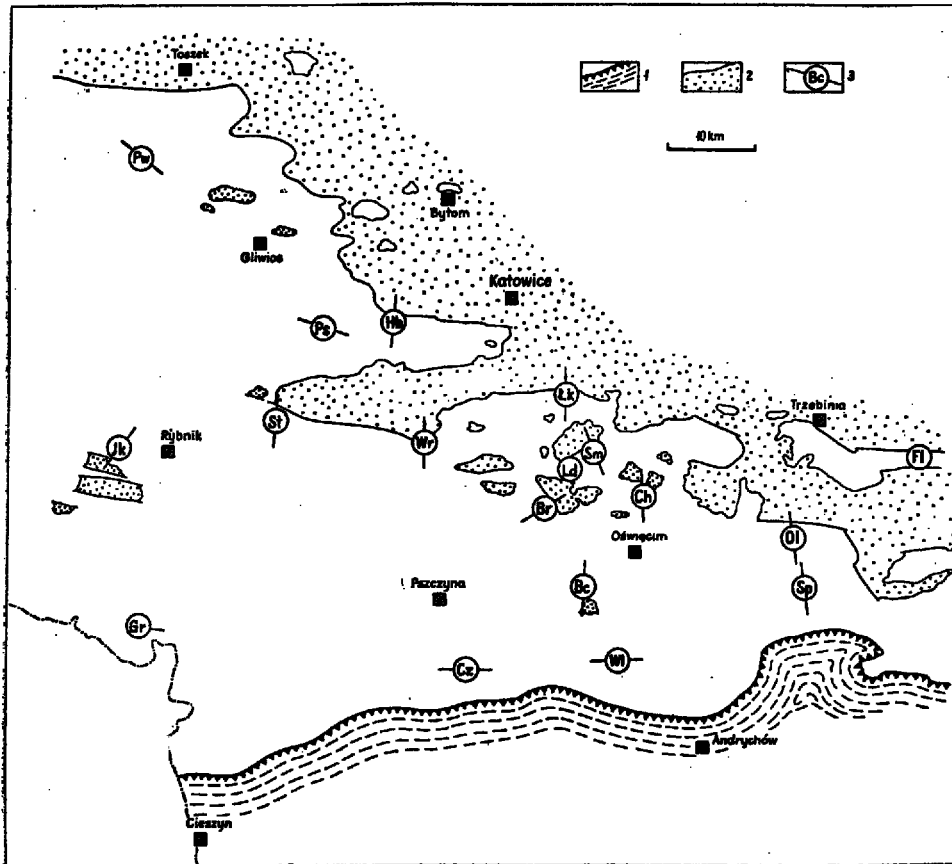


Fig. 6

Rozmieszczenie struktur i zaburzeń tektonicznych opisanych w tekście

1 utwory flyszowe nasunięte na miocen, 2 wychodnie skał starszych od miocenu, 3 lokalizacja struktur tektonicznych: Bc Brzeszcze, St Stanowice, Ps Przyszowice, Pw Pławniowice, Fl Filipowice, Hb Halemba-Kłodnica, Lk Ławki, Wr Wiry, Ch Chełmek, Sm Smardzowice, Jk Jejkowice, Gr Gorzyce, Cz Czechowice, Wl Wilamowice, Br Bieruń, Ol Olszyny, Sp Spytkowice, Ld Łęczyny

Distribution of tectonic forms and disturbances described in the text

1 Flysch rocks overthrusting the Miocene, 2 outcrops of rocks older than the Miocene, 3 localisation of tectonic structures: Bc Brzeszcze, St Stanowice, Ps Przyszowice, Pw Pławniowice, Fl Filipowice, Hb Halemba-Kłodnica, Lk Ławki, Wr Wiry, Ch Chełmek, Sm Smardzowice, Jk Jejkowice, Gr Gorzyce, Cz Czechowice, Wl Wilamowice, Br Bieruń, Ol Olszyny, Sp Spytkowice, Ld Łęczyny

ustalenia wieku wszystkich ważniejszych struktur zrębowych i zapadli-  
kowych Górnego Śląska, dostarczają jednak wielu interesujących przy-  
kładów na istnienie przejawów młodotrzeciorzędowej tektoniki dysjunk-  
tywnej (fig. 6).

### Przesunięcia warstw na uskokach

Uskoki powodujące zrzuty w obrębie osadów miocenijskich stosun-  
kowo najłatwiej rozpoznać można w tych miejscach, gdzie przemieszcze-  
niu uległy cienkie warstwy lub kompleksy warstw, łatwo dające się ziden-  
tyfikować. Dobrymi wskaźnikami są tu m.in. osady chemiczne (poziom  
gipsowy), utwory redeponowane (cienkie warstwy powstałe w wyniku  
jednorazowych aktów sedimentacyjnych), a także utwory tufogeniczne.  
I tak np. T. Kuciński i F. Mitura (1958) uznali różnice wysokości poło-  
żenia wkładek tufitowych w profilach Drogomyśl i Zabłocie za jeden  
z dowodów na tektoniczną genezę obniżenia zaznaczającego się na po-  
wierzchni utworów karbońskich, a przykrytego ilami miocenijskimi. Prze-  
prowadzone ostatnio badania stratygraficzne (Alexandrowicz 1963) umoż-  
liwiły rozpoznanie w kilku miejscach uskoków zaburzających osady tor-  
tońskie.

### Zrąb tektoniczny w Brzeszczach

W okolicach Brzeszcza i Grojca (fig. 6-Bc) utwory górnego karbonu odsta-  
niają się na powierzchni lub występują pod cienką pokrywą osadów tortońskich  
i czwartorzędowych, tworząc zrąb tektoniczny ograniczony uskokami od południa  
i od północy (fig. 7). W zrzuconych skrzydłach tych uskoków osady miocenijskie

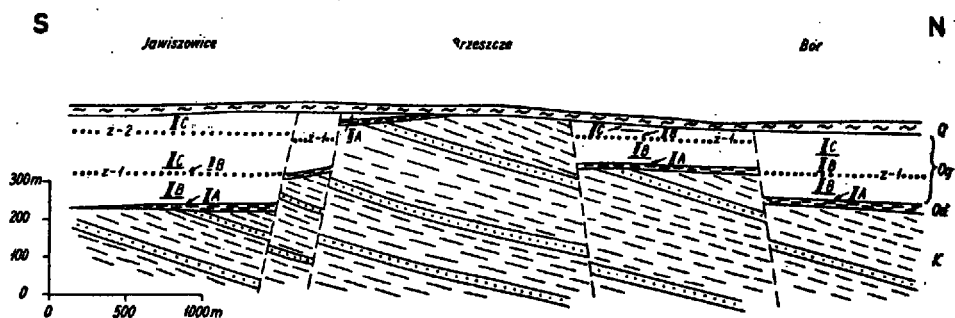


Fig. 7

### Przekrój geologiczny przez zrąb tektoniczny w Brzeszczach

K karbon, Od opol dolny, Og opol górny, Q czwartorzęd, z-1, z-2 wkładki żwirowców ilastych

### Geological section through a tectonic horst in Brzeszcz

K Carboniferous, Od Lower Opolian, Og Upper Opolian, Q Quaternary, z-1, z-2 intercalations of argillaceous gravels



osiągają 90-230 m miąższości. Bezpośrednio na piaskowcach i łupkach karbońskich i niezgodnie w stosunku do nich leży tu cienka warstwa (4-12 m) piasków, piasków ilastych oraz ilów dolnego opolu, zawierających ułamki skorupki lądowych ślimaków oraz szczątki roślinne (lignity). W poszczególnych profilach warstwa ta występuje na różnych wysokościach bezwzględnych:

Profil	Wysokość n.p.m.	Miaższość
Bór pn.	8,40 m	8,40 m
Bór pd.	99,40 m	7,40 m
Stawki	126,00 m	12,40 m
Brzeszcze	217,10 m	4,70 m
Jawiszowice	-15,20 m	4,20 m

Fakt ten należy wziąć pod uwagę przy rozpatrywaniu wieku uskoków ograniczających zrąb tektoniczny Brzeszcza, bowiem charakter osadów dolnego opolu i stosunkowo mała zmienność miąższości tych utworów nie uzasadniają dużych deniwelacji w obrębie ówczesnego, śródlądowego zbiornika sedymentacyjnego.

Podobne różnice wysokości bezwzględnych wykazują w poszczególnych profilach charakterystyczne poziomy korelacyjne górnego opolu, np. utwory transgresywne, wkładka tufitu i granice wyznaczone na podstawie zmienności zespołów otwornic. Na szczególną uwagę zasługuje warstwa żwirowca ilastego (fig. 7, ż-1) występująca w ilach, w górnej części poziomu zawierającego zespół krakowski. Na podstawie przeprowadzonej korelacji mikrofaunistycznej można wykazać, że żwirowiec pojawiający się w profilach: Jawiszowice, Stawki, Bór pd. i Bór pn. stanowi jedną charakterystyczną warstwę, o określonej pozycji stratygraficznej (Alexandrowicz 1963). Podobnie jak piaszczysto-ilaste osady dolnego opolu, żwirowiec ten leży na różnych wysokościach bezwzględnych:

Profil	Wysokość n.p.m.	Miaższość
Bór pn.	78,00 m	0,50 m
Bór pd.	172,50 m	1,00 m
Stawki	192,20 m	0,90 m
Jawiszowice	76,50 m	3,00 m

Charakter litologiczny omawianego żwirowca ilastego zdaje się świadczyć, że utwór ten powstał w wyniku zsuwu lub osuwiska podmorskiego. Miaższość żwirowca zmniejsza się wyraźnie w kierunku północnym, co może wskazywać na transport materiału z południa na północ. Dno morskie musiało być w tym czasie prawie zupełnie płaskie, a w każdym razie nie zaznaczały się w nim stumetrowe deniwelacje, które obserwujemy obecnie rozpatrując położenie warstwy żwirowca we wspomnianych profilach (fig. 7). Te same uwagi dotyczą drugiej, wyżej położonej ławicy żwirowca ilastego (fig. 7, ż-2), która pojawia się w Jawiszowicach około 107 m ponad dolną ławicą, w obrębie ilów zawierających zespół otwornic II C.

Przedstawione obserwacje pozwalają na stwierdzenie, że uskoki ograniczające zrąb tektoniczny w Brzeszczach przecinają osady mioceńskie. W czasie osadza-

nia się piasków i łów dolnego opolu oraz w czasie tworzenia się zwirowców ilastych omawiany zrąb tektoniczny nie był jeszcze ukształtowany. Powstał on w wyniku ruchów tektonicznych młodszych od dolnego opolu, przy czym zaburzeniu uległy również ility podgipsowe górnego opolu, reprezentujące dwa dolne poziomy stratygraficzne tego podpiętra. A zatem mamy tu do czynienia ze strukturą tektoniczną ograniczoną uskokami, które są młodsze od części osadów górnego opolu.

#### Uskok bełcki w Stanowicach

Tortońskie utwory gipsowo-solne opisane przez R. Michaela (1913b) z obszaru położonego między Rybnikiem, Żorami i Orzeszem występują w niecce, która zaznacza się jako wyraźne obniżenie powierzchni karbonu, osiągające swój najgłębszy punkt w okolicach Zawady. Obniżenie to uważane było początkowo za bruzdę erozyjną o charakterze kanionu, utworzonego przed transgresją morza mioceneskiego (Lewiński 1914, Stahl 1932). W wyniku badań prowadzonych następnie przez różnych autorów postawiono tezę o tektonicznej genezie bruzdy ciągnącej się przez Zawadę i Palowice w kierunku Rybnika (S. Czarnocki 1935, Alexandrowicz & Siedlecki 1960), bowiem pod utworami mioceneskimi leżą w Zawadzie osady dolnego triasu obniżone o około 820 m w stosunku do analogicznych osadów, odsłaniających się w okolicach Bujakowa (ok. 8 km na N od Zawady). A zatem należy przyjąć, że osady mioceneskie osiągające duże miąższości w Paruszowicach, Przegędzy, Podlesiu, Palowicach i Zawadzie wypełniają zapadlisko tektoniczne, ograniczone uskokami względnie strefami dyslokacyjnymi.

Na przekroju przeprowadzonym na linii Leszczyny-Stanowice-Podlesie (fig. 6-St) można obserwować stosunek osadów mioceneskich do uskoków obrzeżających od północy omawiane zapadlisko tektoniczne (fig. 8). W okolicach Stanowic i Leszczyny, na utworach karbońskich lub dolnotriasowych leży pełna seria osadów dolnego tortonu, wykształcona jako ility piaszczyste i piaskowce z fauną lądowych ślimaków (dolny opol), ility margliste z mikrofauną otwornic (zespoły II A-D) oraz

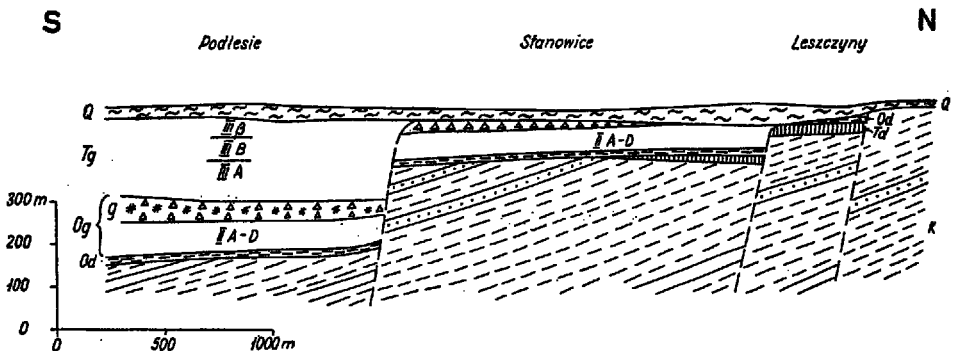


Fig. 8

Przekrój geologiczny przez strefę tektoniczną uskoku bełckiego w Stanowicach

K karbon, Td pstry piaskowiec, Od opol dolny, Og opol górny, g poziom gipsowy, Tg Torton górny, Q czwartorzęd

Geological section through the tectonic zone of the Belc fault at Stanowice

K Carboniferous, Td variegated sandstones, Od Lower Opolian, Og Upper Opolian, g gypsum horizon, Tg Upper Tortonian, Q Quaternary.

łupki ilaste z wkładkami gipsów. Górny torton nie jest tu reprezentowany, a bezpośrednio ponad gipsami występują piaski i gliny czwartorzędowe. Profil w Podlesiu obejmuje osady dolnego i górnego tortonu, przy czym utwory dolnego opolu oraz ility podgipsowe górnego opolu wykazują takie samo wykształcenie jak w Stanowicach i w Leszczynach. Spąg poziom osadów chemicznych w wymienionych profilach leży na różnych wysokościach bezwzględnych:

Profil	Miąższość osadów dolnego opolu	Miąższość iłóv podgipsowych	Wysokość n.p.m. spagu osadów górnego opolu	Wysokość n.p.m. spagu osadów chemicznych
Leszczyny	6,00 m	45,00 m	153,40 m	198,40 m
Stanowice	6,40 m	40,80 m	184,60 m	225,40 m
Podlesie	7,00 m	67,60 m	-100,40 m	-32,80 m

Na szczególną uwagę zasługuje sposób ułożenia piaszczysto-ilastych utworów dolnego opolu, które osiągają miąższość 6-7 m, a składają się niemal wyłącznie z materiału detrytycznego we frakcji psamitowej i peltycznej. Fakt ten zdaje się wskazywać, że omawiane utwory gromadziły się w zbiorniku sedymentacyjnym nie wykazującym tak dużych deniwelacji dna, jakie obserwujemy obecnie w ukształtowaniu powierzchni karbonu (150-180 m). Podobny wniosek nasuwa się przy analizie położenia dolnej granicy poziomu osadów chemicznych. Poziom ten występuje w Podlesiu około 200 m niżej niż w Stanowicach i w Leszczynach (odległość między tymi profilami wynosi ok. 2 km), przy czym podścielające go ility (ilty podgipsowe) we wszystkich trzech profilach wykazują obecność tych samych poziomów stratygraficznych i zespołów otwornic (m.in. zespół krakowski i zespół wielicki) oraz zbliżone miąższości. Gdyby skarpa, powodująca wydatne obniżenie powierzchni karbonu między Stanowicami a Podlesiem, była starsza od tortonu, to niezależnie od jej genezy należałoby oczekiwać innego wykształcenia osadów dolnotortońskich (zwłaszcza ilasto-piaszczystych utworów lądowych dolnego opolu) po obu stronach tej skarpy. Ze względu na jednolity sposób wykształcenia tych osadów należy przyjąć, że obserwowane obecnie różnice wysokości zostały spowodowane przez ruchy tektoniczne, młodsze od dolnego tortonu. A zatem utwory gipsowo-solne znane z Podlesia, Zawady, Palowic i z innych profili (Michael 1913b) leżą w skrzydle zrzuconym uskoku (strefy dyslokacyjnej) przebiegającego w kierunku równoleżnikowym przez Bełk (uskok bełcki). Uskok ten zaznacza się również wyraźnie wśród utworów karbońskich (warstwy orzeskie), przy czym zrzut jego jest oceniany na około 170 m (wg badań prowadzonych przez mgr Z. Znańskiego).

Ily górnego tortonu, znane m.in. z profilu w Podlesiu występują w zapadlisku tektonicznym ograniczonym od północy uskokiem bełckim („rów Zawady” — S. Czarnocki 1935) i osiągają tu 100-250 m miąższości. Najmłodsze ogniwa stratygraficzne tych iłóv (ilty z zespołem otwornic III $\beta$ ) leżą na tej samej wysokości, co dolnotortońskie gipsy w wiszącym skrzydle uskoku bełckiego (fig. 8). Wydaje się więc, że ruchy tektoniczne powodujące powstanie zapadliska ciągnącego się od Zawady w kierunku Rybnika są przynajmniej częściowo młodsze od morskich osadów górnego tortonu, względnie trwały one w czasie tworzenia się tych osadów. Wspomniane ruchy tektoniczne mogły również wpłynąć na ukształtowanie się lokalnego zagłębienia dna morskiego, w którym pod koniec dolnego tortonu doszło do intensywnej sedymentacji chemicznej i do wytrącenia się ewaporatów wyższych rzędów (sól kamienna).

## Uskok w Przyszowicach

W okolicach Przyszowic i Paniówek (ok. 7 km na S od Zabrza, fig. 6-Ps) bezpośrednio na łupkach i piaskowcach górnego karbonu leżą osady dolnego i górnego tertonu. Dolny opol jest reprezentowany przez łańcuchy piaszczyste, ropy i piaski, osiagające blisko 60 m miąższości (Paniówki) i wyklinowujące się w kierunku zachodnim (Przyszowice). Ponad nimi leżą ropy margliste górnego opolu, zawierające charakterystyczną wkładkę wapienia detrytycznego, zbudowanego głównie z okruców litotamniów z domieszką ułamków mszyciołów i skorupki małżów oraz

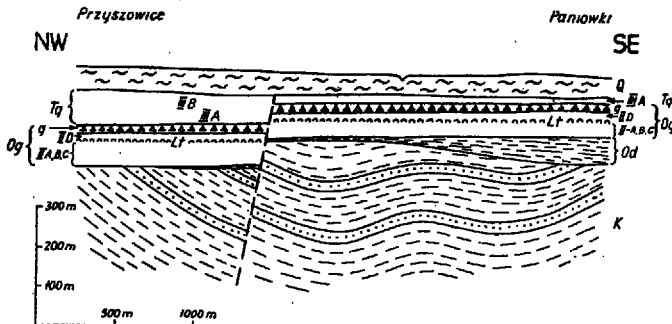


Fig. 9

## Przekrój geologiczny przez uskok między Przyszowicami a Paniówkami

K karbon, Od opol dolny, Og opol górny, Lt wapień litotamniowe, g poziom gipsowy, Tg terton górny, Q czwartorzęd

## Geological section through a fault occurring between Przyszowice and Paniówki

K Carboniferous, Od Lower Opolian, Og Upper Opolian, Lt Lithothamnium limestones, g gypsum horizon, Tg Upper Tortonian, Q Quaternary

z ziarnami kwarcu i glaukonitu. Wapień wykazuje wyraźne frakcyjne warstwowanie i osiąga grubość 30-50 cm. Charakter tego utworu świadczy, że mamy tu do czynienia z redeponowanym materiałem wapiennym (organodetrytycznym), który osadził się w wyniku jednorazowego aktu sedymentacyjnego (osuwisko podmorskie, prąd zawieszinowy). Omawiana wkładka występuje w profilach w tej samej pozycji stratygraficznej, pod ropy marglistymi zawierającymi zespół wielicki (II D), a ponad ropy z zespołem otwornic II C (fig. 9-Lt).

Drugim charakterystycznym utworem górnego opolu są osady chemiczne reprezentowane przez ropy ilaste z wkładkami gipsów. Ogólna ich miąższość waha się w granicach 17-23 m. W profilach usytuowanych między Przyszowicami a Paniówkami wkładka wapieni organodetrytycznych oraz osady chemiczne występują na różnych wysokościach bezwzględnych:

Profil	Miąższość wkładki wapiennej	Wysokość n.p.m. wkładki wapiennej	Miąższość poziomu gipsowego	Wysokość n.p.m. spągu poziomu gipsowego
Przyszowice	0,60 m	68,51 m	17,40 m	88,21 m
Przyszowice-Paniówki	0,40 m	127,81 m	22,20 m	136,51 m
Paniówki	0,30 m	133,14 m	23,00 m	145,94 m

Charakter litologiczny i miąższość osadów reprezentujących poszczególne poziomy stratygraficzne tortonu świadczą, że notowane różnice wysokości są wynikiem potortońskich zjawisk tektonicznych. Iły i ilowce piaszczyste dolnego opolu w miejscach wyżej położonych osiągają swoje największe miąższości (Paniówki), natomiast w miejscach obniżonych są silnie zredukowane (Przyszowice). Wkładka wapienia organodetrytycznego z litotamniami oraz łupki ilaste z gipsem (poziom osadów chemicznych) są w okolicach Przyszowic obniżone o około 50-60 m w stosunku do swojego położenia w okolicach Paniówek. W strefie obniżonej wzrasta jednocześnie miąższość ilów górnego tortonu (fig. 9). Przedstawione fakty mogą świadczyć o istnieniu uskoku, który zrzuca skrzydło pn.-zachodnie, powodując stopniowe przesunięcie w utworach mioceńskich. Uskok ten utworzył się przypuszczalnie w górnym tortonie lub w okresie potortońskim.

#### Uskok między Pławniowicami a Kleszczowem

W północno-zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego, w okolicach Pławniowic (fig. 6-Pw), ponad utworami wapienia muszlowego występuje pełna seria osadów tortońskich, obejmująca dolny opol, górny opol i górny torton. Obok zespołów otwornic dobrym wskaźnikiem korelacyjnym są tu iły i łupki ilaste z wkładkami gipsów i wapieni, reprezentujące poziom osadów chemicznych, a stwierdzone w szeregu profilów. Poziom ten osiąga w Pławniowicach 14,50 m miąższości, przy czym spąg jego leży na wysokości 106,00 m n.p.m. W Kleszczowie (ok. 5 km na SE od Pławniowic) grubość poziomu gipsowego wynosi 13,90 m, a spąg jego znajduje się na wysokości 164,40 m n.p.m. W obu cytowanych profilach stwierdzamy jednocześnie wyraźną różnicę wysokości w położeniu spągu osadów retu (granica między retem a niższym pstrym piaskowcem), które w Kleszczowie leżą około 150 m wyżej niż w Pławniowicach (fig. 10). Fakty te mogą świadczyć o istnieniu uskoku, wykazującego przedmioceńskie założenie. Po osadzeniu się dolnotortońskich gipsów, a przypuszczalnie po tortonie uskok ten został wydatnie odmłodzony, bowiem w wyniku zjawisk tektonicznych śródtortońskich lub potortońskich amplituda jego zrzutu powiększyła się o kilkadziesiąt metrów.

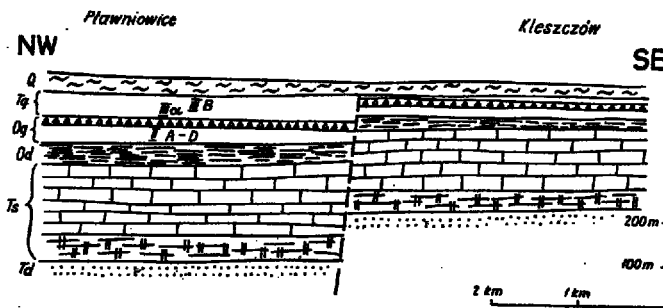


Fig. 10

#### Przekrój geologiczny przez uskok w okolicach Pławniowic

Td pstry piaskowiec, Ts wapień muszlowy, Od opol dolny, Og opol górny, Tg torton górny, Q czwartorzęd

#### Geological section through a fault in the vicinity of Pławniowice

Td variegated sandstone, Ts lumachelle limestone, Od Lower Opolian, Og Upper Opolian, Tg Upper Tortonian, Q Quaternary

### *Brekcje przyuskokowe*

W profilach położonych w bezpośrednim sąsiedztwie niektórych uskoków, w obrębie osadów tortońskich występują brekcje złożone z fragmentów skał karbońskich i triasowych, a także z okruchów skał miocenijskich (tortońskich), pochodzących ze starszych poziomów stratygraficznych. Brekcje te wykazują ścisły związek przestrzenny i genetyczny z uskokami obrzeżającymi większe zapadliska tektoniczne. Sposób ich wykształcenia i ułożenia zdaje się świadczyć, że powstawały one w czasie tworzenia się zapadlisk i w związku z tym mogą być uważane za wskaźniki określające wiek przejawów tektoniki dysjunktywnej. Utwory o typie brekcji przyuskokowych, występujące w Filipowicach a związane z uskokami ograniczającymi rów krzeszowski, zostały opisane przez K. Bogacza (1959) jako obrywy skalne syn- lub posttektoniczne (fig. 6-F1).

#### *Uskok kłodnicki w Kłodnicy i Halembie*

W południowym, zrzuconym skrzydle uskoku kłodnickiego, ciągnącego się od okolic Halemby w kierunku Ligoty (fig. 6-Hb), na łupkach i piaskowcach karbońskich (warstwy orzeskie) występuje pełna seria osadów dolnego tortonu (Alexandrowicz 1959a). W profilach w Kłodnicy dolny opól jest reprezentowany przez ility piaszczyste i margliste, margle i wapienie słodkowodne, czarne ility z wkładkami lignitów oraz ilowce piaszczyste. W profilu położonym bliżej uskoku kłodnickiego (ok. 50 m na S od uskoku), na czarnych iłach zawierających lignity oraz szczątki braklicznej fauny leży brekcja złożona z okruchów skał karbońskich z domieszką fragmentów słodkowodnych margli miocenijskich. Druga wkładka takiej brekcji pojawia się w tym samym profilu ponad ilowcami piaszczystymi, w spągu morskich osadów ilastych górnego opolu. Grubość wymienionych wkładek brekcji wynosi 6-7 m i 12-13 m. W wyższej części omawianego profilu, w obrębie iłów marglistych zawierających zespół otwornic II B występuje wkładka brekcji o miąższości ponad 43 m. W kierunku południowym cienieje ona szybko, tak że w profilu położonym około 300 m dalej na południe grubość jej wynosi 6,60 m.

Wymienione trzy wkładki brekcji leżą jedna ponad drugą, wśród osadów nie wykazujących żadnego zaangażowania tektonicznego (nie są to brekcje tektoniczne). Górna wkładka wykazuje kształt stożka wyklinowującego się w kierunku południowym, w miarę oddalania się od uskoku, przy czym kąt zsypania stożka wynosi około 7°. Można sądzić, że niżej leżące wkładki brekcji tworzą stożki o podobnych kształtach, przy czym są one znacznie mniejsze od stożka pojawiającego się wśród morskich osadów górnego opolu (fig. 11).

W skład brekcji wchodzi głównie materiał skalny karboński, a to piaskowce arkozowe drobno- i średnioziarniste, fragmenty łupków ilastych i piaszczystych ze szczątkami flory, mułowce laminowane lub niewarstwowane, a także okruchy węgla i sferosyderyty. Podrzędnie występują ułamki margli słodkowodnych dolnego opolu, przy czym obecność ich została stwierdzona we wszystkich trzech wkładkach (stożkach) brekcji. Spoiwo stanowi rozarty materiał piaszczysto-ilasty, nie wykazujący żadnego warstwowania. Wielkość fragmentów skalnych jest różna, najczęściej wynosi ona 10-20 cm, przy czym największy blok piaskowca arkozowego osiągał rozmiar 2 m. Materiał wchodzący w skład brekcji jest zupełnie niewysorto-

wany. Ułożenie okruchów skalnych jest bezładne; poszczególne fragmenty piaskowców i łupków karbońskich leżą pod różnymi kątami (0-90°).

Badania mikroflorystyczne nad okruchami węgla karbońskich występującymi w brekcji, prowadzone przez mgr A. Jachowicza i Z. Żołądani wskazują, że przynajmniej niektóre fragmenty węgla pochodzą z pokładów warstw orzeskich młodszych niż te, które obecnie znane są w wiszącym skrzydle uskoku kłodnickiego w Halembie. Można więc sądzić, że utwory karbońskie (młodsze ogniwa warstw orzeskich), które dostarczały materiału do omawianych brekcji, zostały usunięte przez erozję pomioceńską wraz z osadami górnego tortonu oraz dolnego tortonu, które nie są obecnie znane w północnym skrzydle uskoku.

Należy podkreślić, że ility tortońskie przegradzające opisane stożki, a także ility leżące ponad najwyższym stożkiem nie zawierają żadnych domieszek grubego materiału karbońskiego ani nie wykazują wzrostu zapiaszczenia. Materiał tworzący stożki (brekcje) dostawał się zatem do osadów mioceńskich w wyniku jednorazowych, krótkotrwałych aktów sedimentacyjnych o charakterze osuwisk lub obrywów, które można określić jako osuwiska przyuskokowe (Alexandrowicz 1959a). Osuwiska te powstawały w czasie kolejnych faz odmładzania się uskoku kłodnickiego, zachodzących w tortonie. Wskutek obniżania się skrzydła zruconego, z powstającą krawędzi uskoku materiał mógł obrywać się i osuwać do morza, tworząc stożki brekcji przedzielające osady ilasto-margliste. Można więc sądzić, że zapadli-

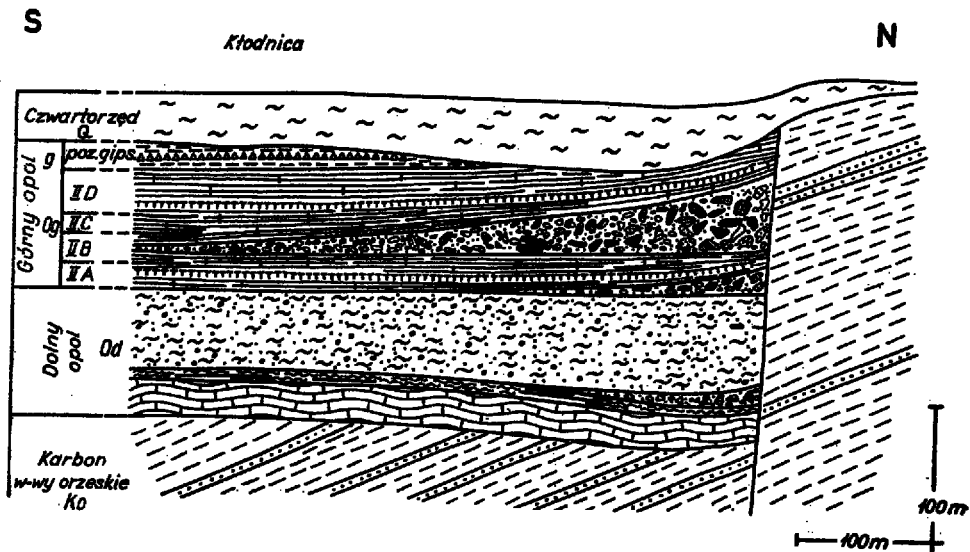


Fig. 11

Brekcje przyuskokowe w strefie tektonicznej uskoku kłodnickiego w okolicach Kłodnicy i Halemby

Ko górny karbon, w-wy orzeskie, Od dolny opol, Og górny opol, pg poziom gipsowy, Q czwartorzęd

Fault breccias in the tectonic zone of the Kłodnica fault near Kłodnica and Halemba

Ko Upper Carboniferous, Orzesze beds, Od Lower Opolian, Og Upper Opolian, pg gypsum horizon, Q Quaternary

ska tektoniczne położone na południe od omawianego uskoku kształtowało się przynajmniej częściowo w dolnym tortonie (zwłaszcza w górnym opolu). Położenie osadów chemicznych w jednym z profilów, w stosunku do wychodni utworów karbońskich (fig. 11) zdaje się świadczyć, że ruchy tektoniczne, w wyniku których tworzył się stopniowo uskok kłodnicki, kontynuowały się w górnym tortonie.

#### Uskok książęcy w Ławkach

W profilach osadów miocenijskich położonych w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku książęcego w Ławkach koło Wesolej Śląskiej (fig. 6-Łk), wśród ilów marglistych z otwornicami (górnym opolem) występują brekcje i nagromadzenia dużych bloków skalnych, złożone głównie z arkozowych piaskowców, mułowców i łupków, a także węgla karbońskich. Piaskowce są zwykle jasnoszare lub białawo-szare, drobnoziarniste, rzadziej średnio- lub gruboziarniste. Obok skaleni zawierają one minkę (muskowit) oraz zwęglony detrytus roślinny. W łupkach łańcuchowych i piaszczystych znaleziono odciski roślin (*Calamites* i *Sigillaria*). Wielkość fragmentów piaskowców jest różna — zazwyczaj waha się ona w granicach 2-20 cm, w pojedynczych przypadkach przekracza 2 m. Okruchy łupków i mułowców są zwykle

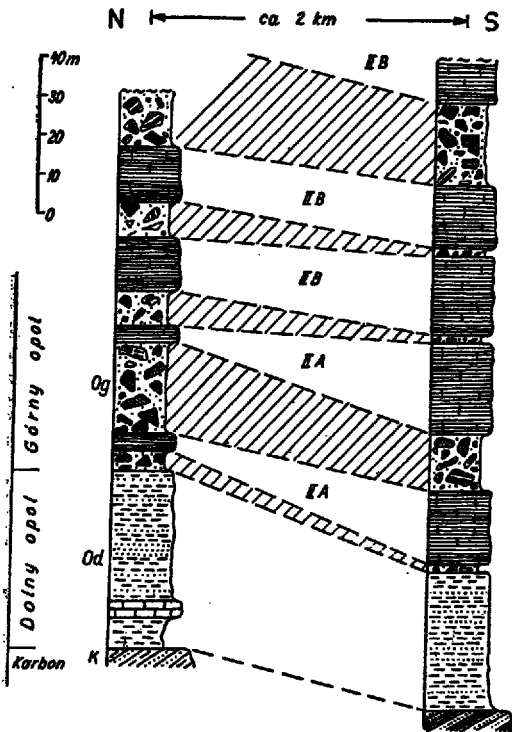


Fig. 12

Stożki brekcji przyuskokowych w profilach dolnego tortonu w Ławkach koło Wesolej Śląskiej  
K karbon, Od dolny opol, Og górny opol

Fans of fault breccias in Lower Tortonian profiles at Ławki near Wesola Śląska

K Carboniferous, Od Lower Opolian, Og Upper Opolian

znacznie mniejsze (0,5-4 cm). Sporadycznie występują ułamki żółtych dolomitów triasowych, podobnych do dolomitów marglistych retu. Na jednym z nich znaleziono okaz *Myophoria costata* Zenk.

Bloki piaskowców karbońskich ułożone są zupełnie bezładnie i niemal każdy z nich wykazuje inny kąt upadu (0-90°). Materiał tworzący brekcje odznacza się zupełnym brakiem segregacji składników pod względem ich wielkości i odporności na działanie czynników mechanicznych. Obok dużych fragmentów piaskowców



występują małe okruchy piaskowców i łupków a także frakcje piaszczyste i ilaste, stanowiące spoiwo brekcji. Ułamki skał karbońskich są zupełnie nieobtoczone i nie wykazują śladów obróbki mechanicznej związanej z transportem materiału. Żadnego warstwowania w brekcjach nie obserwowano.

W profilu położonym bliżej uskoku książęcego omawiane brekcje osiągają stosunkowo duże miąższości. Szczególnie grube wkładki pojawiają się w ilach zawierających zespół otwornic II A (ponad 23 m grubości). Ku południowi wkładki te cienieją i zanikają, tworząc 5 stożków zupełnie podobnych do stożków brekcji przyuskokowych opisanych z Kłodnicy i Halemby (fig. 12).

Przedstawione obserwacje wskazują, że w czasie osadzania się ilów górnego opolu gruboklastyczny materiał karboński nie był stale dostarczany do zbiornika sedymentacyjnego. Iły leżące między wkładkami brekcji nie zawierają fragmentów skał karbońskich i triasowych, a nawet nie są silniej piaszczyste niż analogiczne iły występujące w innych, sąsiednich profilach. A zatem opisane stożki brekcji przyuskokowych, podobnie jak w Kłodnicy, powstawały zapewne w wyniku osuwisk lub obrywów, w czasie gdy ruchy obniżające obszar skrzydła zrzuconego uskoku książęcego doprowadziły do wytwarzania krawędzi morfologicznej (uskokowej) zbudowanej z mało zwiezłych piaskowców i łupków karbońskich, stosunkowo bardzo podatnych na ruchy masowe. W związku z tym można sądzić, że uskoki książęcy stanowią młodą lub odmłodzoną formę tektoniczną, bowiem przynajmniej częściowo kształtował się on w czasie trwania dolnego tortonu. Niektóre fazy jego powstawania zaznaczyły się w osadach mioceńskich obecnością stożków brekcji przyuskokowych.

#### *Uskok bełcki w Wyrach*

Profil osadów dolnego tortonu w Wyrach koło Mikołowa (fig. 6-Wr) obejmuje utwory dolnego i górnego opolu. W obrębie tych osadów pojawiają się trzy wkładki brekcji złożonych z fragmentów skał karbońskich i triasowych, osiągające miąższość 20,60 m, 26,40 m, i 35,70 m (Alexandrowicz 1963). Brekcje te są wykształcone analogicznie jak w Kłodnicy i w Ławkach, przy czym w Wyrach obok piaskowców karbońskich dużą rolę odgrywa materiał triasowy (dolomity i margle dolomityczne retu, wapienie jamiste retu i różne odmiany wapieni z warstw gogolińskich). Znalezione tu również okruchy margli środkowodolnego dolnego opolu. Charakter brekcji w profilu w Wyrach i ich położenie w stosunku do uskoku bełckiego, który przebiega w odległości około 100 m na północ od wspomnianego profilu, zdaje się świadczyć, że mamy tu do czynienia z trzema stożkami brekcji przyuskokowych. Genetycznie odpowiadają one stożkom z Kłodnicy, związanym z uskokiem kłodnickim oraz stożkom z Ławek, związanym z uskokiem książęcym. Brekcje przyuskokowe w Wyrach utworzyły się przypuszczalnie w wyniku obrywów lub osuwisk w dolnym tortonie, w czasie ruchów tektonicznych obniżających południowe skrzydło uskoku bełckiego. A zatem uskoki ten można uznać za młodą, tortońską formę tektoniczną lub za formę odmłodzoną w tortonie. Opisane uprzednio obserwacje nad położeniem dolnotortońskich utworów gipsowo-solnych w Stanowicach i Podlesiu w pełni potwierdzają ten wniosek.

#### *Uskok południowy w Chełmku*

Wzgórze wznoszące się w zachodniej części miejscowości Chełmek jest zbudowane z wapieni i margli środkowego triasu, które leżą na cienkiej serii osadów pstrego piaskowca (piaski i iły niższego pstrego piaskowca oraz margle dolomityczne retu). W podłożu utworów triasowych występują warstwy łaziskie górnego karbonu oraz arkoza kwaczalska, odsłaniająca się wśród domów po południo-

wej stronie szosy przebiegającej przez Chełmek. Od południa wzgórze w Chełmku jest obcięte uskokiem (fig. 6-Ch), który powoduje obniżenie powierzchni karbonu o 100-180 m. W zrzuconym skrzydle tego uskoku występują szare ily dolnego tor-tonu, reprezentujące kompletny profil iłów podgipsowych z zespołami otwornic II A, II B, II C i II D, a w okolicach Nowopola (ok. 3 km na SE od Chełmka) znane są również łupki ilaste z wkładkami gipsów.

W południowo-zachodniej części Chełmka, poniżej odsłoneń arkozy kwaczal-skiej i retu występuje brekcja złożona z większych i mniejszych fragmentów skał triasowych, wśród których można wyróżnić wapienie pelityczne i krynoidowe warstw gogolińskich, dolomity i margle dolomityczne retu, a także okruchy piaskowców i arkoz karbońskich. Materiał skalny jest bezładnie ułożony, a większe bloki i ławice wykazują różne kierunki i kąty upadu. Charakter omawianej brekcji i jej położenie przy uskoku, wzdłuż którego utwory karbońskie i triasowe kon-taktuują z iłami miocenijskimi, może sugerować, że podobnie jak w Kłodnicy, Ławkach i Wyrach mamy tu do czynienia z tortońską brekcją przyskokową.

### *Kontakty tektoniczne*

Powierzchnie kontaktu utworów karbońskich z osadami miocenijskimi zostały opisane przez geologów czeskich z rejonu ostrawsko-karwińskiego (Petranek 1954, 1956; Cilek 1959). Odsłaniają się one w chod-nikach kopalnianych, co pozwala na przeprowadzenie dokładnych obser-wacji<sup>2</sup>.

Omawiane powierzchnie kontaktowe wykazują zwykle na dość długich odcinkach (ponad 1 km) prostolinijny przebieg i są stosunkowo stromo nachylone (co najmniej 60-75°), co sugeruje ich tektoniczną genezę. Bardzo charakterystyczny jest fakt, że pokłady węgla dochodzące do kontaktu z iłami miocenijskimi wykazują stałą miąższość i nie zdradzają śladów zwietrzenia, jakie obserwuje się normalnie na wychodniach pokładów. To samo dotyczy płonych skał karbońskich, a zwłaszcza po-datnych na wietrzenie piaskowców arkozowych. Widocznie utwory gór-nego karbonu, występujące obecnie na kontakcie z iłami miocenijskimi, nie były odsłonięte przed osadzeniem się tych iłów i nie podlegały wie-trzeniu w ciepłym, trzeciorzędowym klimacie.

Iły miocenijskie w pobliżu płaszczyzny kontaktowej są zlustrowane, a nieliczne fragmenty skał karbońskich, tkwiące w tych iłach, oraz szczątki fauny miocenijskiej są ułożone na ogół zgodnie z powierzchnią poślizgu, w przybliżeniu równolegle do stromo nachylonej płaszczyzny kontaktu. Zdaniem J. Petranka (1954, 1956) i V. Cillka (1959), przed-stawione fakty świadczą o tektonicznej genezie omawianych płaszczyzn kontaktowych. A zatem mamy tu do czynienia z uskokiemi, które za-burzają ily tortońskie i stanowią przejaw ruchów tektonicznych młod-szych od dolnego i górnego opolu.

<sup>2</sup> W czasie wspólnej wycieczki z doc. dr J. Petrankiem miałem możność obejrzenia jednego z typowych kontaktów tektonicznych iłów miocenijskich z utworami karbońskimi, w podziemnym odsłonięciu w kopalni Ludwik (rejon Ostrawy).

### Krawędzie uskokowe

Analiza ukształtowania podmiocenijskiej powierzchni utworów karbońskich i triasowych wskazuje na istnienie szeregu progów morfologicznych, ukrytych pod łałami tortońskimi. Niektóre z tych progów wykazują zbieżność z uskokami, przecinającymi piaskowce i łupki górnego karbonu, lub pokrywają się ze strefami dyslokacyjnymi, które zaburzają torton. Wyraźny próg morfologiczny zaznacza się w okolicach Halemby i Kłodnicy, określając przebieg uskoku kłodnickiego. Podobne progi stwierdzono wzdłuż uskoku bełckiego od okolic Stanowic po Wiry oraz przy uskoku książęcym w Ławkach koło Wesolej Śląskiej. W południowej części Zagłębia Górnośląskiego T. Kuciński i F. Mitura (1958), J. Petranek (1954, 1956) i V. Cilek (1959) obserwowali dużą zbieżność między głównymi rysami ukształtowania powierzchni karbonu, a przebiegiem niektórych uskoków. Fakty te zdają się wskazywać na możliwość oceny wieku uskoków na podstawie analizy rzeźby powierzchni podmiocenijskiej.

#### Uskok Ziemowita w Lędzinach i Smardzowicach

W okolicach Lędzin, Smardzowic i Holdunowa utwory górnego karbonu (warstwy łaziskie) oraz dolnego i środkowego triasu występują pod cienką pokrywą czwartorzędu lub odsłaniają się na powierzchni w kilku kopulastych wzgórzach (np. wzgórze św. Klemensa). Cały ten obszar jest stosunkowo silnie zaburz

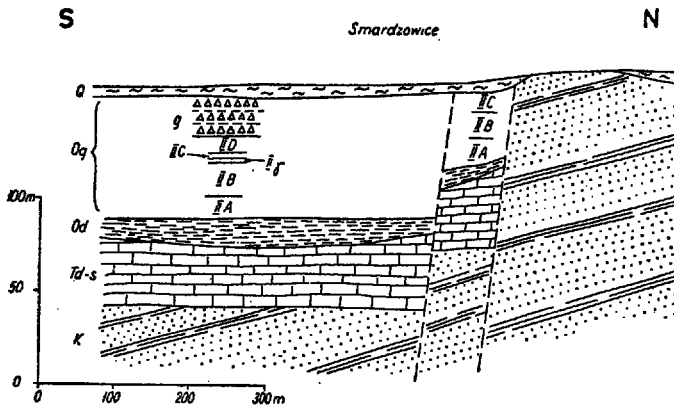


Fig. 13

Przekrój geologiczny przez strefę tektoniczną uskoku Ziemowita w Smardzowicach  
*K* karbon, *Td-s* trias dolny i środkowy, *Od* opol dolny, *Og* opol górny, *g* poziom gipsowy,  
*Q* czwartorzęd

Geological section through the tectonic zone of the Ziemowit fault at Smardzowice  
*K* Carboniferous, *Td-s* Lower and Middle Triassic, *Od* Lower Opolian, *Og* Upper Opolian,  
*g* gypsum horizon, *Q* Quaternary

szeregiem uskoków i stanowi strukturę zrębową określaną przez R. Krajewskiego (1948) jako „bryła łędzińska“. Od południowego wschodu struktura ta jest ograniczona uskokiem Ziemowita (uskok ten znany jest również jako „uskok łędziński“), wzdłuż którego piaskowce warstw łaziskich kontaktują bocznie z wapieniami triasowymi i z łami mioceńskimi (fig. 6-5m). Wielkość zrzutu uskoku Ziemowita wyznaczona dla warstw łaziskich wynosi około 300 m. Na południe od omawianego uskoku, między bryłą łędzińską a wysadem utworów triasowych i karbońskich okolic Bierunia i Ścierni rozciąga się zapadlisko tektoniczne wypełnione osadami dolnego tortonu.

W profilach położonych w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku Ziemowita (jeden z profili jest oddalony o ok. 400 m od uskoku, a inny — ok. 150 m) dolny opol jest reprezentowany przez cienką warstwę (8-9 m) łłów i margli zawierających otoczaki i okruchy wapieni triasowych. Podobne wykształcenie wykazuje dolny opol w Imielinie. Na uwagę zasługuje fakt, że wspomniane ility i margle znajdują się obecnie u podnóża krawędzi uskoku (uskok Ziemowita), której względna wysokość wynosi 80-100 m (fig. 13). Krawędź ta stanowi próg zbudowany z piaskowców arkozowych warstw łaziskich, a więc ze skał mało odpornych, podatnych na wietrzenie i erozję. Skład litologiczny utworów dolnego opolu wskazuje, że w czasie ich sedymentacji uskok Ziemowita nie był jeszcze ukształtowany. Gdyby wspomniana krawędź uskoku była starsza od tortonu, ładowe osady dolnego opolu utworzone bezpośrednio u jej podnóża składałyby się niemal wyłącznie z materiału karbońskiego (z okruchów piaskowców arkozowych warstw łaziskich) i byłyby bardzo silnie piaszczyste. Obecność w tych osadach licznych fragmentów skał triasowych przy nieznacznej domieszce ułamków piaskowców wskazuje, że opisywany uskok jest młodszy od dolnego opolu (Alexandrowicz & Bieńkowska, 1960).

Uskok Ziemowita w Łędzinach i Smardzowicach nie wpływał również na przebieg sedymentacji łłów górnego opolu. W jednym z profili, oddalonym o około 45 m od tego uskoku obserwowano ility margliste z otwornicami, nie wykazujące większej domieszki materiału piaszczystego niż analogiczne ility w innych profilach. A zatem należy sądzić, że ruchy tektoniczne powodujące powstanie lub odmłodzenie się uskoku Ziemowita zachodziły w górnym opolu, a nawet w górnym tertonie.

#### *Uskok piecowski w Jejkowicach*

W okolicach Niewiadomia i Rydułtowych utwory karbońskie występują pod cienką pokrywą czwartorzędu i tworzą zrąb tektoniczny ograniczony od północy uskokiem lub strefą dyslokacyjną przebiegającą przez miejscowość Piece (uskok piecowski). Linia tego uskoku pokrywa się z krawędzią morfologiczną wyraźnie zaznaczającą się w podmioceńskiej powierzchni karbonu i triasu (fig. 6-Jk). Wysokość wspomnianej krawędzi wynosi w okolicach Zebrzydowic około 200 m. W zrzuconym skrzydle uskoku piecowskiego występują osady dolnego i górnego tortonu. Dolny opol jest reprezentowany przez łłowce piaszczyste z wkładkami piasków, nie zawierające domieszki gruboklastycznego materiału karbońskiego. Wyżej leżą jasnoszare ility margliste z zespołami otwornic II A, II B, II C i II D, a ponad nimi — łupki ilaste z wkładkami gipsów (poziom osadów chemicznych) i szare ility margliste górnego tortonu. Cały ten kompleks osadów wykazuje normalne wykształcenie, bez żadnego wzrostu piaszczystości. Fakt ten może wskazywać, że próg morfologiczny, który swoim przebiegiem pokrywa się z uskokiem piecowskim, stanowi krawędź uskoku młodszą od tortonu. Wniosek o obecności potortońskich uskoku w tym rejonie, sygnalizowany przez A. Makowskiego (1930),

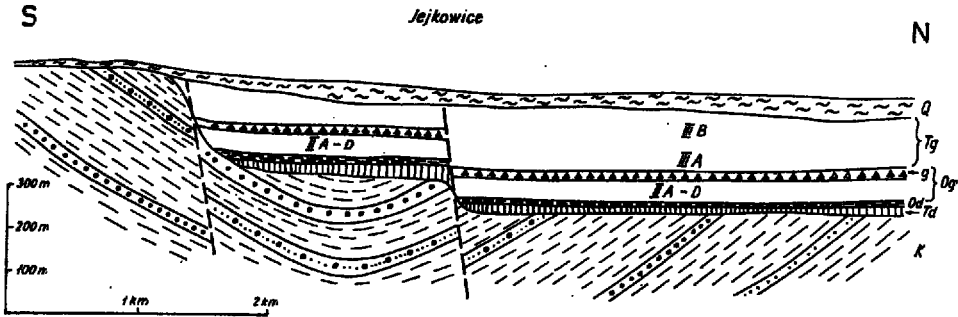


Fig. 14

Przekrój geologiczny przez strefę tektoniczną uskoku piecowskiego w Jejkowicach  
 K karbon, Td pstry piaskowiec, Od opol dolny, Og opol górny, g poziom gipsowy, Tg torton  
 górny, Q czwartorzęd

Geological section through the tectonic zone of the Pieców fault at Jejkowice

K Carboniferous, Td variegated sandstone, Od Lower Opolian, Og Upper Opolian, g gypsum  
 horizon, Tg Upper Tortonian, Q Quaternary

znajduje pełne potwierdzenie w położeniu poziomym osadów chemicznych (poziom gipsowy górnego opolu). W okolicach Jejkowice i Chwałęcic ility i łupki ilaste z wkładkami gipsów, stanowiące warstwę o grubości 20-22 m, są obniżone o około 100 m w stosunku do analogicznych utworów występujących w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku piecowskiego w Zebrzydowicach (fig. 14).

#### Strefa dyslokacyjna Gorzyce-Czechowice-Wilamowice

W południowej części Zagłębia Górnośląskiego, na południe od Mszany, Jastrzębia, Pszczyny i Brzeszcza w ukształtowaniu powierzchni karbonu zaznacza się wyraźny próg morfologiczny, przedstawiony m.in. na mapce T. Kucińskiego i F. Mityury (1958). Ciągnie się on od okolic Gorzyc i Godowa (fig. 6-Gr) przez Strumień i Czechowice (nieco na północ od tych miejscowości, fig. 6-Cz) w kierunku na Wilamowice (fig. 6-Wl) i osiąga 400-600 m wysokości względnej. Analiza struktur tektonicznych karbonu przeprowadzona przez prof. S. Doktorowicz-Hrebnickiego wykazała istnienie strefy dyslokacyjnej o podobnym przebiegu, zrzucającej południowe skrzydło. Z zestawienia tych faktów wynika możliwość związku genetycznego między wspomnianą krawędzią morfologiczną a szeregiem równoległych uskokuw schodowych, o kierunkach zbliżonych do równoleżnikowego. Sposób wykształcenia osadów miocenkich po obu stronach omawianego progu (w skrzydle wiszącym i w skrzydle zrzuconym) zdaje się sugerować, że mamy tu do czynienia ze strefą dyslokacyjną dolnotortonską lub młodszą od dolnego tortonu.

#### Krawędź uskokuwa w okolicach Bierunia

W okolicach Starego Bierunia, Ścierni i Nowego Bierunia odstawiają się utwory dolnego i środkowego triasu, a także piaskowce karbońskie. Są one miejscami przykryte cienką warstwą piasku i glin czwartorzędowych a także ility miocenickimi, które występują w formie małych płytów. Miąższość osadów dolnego opolu wynosi tu 3,0-3,5 m, a ility margliste górnego opolu (wyłącznie najstarszy

poziom z zespołem krakowskim) osiągają 16-22 m grubości. Na południe od ostatnich odsłoneń utworów triasowych i karbońskich, miąższość ilów mioceńskich bardzo silnie wzrasta, a w ukształtowaniu powierzchni podmioceńskiej zaznacza się stromy próg, ograniczający od południa wschodnie skał paleozoicznych i mezozoicznych (fig. 6-Br). Wysokość tego progu wynosi około 150 m, a przebieg jego wyznacza kierunek uskoku (względnie strefy dyslokacyjnej), który zrzuca skrzydło południowe. Profil osadów mioceńskich w okolicach Bojszowych i Międzyrzecza (w zrzuconym, południowym skrzydle uskoku) obejmuje iły i iłowce piaszczyste dolnego opolu o miąższości dochodzącej miejscami do 25 m, oraz serię szarych ilów marglistych z zespołami otwornic II A, II B i II C, osiągającą ponad 120 m miąższości. Podobnie jak w okolicach Łędzin i Jejkowic, w iłowcach dolnego opolu nie stwierdzamy obecności gruboklastycznego materiału karbońskiego, a iły górnego opolu wykazują normalny, marglisty rozwój (facja tegłowa), z małą domieszką piasku i z wkładkami mułków oraz pyłastych płasków w wyższej części profilów (oddźwięk facji szlifowej). A zatem omawiany próg morfologiczny należy uznać za formę młodszą od części osadów dolnego tortonu. Jest to kraweź uskokuwa, która utworzyła się w wyniku śródfortońskich lub potortońskich ruchów tektonicznych. Charakterem swoim jest ona bardzo zbliżona do opisanej uprzednio krawędzi uskoku Ziemowita w Łędzinach i Smardzowicach.

#### Uskok w Olszynach koło Spytkowic

Utwory karbońskie i triasowe tworzą pasmo wzgórz (Bukowica, Lipowiec), ciągnące się wzdłuż drogi Libiąż — Żarki — Alwernia. Na południe od tych wzgórz, bezpośrednio pod cienką pokrywą czwartorzędową występuje arkoza kwaczalska (stefan) lub piaskowce wyższych ogniw stratygraficznych westfalu. W okolicach Mętkowa i Olszyn (fig. 6-Ol), górna powierzchnia tych utworów paleozoicznych

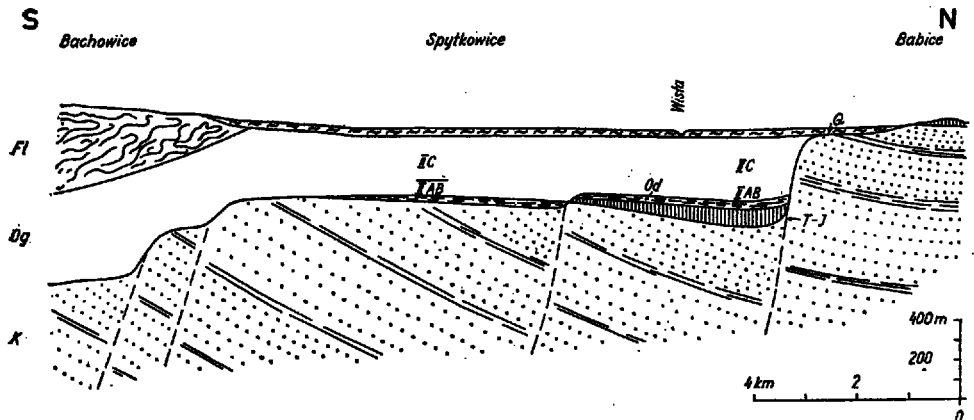


Fig. 15

#### Przekrój geologiczny przez okolice Spytkowic

K karbon, T-J trias i jura, Od opol dolny, Og opol górny, Fl utwory fliścowe (kreda-paleogen), Q czwartorzęd

#### Geological section through the vicinity of Spytkowice

K Carboniferous, T-J Triassic and Jurassic, Od Lower Opolian, Og Upper Opolian, Fl Fliśch rocks (Cretaceous-Paleogene), Q Quaternary

jest silnie obniżona i tworzy stromy próg o wysokości 150-250 m, ukryty pod młodszymi osadami. U jego podnóża, pod grubą pokrywą ilów dolnego tortonu leżą wapienie i piaskowce jurajskie oraz margle, dolomity i ily dolnego triasu. Fakt ten dowodzi tektonicznej genezy wspomnianego progu, stanowiącego typową krawędź uskokową (fig. 15). W skrzydle zrzucenym omawianego uskoku, w okolicach Spytkowic i Zatora (fig. 6-Sp), występują osady dolnego opolu (głównie iłowce piaszczyste) i górnego opolu (w dolnej części ily margliste facji teglowej, a w górnej części ily z wkładkami piasków reprezentujące typowy szlir). Obecność ich świadczy, że mamy tu do czynienia z krawędzią uskokową, która uformowała się pod koniec dolnego tortonu lub nieco później.

Na obszarze położonym dalej na południe, w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu Karpat, w ukształtowaniu powierzchni podmiocenijskiej zaznacza się drugi próg (fig. 15), stanowiący przypuszczalnie przedłużenie strefy dyslokacyjnej Czechowice-Wilamowice. Próg ten powoduje obniżenie powierzchni karbonu o 250-450 m, przy czym na południe od niego odpowiednio wzrasta grubość osadów miocenijskich (górnego opolu), które chowają się pod nasunięte od południa utwory fliszowe (kreda-paleogen). W jednym z profilów (Bachowice) stwierdzono wśród ilów miocenijskich obecność wkładek zlepieńców złożonych z materiału karpackiego (otoczaki piaskowców i łupków fliszowych), które mogą być wyrazem przechodzenia szlirowej facji górnego opolu w fację molasową. Oba opisane progi można uważać za krawędzie uskoku, stanowiące system dyslokacji równoleżnikowych, obrzeżający od północy rów przedgórski (zapadlisko przedkarpackie).

Szczegółowa analiza rzeźby powierzchni podmiocenijskiej i dyslokacji przecinających utwory karbońskie, przeprowadzona przez S. Połtowicza (1961), wykazała istnienie szeregu uskokuń młodszych od dolnego tortonu. Niektóre z nich (m.in. uskok w okolicach Olszyn) posiadają większe zrzuty w utworach karbońskich niż w miocenie, a zatem można je traktować jako uskoki odmłodzone.

### Zaburzenia fałdowe

Struktury antyklinalne i synklinalne występują w miocenie śląskim sporadycznie. Z okolic Krakowa R. Gradziński (1955) opisał fałd w piaskowcach dolnego tortonu, odsłonięty we wkopie w Pychowicach nad Wisłą (najbliższe okolice Krakowa). Fałd ten powstał zapewne przez powyginanie ławicy piaskowca wskutek odmłodzenia się uskokuń przedtorońskich, obrzeżających zręby tektoniczne wznoszące się w bezpośrednim sąsiedztwie odsłonięcia (Gradziński 1955, s. 77).

Podobna struktura fałdowa odsłonięta jest w małej cegielni (fig. 6-Ld) między Starym Bieruniem a Lędzinami (wiadomość o tym odsłonięciu zawdzięczam inż. A. Zielińskiemu).

Sfałdowaniu uległy tu łupki ilaste z cienkimi wkładkami gipsu, reprezentujące poziom gipsowy górnego opolu. W południowej części odsłonięcia widoczna jest płaska antyklina o przebiegu osi NE-SW. Pochylenie warstw w obu skrzydłach antykliny wynosi 20-30°. Antyklina ta przechodzi w północnej części odsłonięcia w niesymetryczną synklinę, przy czym na przestrzeni około 15 m kierunek upadu zmienia się na przeciwny, a kąty upadu w północnym skrzydle tej synkliny są bardzo strome i dochodzą do 90°. Bieg warstw w tym skrzydle odchyła się nieco w kierunku osi antykliny (zbliża się do równoleżnikowego), dzięki czemu oś synkliny podnosi się ku północnemu wschodowi.

Opisana struktura fałdowa jest położona w bezpośrednim sąsiedztwie zrębu lędzińskiego, ograniczonego od południa uskokiem Ziemowita. Odmłodzenie tego uskoku po dolnym tortonie mogło spowodować lokalne spaczenie i sfałdowanie utworów poziomu gipsowego. A zatem mamy tu przypuszczalnie do czynienia z zaburzeniami tego samego typu, co fałd w piaskowcach dolnego tortonu w Pychowicach koło Krakowa.

### *Wskaźniki facjalne i paleogeograficzne*

Wydzielenie w obrębie dolnego tortonu (opolu) Zagłębia Górnośląskiego dwóch odrębnych podpięter (dolny opol i górny opol) może stanowić podstawę dla określenia dolnej granicy wieku ruchów tektonicznych, w wyniku których powstały przynajmniej niektóre zapadliska wypełnione łąkami mioceńskimi. Do interesujących wniosków prowadzą obserwacje nad wykształceniem litologicznym i zmiennością facjalną osadów dolnego opolu i nad charakterem transgresywnych utworów górnego opolu, a także analiza zmian miąższości poszczególnych poziomów stratygraficznych górnego opolu.

### *Paleogeografia dolnego opolu*

Dolny opol jest reprezentowany na Górnym Śląsku przez osady łądowe, słodkowodne i brakiczne. Ku wschodowi i północnemu wschodowi przechodzą one w osady litoralne i sublitoralne, zawierające typową faunę morską. Wynika stąd ogólny wniosek, że w dolnej części dolnego tortonu obszar Zagłębia stanowił peryferyczną część zbiornika sedymentacyjnego, a zatem był położony wyżej niż okolice Krakowa, Miechowa i Pińczowa, z których znane są morskie (piaszczyste, margliste i wapienne) osady dolnego opolu (Alexandrowicz 1958b).

W południowej części Zagłębia Górnośląskiego nie stwierdzamy obecności utworów dolnego opolu. W okolicach Wodzisławia i Pszczyny piaskowce i łupki karbońskie, stanowiące bezpośrednio podłoże morskich łąw górnego opolu, wykazują ślady zwiędzenia, które częściowo może odnosić się do dolnego opolu. Widocznie w tym czasie był to obszar położony wyżej niż okolice Rybnika, Bytomia, Bierunia i Liłbiaża, gdzie gromadziły się osady łądowe, słodkowodne i brakiczne. W chwili obecnej stwierdzamy odmienne stosunki hipsometryczne w podłożu utworów mioceńskich (por. tabela na str. 207).

Przedstawione fakty upoważniają do wnioskowania, że obecnie obserwowane deniwelacje powierzchni podmioceńskiej nie odpowiadają ukształtowaniu zbiornika sedymentacyjnego, w którym powstawały osady dolnego opolu. Charakter litologiczny i miąższość tych osadów zdają się świadczyć, że w okresie bezpośrednio poprzedzającym transgresję



morską górnego opolu obszar Zagłębia Górnośląskiego był w znacznym stopniu wyrównany i pozbawiony bardziej wydatnych form morfologicznych (wzgórz, dolin i zagłębień) o dużych różnicach wysokości i stromych zboczach. Gdybyśmy przyjęli, że głębokie „wymycia“ i „zapadliska“ w powierzchni karbonu (zwłaszcza obniżenie tej powierzchni przebiegające wzdłuż brzegu Karpat od okolic Ostrawy i Wodzisławia w kierunku wschodnim, obniżenie ciągnące się przez okolice Rybnika i Zawady oraz obniżenia ograniczone od północy uskokami kłodnickim i książęcym) powstały przed dolnym tortonem, należałoby oczekiwać na ich dnie pojawienia się grubej serii osadów starszych od górnego opolu. Jednocześnie utwory dolnego opolu wykazywałyby w różnych miejscach znaczne różnice miąższości i wykształcenia, związane z bardzo silnie rozczłonkowanym i urozmaiconym ukształtowaniem dna zbiornika sedymentacyjnego. Ponieważ faktów takich nie obserwujemy, należy przyjąć, że powierzchnia podmiocenska, na której tworzyły się osady dolnego opolu, została w późniejszym okresie silnie zdeformowana przez ruchy tektoniczne. W wyniku tych ruchów po dolnym opolu powstało szereg rowów tektonicznych, które były dawniej interpretowane jako przedmiocenske wymycia (Auswaschungen), doliny erozyjne lub nawet kaniony. Wniosek o tektonicznej

Profil	Wysokość n.p.m. powierzchni podmiocenskiej	Charakter osadów dolnego opolu	Miąższość osadów dolnego opolu
Zebrzydowice	— 430 m	brak osadów	—
Wodzisław	+ 50 m	brak osadów	—
Poręba k. Pszczyny	— 50 m	brak osadów	—
Rybnik	0 m	ładowe	18 m
Krywałd	+ 50 m	ładowe	5 m
Nowy Dwór k. Bytomia	+ 290 m	brakiczne	20 m
Lędziny	+ 170 m	ładowe	10 m
Chełmek	+ 130 m	brakiczne	7 m
Trzebionka	+ 260 m	brakiczne	6 m
Kraków (Bonarka)	+ 230 m	ładowe	2 m
Klonów	+ 300 m	morskie	5 m
Trzonów	+ 280 m	morskie	5 m
Pińczów	+ 210 m	morskie	20 m

genezie szeregu „bruzd“ i obniżeń zaznaczających się w powierzchni karbonu (i triasu) dotyczy zwłaszcza form dużych, stanowiących zapadliska ograniczone uskokami, które zaburzą osady tortońskie. Czynniki erozyjne działające przed tortonem wywarły zapewne decydujący wpływ jedynie na wytworzenie szeregu małych form i szczegółów morfologicznych, przykrytych następnie osadami dolnego i górnego opolu.

*Położenie transgresywnych utworów górnego opolu*

Iły margliste górnego opolu zawierające zespół mikrofauny II A (zespół krakowski) leżą transgresywnie na utworach różnego wieku. W Zagłębiu Górnośląskim, w podłożu ich spotykamy najczęściej osady dolnego opolu, a w południowej części Zagłębia — piaskowce i łupki górnego karbonu lub miocenijskie „zlepieniec dębowieckie“ o bliżej nie ustalonej przynależności stratygraficznej. Na obszarach położonych dalej na południe omawiane iły leżą na fliszowych utworach płaszczowiny podśląskiej (Mazańcowice k. Bielska — Alexandrowicz 1959b). W okolicach Chrzanowa i Krakowa podłoże transgresywnych utworów górnego opolu stanowią wapienie i dolomity triasowe, wapienie jurajskie lub iły i margle dolnego opolu.

Opisywane transgresywne utwory górnego opolu leżą na różnych wysokościach. Deniwelacje podłoża iłów z zespołem krakowskim sięgają w rejonie śląsko-krakowskim tysiąca metrów, przy czym najwyraźniej zaznaczają się one w pobliżu krawędzi uskokowych. W profilach oddalonych od siebie o kilka kilometrów można stwierdzić niekiedy kilkusetmetrowe różnice wysokości w położeniu utworów transgresywnych. Naj-

Miejscowość	Wysokość n.p.m. transgresywnych utworów górnego opolu	Miejscowość	Wysokość n.p.m. transgresywnych utworów górnego opolu
Skoczów	— 617 m	Kobiór	+ 155 m
Cieszyn	— 513 m	Międzyrzecze	+ 100 m
Borowiec	— 336 m	Ściernie	+ 217 m
Jastrzębie Górne	— 140 m	Lędziny	+ 184 m
Jastrzębie Zdrój	+ 154 m	Imielin	+ 144 m
Mszana	+ 75 m	Chełm Wielki	+ 161 m
Wisła Mała	— 438 m	Bór k. Brzeszcza	+ 16 m
Wisła Wielka	— 233 m	Brzeszcze	+ 222 m
Pszczyna	+ 57 m	Jawiszowice	— 15 m
Żory	+ 72 m	Kaniów	+ 65 m
Podlesie	+ 8 m	Bestwina	— 400 m
Stanowice	+ 184 m	Czechowice	— 530 m
Rybnik	+ 50 m	Zator	— 37 m
Michałkowice	+ 184 m	Spytkowice	+ 72 m
Jejkowice	— 27 m	Bachowice	— 129 m
Krywałd	+ 50 m	Młoszowa	+ 202 m
Bojków	— 40 m	Rybna	+ 175 m
Paniówki	0 m	Bielany	+ 240 m
Kłodnica	+ 122 m	Tyniec	+ 235 m
Pławniowice	+ 62 m	Kraków (Bonarka)	+ 230 m
Stara Kuźnia	— 37 m	Wielka Wieś	+ 382 m

niższe położenie wykazują omawiane utwory w południowej części Zagłębia, w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu karpackiego. W centralnej i we wschodniej części Górnego Śląska, a także w okolicach Krakowa i Miedzychowa leżą one znacznie wyżej.

Analiza wykształcenia i miąższości osadów dolnego opolu wskazuje niedwuznacznie, że w okresie bezpośrednio poprzedzającym transgresję morską górnego opolu omawiany obszar charakteryzował się stosunkowo słabo zróżnicowaną morfologią. Był on w znacznym stopniu wyrównany i zasypany utworami lądowymi, słodkowodnymi i brakicznymi, przy czym południowa część Zagłębia, jako peryferyczne obrzeżenie zbiornika sedymentacyjnego wznosiła się nieco wyżej niż część centralna i wschodnia. Krawędzie uskokowe i duże deniwelacje podłoża utworów górnego opolu nie zaznaczały się jeszcze w ówczesnej morfologii. Nie znalazły one również odbicia w wykształceniu osadów transgresyjnych, wykazujących na ogół jednolity rozwój niezależnie od charakteru swojego podłoża i wysokości bezwzględnej, na której obecnie się znajdują. W związku z tym należy sądzić, że znaczne różnice wysokości w położeniu utworów transgresyjnych, dochodzące w rejonie śląsko-krakowskim do tysiąca metrów, zostały wytworzone po wkroczeniu morza, w wyniku ruchów tektonicznych, które spowodowały duże zmiany w ukształtowaniu powierzchni podłoża ilów górnego opolu. Byłyby to więc ruchy górnoopolskie lub młodsze.

#### *Miąższość osadów górnego opolu*

Osady górnego opolu są wykształcone głównie w facji ilasto-piaszczystej (szlir) lub ilasto-marglistej (tegel), przy czym odznaczają się one bardzo zmienną miąższością. Zmienność ta dotyczy zarówno całej serii osadów ilastych, która osiąga od kilku do kilkuset metrów miąższości, jak i poszczególnych poziomów stratygraficznych wyróżnionych na podstawie mikrofauny. Przeprowadzone obserwacje wskazują, że w tych profilach, w których cały górny opol jest wykształcony jako gruba seria osadów, dominuje facja szlirowa (utwory ilasto-piaszczyste), natomiast w profilach wykazujących jedynie kilka lub kilkadziesiąt metrów osadów górnego opolu pojawiają się głównie ily margliste (tegel).

Na szczególną uwagę zasługują ily zawierające zespół otwornic II C, odpowiadające środkowemu poziomowi stratygraficznemu „ilów podgipsowych“. W południowej części Zagłębia Górnośląskiego osiągają one stosunkowo znaczną miąższość i zawierają przy tym liczne wkładki drobnoziarnistych piasków (facja szlirowa). Na obszarach położonych dalej na północ (w rejonach: Rybnika, Gliwic, Bierunia i Chrzanowa) miąższość ich jest nieznaczna, a domieszki piaszczyste nie odgrywają większej roli. Są to jasnoszare ily margliste, które pod względem swojego wykształcenia odpowiadają facji teglowej.

Analogiczną zależność można prześledzić w innych poziomach stratygraficznych morskich osadów tortonu. Przedstawione materiały zdają się świadczyć, że sedymentacja ilastych utworów górnego opolu w różnych miejscach przebiegała z różnym nasileniem. Dzięki temu warstwa, która w jednym profilu osiąga zaledwie kilka metrów grubości, w innym profilu jest reprezentowana przez kilkaset metrów osadu.

Profil	Miąższość	Facja
Czyżowice	172,00 m	szlir
Jastrzębie-Dębina	233,00 m	szlir
Poręba k. Pszczyny	315,00 m	szlir
Bór k. Brzeszcza	133,00 m	szlir
Golejów k. Rybnika	5,00 m	tegel
Krywałd	8,00 m	tegel
Halemba	2,50 m	tegel
Imielin	8,50 m	tegel

W południowej części Zagłębia Górnośląskiego, a więc na obszarze, który w dolnym opolu był łądem położonym wyżej niż centralna i wschodnia część Zagłębia, osady górnego opolu osiągają szczególnie duże miąższości. W ciągu stosunkowo krótkiego czasu osadziła się tu gruba seria ilów z wkładkami piasku (szlir), podczas gdy w tym samym czasie w rejonach: Rybnika, Gliwic, Bierunia i Chrzanowa miała miejsce powolna sedymentacja ilów marglistych (tegel).

Fakty te można wytłumaczyć stopniowym zapadaniem się dna morskiego w południowej części zbiornika sedymentacyjnego górnego opolu i związaną z tym szybką sedymentacją utworów ilasto-piaszczystych (szliru). Zgodnie z poglądami M. Vašička (1953), można uważać, że szlir powstawał w wyniku działania prądów, które częściowo miały charakter słabych prądów zawieszinowych. Zasypywały one dno zbiornika drobnym materiałem piaszczystym, który tworzył cienkie wkładki wśród ilów lub grubsze, „samodzielne“ przewarstwienia. Prądy te miały zapewne decydujący wpływ na szybkość narastania osadu, dzięki czemu w stosunkowo krótkim czasie mogły powstawać grube serie ilów o typie szliru. Zasięg omawianej facji może więc w pewnym stopniu określać granice obszaru, który w danym okresie czasu ulegał intensywnym ruchom obniżającym. Ruchy te spowodowały inwersję rzeźby powierzchni podmioceńskiej, bowiem południowa część Zagłębia Górnośląskiego, stanowiąca w dolnym opolu peryferyczną, wysoko położoną część zbiornika sedymentacyjnego, przekształciła się w górnym opolu w osiową (a w każdym razie stosunkowo głęboką) strefę basenu morskiego. Wspomniana inwersja zachowała się do chwili obecnej w formie wydatnego obniżenia powierzchni karbonu, przebiegającego wzdłuż północnej krawędzi Karpat.

Iły margliste (tegel), wykazujące stosunkowo powolny przyrost osadu, powstawały poza zasięgiem prądów roznoszących materiał piaszczysty. Charakteryzują one płytsze części zbiornika sedymentacyjnego o ustabilizowanym dnie. Ku brzegowi iły te mogą przechodzić stopniowo w osady organodetrytyczne i organogeniczne o typie wapieni i margli litotamniowych (profil w Czechowicach koło Gliwic — Alexandrowicz 1960). W związku z tym wydaje się, że analiza miąższości i charakteru litologicznego morskich osadów tortonu może wskazywać na przebieg zjawisk tektonicznych, które zachodziły w poszczególnych strefach basenu sedymentacyjnego. Ruchy powodujące obniżanie się dna morskiego i powstawanie zapadliisk wypełnionych osadami o typie szliru były rejestrowane silnym wzrostem miąższości odpowiednich poziomów stratygraficznych, które pośrednio datują wiek tych ruchów.

#### *Nasunięcie utworów fliszowych na miocen*

Prace geologiczne prowadzone przez różnych badaczy w brzeżnej strefie Beskidów Śląskich i Wadowickich wykazały, że kredowe i paleogeńskie utwory fliszowe płaszczowiny śląskiej i podśląskiej są nasunięte na poziomo leżące iły miocenские. Analiza przekrojów geologicznych opracowanych m.in. przez A. Tokarskiego (1954), K. Tołwińskiego (1956), K. Koniora (1959), M. Książkiewicza (1950), V. Homolę i E. Hanzlíkovą (1954) oraz M. Vašíčka (1951) prowadzi do wniosku, że iły z wkładkami piasków występujące pod nasunięciem karpackim na obszarze między Paskowem, Cieszynem, Bielskiem i Andrychowem przechodzą ku północy w ilasto-piaszczyste utwory górnego opolu znane z wielu opisanych profili (Alexandrowicz 1963). Na terenie Czechosłowacji, w pd.-wschodniej części rejonu ostrawsko-karwińskiego bezpośrednio na karbońskim podłożu leżą zlepieńce („detrit“ czyli „zlepieńce dębowieckie“), a wyżej iły z planktoniczną mikrofauną (masowe występowanie), które ze względu na obecność globigeryn, orbulin i globorotalii można by porównać z zespołem II AB (profil w Żukowie — Homola & Hanzlíkova 1954). W innych profilach (Hrabova, Paskov) M. Vašíček (1951) wyróżnił pod nasunięciem karpackim autochtoniczne, ilaste osady dolnego tortonu zawierające dwa poziomy waginulinowe. Jest to odpowiednik stratygraficzny poziomu z *Planulina wuellerstorfi*, czyli najniższy poziom górnego opolu (iły z zespołem krakowskim — por. Alexandrowicz 1963).

Profil osadów miocenu z Cieszyna (Konior 1960) obejmuje zlepieńce (warstwy dębowieckie), leżące na łupkowo-piaskowcowej serii górnego karbonu, oraz szarozielone łupki ilaste przykryte marglistymi utworami płaszczowiny podśląskiej, a nie wykazujące zaburzeń tektonicznych. Łupki te zawierają dość bogaty zespół otwornic, w którym obok masowo występujących form planktonicznych (*Globorotalia*, *Globigerina*, *Candorbulina*) pojawiają się m.in.: *Karreriella gaudryinoides*, *Robulus inorna-*

*tus*, *Nodosaria bacillum*, *Bulimina buchiana*, *Uvigerina laubeana* i *Cibicides conspiciendus*. A zatem podobnie jak w profilu w Żukowie mamy tu do czynienia z zespołem otwornic II AB (dolny poziom stratygraficzny górnego opolu).

W Czechowicach i w Mazańcowicach koło Bielska na piaskowcach i łupkach górnego karbonu leżą zlepieńce dębowieckie osiągające kilkadziesiąt metrów miąższości, a ponad nimi — gruba seria iłów i łupków ilastych z wkładkami piasków. Badania prowadzone przez E. Łuczowską (1958) wykazały, że ily te zawierają w swojej dolnej części zespoły otwornic o typie II A, II B lub II A/B (zespół „spągowy“ lub „globigerynowy“), a wyżej mikrofaunę o składzie wskazującym na zespół II C (*Globigerina bulloides*, *Valvulineria friedbergi* i *Bulimina gibba*). Miąższość omawianej serii ilastej przekracza miejscami 600 m. Seria ta jest przykryta nasuniętymi od południa utworami górnej kredy i paleogenu płaszczowiny podśląskiej, w obrębie których można znaleźć zafałdowane i zaklinowane strzępy osadów dolnego tortonu. Są to ily margliste odsłonięte w Mazańcowicach, reprezentujące spągowe utwory górnego opolu, które leżą transgresywnie na marglach górnokredowych i eoceńskich płaszczowiny podśląskiej (Alexandrowicz 1959b). A zatem mamy tu do czynienia z odpowiednikami najniższego poziomu stratygraficznego górnego opolu. Ily margliste z Mazańcowic osadziły się w początkowej fazie transgresji morskiej w pobliżu południowego brzegu ówczesnego morza, który przynajmniej częściowo był zbudowany z marglistych utworów górnokredowych i paleogeńskich serii podśląskiej. W wyniku tortońskich ruchów tektonicznych zostały one wraz z całą płaszczowiną przemieszczone ku północy i nasunięte na autochtoniczne, ilasto-piaszczyste utwory górnego opolu. W terminologii tektonicznej ily margliste z Mazańcowic i odpowiadające im osady górnego opolu mogą być określane jako par-autochton stropowy (Świdorski 1952) lub jako resztki dolnotortońskiej osłony płaszczowin karpaccich sfałdowane w czasie nasuwania się utworów fliszowych na miocen.

Przedstawione fakty wskazują, że ily i łupki miocene, występujące pod nasunięciem karpaccim w rejonie między Cieszynem, Bielskiem, Andrychowem i Skawiną, reprezentują górny opól w facji szlirowej. Płaszczyzna nasunięcia utworów fliszowych na miocen przechodzi skośnie w stosunku do poziomów stratygraficznych górnego opolu, bowiem w okolicach Cieszyna margle górnokredowe płaszczowiny podśląskiej leżą bezpośrednio na iłach (łupkach) zawierających zespół otwornic II AB, podczas gdy w Brzeźówce koło Kończyc Wielkich (ok. 25 km na północ od Cieszyna) miocen autochtoniczny podścielający płaszczowinę podśląską i występujący u jej czoła jest reprezentowany przez grubą serię ilasto-piaszczystą z zespołami otwornic II AB i II C. Można przypuszczać, że w miarę posuwania się ku południowi, coraz to głębiej pod nasunięte

utwory fliszowe, wyższe poziomy stratygraficzne górnego opolu w autochtonicznej serii miocenińskiej ulegają redukcji, przy czym południowa granica zasięgu tych utworów przebiega, zdaniem K. Koniora (1959), w odległości 9-17 km od brzegu płaszczowin karpackich.

Obserwacje przedstawione przez A. Tokarskiego (1954) i K. Koniora (1960) świadczą, że ily miocenińskie występujące pod nasunięciem fliszowym nie wykazują zaangażowania tektonicznego. Zdaniem K. Koniora (1960, s. 155), fakt ten potwierdza pogląd wypowiedziany przez W. Petraschcka (1928)

„...że fałdowanie Karpat przeszło ponad podłożem nie wywierając nań żadnego wpływu — podłoże nie brało żadnego udziału w fałdowaniu się Karpat“.

Podobny pogląd reprezentował S. Dzułyński (1953), który wysunął hipotezę o grawitacyjnym spełzywaniu mas fliszowych w ostatnim etapie orogenezy karpackiej. Autor ten zwrócił uwagę na fakt, że w okresie bezpośrednio poprzedzającym nasuwanie się utworów fliszowych na miocen nastąpiło znaczne obniżenie się przedmurza, co mogło stworzyć predyspozycję do ruchów o charakterze grawitacyjnym. W tym ujęciu można by przyjąć istnienie bezpośredniego związku genetycznego i czasowego między tworzeniem się zapadliska przedgórskiego a nasunięciem płaszczowiny podśląskiej i śląskiej na ilaste osady tortonu.

Na obszarze między Cieszynem a Bielskiem ściśle datowanie omawianych zjawisk tektonicznych jest utrudnione, bowiem do kontaktu z utworami fliszowymi dochodzą jedynie dwa dolne poziomy stratygraficzne górnego opolu, brak natomiast iłów z zespołem wielickim, osadów chemicznych oraz osadów górnego tortonu. W okolicach Wieliczki i Bochni, gdzie mamy do czynienia z pełniejszym profilem stratygraficznym tortonu, ruchy fałdowe zaburzyły osady całego górnego opolu oraz ily leżące ponad utworami gipsowo-solnymi (warstwy chodenickie). Na obszarach położonych dalej na wschód (okolice Tarnowa, Rzeszowa i Przemyśla), płaszczowina skolska tworząca brzeg Karpat, jest nasunięta na młodsze ogniwa stratygraficzne miocenu, a mianowicie na odpowiedniki warstw grabowieckich (ily i piaski z zespołem otwornic III B), a nawet na sarmat. A zatem płaszczyna nasunięcia utworów fliszowych na miocen przechodzi wzdłuż brzegu Karpat skośnie w stosunku do poziomów stratygraficznych autochtonicznych osadów tortonu i sarmatu, od warstw starszych na zachodzie, do młodszych na wschodzie. Wydaje się więc, że nasuwanie się płaszczowin karpackich na ily miocenińskie na brzegu Beskidów Śląskich mogło zachodzić wcześniej niż w rejonie Wieliczki i Bochni, a na brzegu Karpat Środkowych zjawisko to mogło nastąpić jeszcze później.

#### PRZEBIEG RUCHÓW TEKTONICZNYCH

Badania nad wykształceniem, podziałem i sposobem ułożenia utworów miocenińskich w Zagłębiu Górnośląskim zdają się wskazywać, że ruchy tektoniczne, które zachodziły tu w tortonie, miały silny wpływ na powsta-

wanie i rodzaj osadów oraz odegrały dużą rolę w kształtowaniu się powierzchni podmioceńskiej. Opierając się na opisanych uprzednio obserwacjach i wskaźnikach można podjąć próbę ustalenia wieku niektórych struktur tektonicznych, a także chronologii poszczególnych zjawisk.

### *Synsedymencyjny charakter tektoniki mioceńskiej*

Zagadnienie wieku struktur tektonicznych, a zwłaszcza uskoków zaburzających osady tortońskie omówił szczegółowo J. Petranek (1954, 1956). Stwierdził on, że strefy dyslokacyjne, wzdłuż których iły mioceńskie dochodzą do kontaktu tektonicznego z utworami górnego karbonu, nie są starsze od transgresji morskiej dolnego tortonu. Taki sam wniosek nasuwa się przy analizie stosunków facjalnych dolnego opolu centralnej części Zagłębia Górnośląskiego. Opisane uprzednio obserwacje świadczą, że lądowe i słodkowodne utwory dolnego opolu osadziły się w okresie poprzedzającym ruchy tektoniczne, w wyniku których powstały uskoki i zapadliska o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Pierwsze przejawy tych ruchów datują się zapewne z górnej części dolnego opolu. Wskazuje na to pozycja najniższego stożka brekcji przyuskokowej w Kłodnicy koło Halemby (fig. 11), który leży bezpośrednio na czarnych iłach łupkowych zawierających wkładki lignitów z brakiczną fauną. Wspomniana brekcja przyuskokowa powstała zapewne w wyniku obniżenia obszaru położonego na południe od uskoku kłodnickiego, jako stożek osuwiska lub obrywu z tworzącej się krawędzi uskoku. Pierwsza faza ruchów tektonicznych w okolicach Halemby i Kłodnicy spowodowała nagłą zmianę osadu, dzięki czemu ponad czarnymi iłami łupkowymi leżą iłowce piaszczyste złożone z materiału psamitowego a nawet psefitowego, pochodzącego głównie z niszczonego utworów górnego karbonu.

Na szczególną uwagę zasługuje charakter spągowych, transgresyjnych osadów morskich górnego opolu i ich stosunek do podłoża. W niektórych profilach są one reprezentowane przez zlepienie i brekcje podstawowe, charakteryzujące się niemal zupełnym brakiem obróbki mechanicznej materiału skalnego. Nie stwierdza się natomiast obecności zrównań abrazyjnych, klifów oraz zlepieńców o materiale dobrze obtoczonym przez długotrwałe działanie falowania w strefie litoralnej. W wielu miejscach (Konior 1960) bezpośrednio pod iłami górnego opolu leży zwietrzelina utworów karbońskich. Są to łupki, mułowce a także piaskowce arkozowe zabarwione na kolor czerwony i żółtobrunatny, zwykle mało zwięzłe, sypkie a nawet częściowo rozlasowane. W centralnej i zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego, w podłożu transgresyjnych osadów górnego opolu leżą utwory dolnego opolu, stosunkowo bardzo podatne na niszczące działanie czynników erozyjnych. Podobnie jak zwietrzelina karbonu nie zostały one rozmyte i usunięte w pierwszej fazie transgresji. Przedstawione fakty zdają się świadczyć, że transgresja mor-



ska, która z początkiem górnego opolu załaziła Zagłębie Górnośląskie, miała bardzo szybki przebieg (Alexandrowicz 1958a,b). Jest prawdopodobne, że była ona związana z ruchami tektonicznymi, które doprowadziły do obniżenia znacznej części Zagłębia, a także okolic Krakowa i obszarów położonych dalej na wschód. Dowody na istnienie takich ruchów znajdujemy w okolicach Kłodnicy, Ławek i Wyr, gdzie ponad utworami dolnego opolu a w spągu ilów zawierających zespół krakowski występują brekcje przyuskokowe, utworzone w wyniku kolejnej fazy odmładzania się uskoków: kłodnickiego, książęcego i bełckiego.

Ruchy tektoniczne kontynuowały się w górnym opolu i w grabowie. W bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi stopniowo kształtujących się uskoków tworzyły się stożki brekcji przyuskokowych. Powstające zapadliska były stosunkowo szybko wypełniane osadami o typie szliru, podczas gdy na obszarach, które nie podlegały ruchom obniżającym, sedymentacja przebiegała znacznie wolniej. W związku z tym poszczególne poziomy stratygraficzne morskich osadów tortonu wykazują w Zagłębiu Górnośląskim duże różnice miąższości.

Badania nad kontaktami tektonicznymi utworów karbońskich i mioceniśkich odsłoniętymi w okolicach Ostrawy skłoniły J. Petranka (1954, 1956) do wypowiedzenia poglądu o synsedymenacyjnym charakterze tortońskich ruchów tektonicznych, w wyniku których powstały obserwowane przez niego uskoki. Pogląd ten można w pełni zastosować przy interpretacji wyników badań nad stratygrafią i wykształceniem osadów mioceniśkich w południowej i centralnej części Zagłębia (Alexandrowicz 1963). Wydaje się więc, że ruchy tektoniczne, które doprowadziły do wytworzenia uskoków i zapadlisk o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego, zachodziły głównie w czasie sedymentacji morskich osadów tortonu i wywierały duży wpływ na wykształcenie facjalne i miąższość tych osadów. Podobny wniosek wypowiedział S. Dżułyński (1953) na podstawie badań nad tektoniką południowej części Wyżyny Krakowskiej. Autor ten stwierdził, że

„zmienny w swoim ukształtowaniu osad trzeciorzędowy jest wskaźnikiem i rejestratorem ruchów tektonicznych, które rozegrały się u schyłku orogenezy karpackiej“ (Dżułyński 1953, s. 419).

W tym samym czasie (w tortonie, a częściowo w sarmacie) nastąpiło również nasunięcie utworów fliszowych na ily mioceniśkie, przy czym zjawisko to wiąże się zapewne przyczynowo z przejawami tortońskiej tektoniki dysjunktywnej, jako jej bezpośredni wynik.

#### *Wpływ ruchów tektonicznych na kształtowanie się basenu sedymentacyjnego*

Wyniki badań nad stratygrafią i wykształceniem osadów mioceniśkich Zagłębia Górnośląskiego prowadzą do wniosku, że poszczególne struktury tektoniczne, jak uskoki i zapadliska datujące się z tortonu, nie

są ściśle jednowiekowe. Tworzyły się one kolejno w różnych okresach czasu, współcześnie z sedymentacją ilów górnego opolu i grabowu. Osady dolnego opolu są przynajmniej w znacznej części starsze od omawianych struktur.

Pierwsze wyraźne przejawy ruchów tektonicznych zaznaczyły się w wyższej części dolnego opolu, przy czym miały one zapewne charakter lokalny. W centralnej części Zagłębia zarysowały się w tym czasie strefy dyslokacyjne uskoków: kłodnickiego, książeckiego i bełckiego, a utworzone krawędzie uskokowe, ulegające czynnikom erozyjnym i denudacyjnym warunkowały powstawanie stożków brekcji przyuskokowych oraz zmianę miąższości i charakteru osadów.

Transgresja morska górnego opolu zdaje się wykazywać związek z ruchami tektonicznymi, które stopniowo przybierały na sile i powodowały ogólne obniżanie się dużego obszaru położonego na przedpolu Karpat Zachodnich. W południowej części Zagłębia Górnośląskiego, w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu karpackiego (fig. 16-A), dużą miąższość osiągają ilasto-piaszczyste utwory górnego opolu (szlir), zawierające zespoły otwornic o typie II A, II B względnie II AB (Alexandrowicz 1963). Na terenach położonych dalej na północ ten sam poziom stratygraficzny jest reprezentowany przez znacznie cieńszą warstwę ilasto-marglistych osadów. A zatem można przyjąć, że z początkiem górnego opolu w południowej peryferii Zagłębia dno basenu sedymentacyjnego ulegało ruchom obniżającym, które ukształtowały zapadlisko tektoniczne o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Rekonstrukcja rzeźby powierzchni karbonu pokrytej obecnie łami tortońskimi (Kuciński & Mitura 1958) wskazuje, że mamy tu do czynienia z formą rozczłonkowaną, w obrębie której zaznaczają się grzbiety (bloki, zręby) zbudowane z utworów karbońskich. Nie jest wyłączone, że północna granica omawianej struktury zapadliskowej przynajmniej na niektórych odcinkach pokrywa się ze strefą dyslokacyjną Gorzyce-Czechowice-Wilamowice.

Na obszarze położonym nieco dalej na północ, w okolicach Spytkowic, Oświęcimia, Pszczyny, Jastrzębia i Wodzisławia (fig. 16-B), miąższość dolnego poziomu stratygraficznego ilów podgipsowych jest stosunkowo niewielka (średnio 30-50 m), przy czym w wielu profilach pojawia się facja ilasto-marglista (tegel). Dużą miąższość (do kilkuset metrów) osiągają tu natomiast iły i piaski (szlir) z zespołem otwornic II C, reprezentującym środkowy poziom stratygraficzny ilów podgipsowych. Nasuwa się przypuszczenie, że cały ten obszar dopiero w wyższej części górnego opolu został objęty przez ruchy tektoniczne, które powodowały stopniowe obniżanie się dna morskiego.

Na północ od linii przebiegającej równoleżnikowo przez Żory miąższość ilów podgipsowych górnego opolu wyraźnie maleje, a jednocześnie facja szlirowa przechodzi w fację teglową. W okolicach Jejkowic,

Rybnika, Łędzin, Imielina i Libiąża dwa dolne poziomy stratygraficzne górnego opolu osiągają łącznie 30-60 m miąższości. Można sądzić, że strefa ta w górnym opolu nie podlegała silniejszym ruchom obniżającym, które warunkowałyby wzmożenie tempa sedymentacji i pojawienia się facji szlirowej.

W okolicach Palowic, Zawady i Podlesia (między Rybnikiem, Żorami i Orzeszem) stosunkowo dużą miąższość wykazują osady poziomu gipsowego, przy czym obok gipsów pojawiają się tu anhydryty i sól kamienna. Jest prawdopodobne, że ruchy obniżające dno basenu morskiego objęły ten rejon pod koniec dolnego tortonu i spowodowały powstanie lokalnego zagłębienia, odpowiadającego tzw. „niecee solnej Żor i Rybnika“ (fig. 16-C). W związku z tym, w czasie gdy na dużych obszarach przedgórze Karpat wzrost zasolenia wody morskiej doprowadził do wytrącania się gipsów a także anhydrytów, w wytworzonym w tym czasie zapadlisku gromadziły się cięższe roztwory o większym stężeniu soli, z których powstawały ewaporaty wyższych rzędów (sól kamienna). W tym ujęciu wzrost miąższości poziomu osadów chemicznych (poziomu gipsowego) oraz obecność soli kamiennej w rejonie Żor i Rybnika mogą być traktowane jako wynik ogólnej sekwencji synsedymencyjnych zjawisk tektonicznych, które warunkowały rozwój systemu zapadlisk na przedgórze Beskidów Śląskich. W omawianym zapadlisku na uwagę zasługuje ponadto duża miąższość ilów nadgipsowych górnego tortonu. Fakt ten może wskazywać, że ruchy obniżające rozpoczęły się tu w najwyższym poziomie dolnego tortonu i kontynuowały się w górnym tortonie. Obserwacje nad stosunkiem osadów miocenkich do uskoku bełckiego w Stanowicach i w Wyrach potwierdzają ten wniosek.

W okolicach Bojkowa i Knurowa (fig. 16-D) osady górnego opolu łącznie z poziomem gipsowym osiągają stosunkowo małą miąższość (zwykle 40-70 m), przy czym ilły podgipsowe wykształcone są w facji tęgłowej. Dużą miąższość (ok. 200 m) osiągają tu natomiast ilły górnego tortonu, zawierające zespoły otwornic III A, III B i III β. W ilach tych notujemy miejscami obecność licznych wkładek piaszczystych, dzięki czemu można mówić o facji zbliżonej do szliwu. A zatem mamy tu do czynienia z obszarem, który dopiero w górnym tortonie podlegał intensywnym ruchom obniżającym.

W profilach w Czechowicach (k. Gliwic) i w Bielszowicach, w obrębie ilasto-marglistych utworów górnego opolu pojawiają się wapienie i margle litotamniowe. Obecność facji organogenicznej i organodetrytycznej tego typu wskazuje, że w czasie trwania górnego opolu w północnej części zbiornika sedymentacyjnego (fig. 16-E) morze było stosunkowo płytkie, a dopływ materiału terrygenicznego — słaby (Alexandrowicz 1960b). Był to więc zapewne obszar o stabilnym dnie, nie podlegający w tortonie synsedymencyjnym ruchom tektonicznym.

Zapadliska ograniczone od północy uskokami: kłodnickim i książęcym tworzyły się w czasie trwania górnego opolu, a przypuszczalnie również w tortonie górnym. Przejawy ruchów tektonicznych zarejestrowane w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi uskoków przez stożki brekcji przyuskokowych nie wpłynęły zasadniczo na zmianę charakteru

Fig. 16

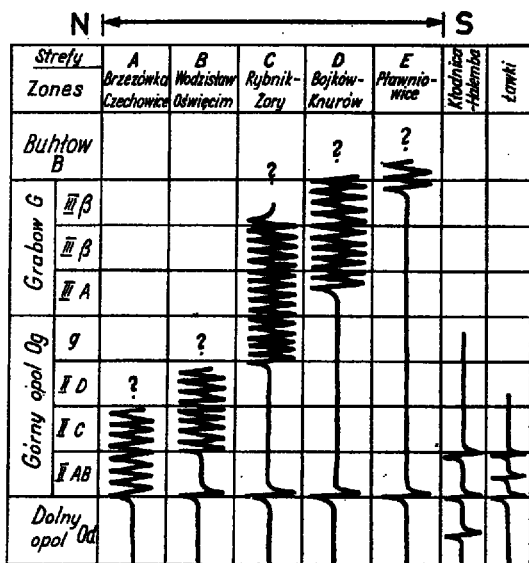


Diagram rozwoju zjawisk tektonicznych w zachodniej części Zapadliska Przedkarpackiego

1 strefy ulegające ciągłym, długotrwałym ruchom obniżającym, 2 jednorazowy ruch obniżający, 3 strefy nie podlegające obniżaniu, Od dolny opol, Og górny opol, G grabow, B bułtów

Diagram of tectonic events in the western part of the pre-Carpathian depression basin

1 zones subject to continuous long-lasting subsiding movements, 2 single subsidence, 3 zones not subjected to subsidence, Od Lower Opolian, Og Upper Opolian, G Grabovian, B Buhlovian

osadu, ani nie spowodowały wzrostu miąższości poszczególnych poziomów stratygraficznych. Omawiane zapadliska powstały zapewne w wyniku kilkakrotnego odmładzania się obrzeżających je uskoków, przy czym ruchy obniżające dno basenu zachodziły tu na znacznie mniejszą skalę, niż w południowej części Zagłębia.

Na obszarach położonych dalej na północ, a zwłaszcza w okolicach Bytomia, gdzie dolny opol jest reprezentowany przez stosunkowo grubą serię ilów (ponad 20 m) zawierających bracką faunę, nie stwierdzono obecności osadów górnego opolu. Widocznie w wyższej części dolnego tortonu, w czasie powstawania opisanych uprzednio uskoków i zapadlisk tektonicznych, rejon ten nie podlegał ruchom obniżającym. Jest prawdopodobne, że przynajmniej częściowo nie został on zalany nawet przez transgresję górnego opolu.

Przedstawione obserwacje zdają się świadczyć, że tortoński basen sedymentacyjny w Zagłębiu Górnośląskim kształtował się stopniowo w związku z ruchami tektonicznymi, które doprowadzały do powstawania struktur zrębowych i zapadliskowych, powodując rozpad Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (fig. 16). Z początkiem górnego opolu (poziom z zespołem

krakowskim) ruchy obniżające objęły obszar położony w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu karpackiego (strefa Bogumin-Brzezówka-Czechowice). W miarę upływu czasu, w środkowym poziomie stratygraficznym ilów podgipsowych (iły i piaski z zespołem II C) ruchy te zaznaczyły się również w rejonie położonym dalej na północ (Wodzisław-Pszczyna-Oświęcim). W związku z tym zapadlisko przedgórskie rozciągające się w południowej peryferii Zagłębia graniczy od północy ze strefą obniżoną w „drugiej fazie“ omawianych zjawisk tektonicznych. Pod koniec górnego opolu powstała zapewne tzw. „niecka solna Żor, Rybnika i Zawady“, stanowiąca fragment zapadliska określanego jako rów Zawady (S. Czarnocki 1935). Dzięki wydatnemu obniżeniu się dna morskiego w czasie sedymentacji osadów chemicznych powstało tu lokalne zagłębienie, w którym wytrąciły się anhydryty i sól kamienna. W górnym tortonie ruchy tektoniczne zaznaczyły się również na obszarach położonych dalej na północ (Bojków, Knurów), powodując znaczny wzrost miąższości ilów grabowu oraz przesunięcia pionowe w obrębie osadów poziomu gipsowego.

Charakterystyczną cechą rozwoju tortońskiego basenu sedymentacyjnego na przedgórzu Beskidów Śląskich jest uskokowe przesuwanie się osi tego basenu, związane ze stopniowo postępującym rozszerzaniem się rowu przedgórskiego. Ruchy obniżające, które powodowały powstawanie zapadlisk tektonicznych, kolejno obejmowały strefy coraz to bardziej oddalone od brzegu karpackiego, tak że zapadliska położone dalej na północ można uważać ogólnie za formy tektoniczne młodsze od odpowiednich struktur rozciągających się w południowej peryferii Zagłębia (fig. 16). Zwraca również uwagę wybitna asymetria rowu przedgórskiego, który swoją największą głębokość (ponad tysiąc metrów) osiąga w części południowej, w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu Karpat, natomiast ku północy przechodzi on w coraz to płytsze formy zapadliskowe.

Analogiczne cechy wykazują inne rowy przedgórskie orogenu alpejskiego. Zdaniem B. Brockampa (1955), rowy te są asymetryczne, przy czym swoją największą głębokość osiągają one w części wewnętrznej (w pobliżu łańcucha górskiego), a w kierunku przedmurza ulegają stopniowemu spłyceciu. Inną ich charakterystyczną cechą jest przesuwanie się osi basenu sedymentacyjnego oraz rozmieszczenie facji zlepieńcowatych i piaszczystych (molasa), które są ograniczone jedynie do stref wewnętrznych. Strefy te są ponadto obejmowane ruchami fałdowymi.

Na interesującym nas obszarze osady gruboklastyczne o typie zlepieńców molasowych znane są dotychczas jedynie z paru stanowisk. Występują one lokalnie w górnym opolu (okolice Spytkowic i Gdowa) jako wkładki lub grube kompleksy warstw, szybko wyklinowujące się wśród ilów, iłowców, piasków i piaskowców. Podobne utwory opisał

J. Stemulak (1958) z profilów w Podgórzu, Mazańcowicach i Międzyrzeczu koło Bielska. Z dotychczasowych obserwacji wynika, że omawiane zlepieńce wiążą się ze szlirem i pojawiają się w strefach, które w danym poziomie stratygraficznym podlegały silnym i stosunkowo szybkim ruchom obniżającym.

Analiza rozprzestrzenienia i zasięgu stratygraficznego szliru i teglu w górnośląskim miocenie pozwala na określenie związku między diachronicznym przemieszczaniem się facji ilasto-piaszczystej (szlir), a rozwojem poszczególnych zapadłisk tektonicznych. Wspomniana facja pojawia się w tych poziomach stratygraficznych, które w danej strefie osiągnęły duże miąższości i pośrednio określają czas nasilenia ruchów obniżających. Na szeregu przykładach można wykazać, że facja szlirowa

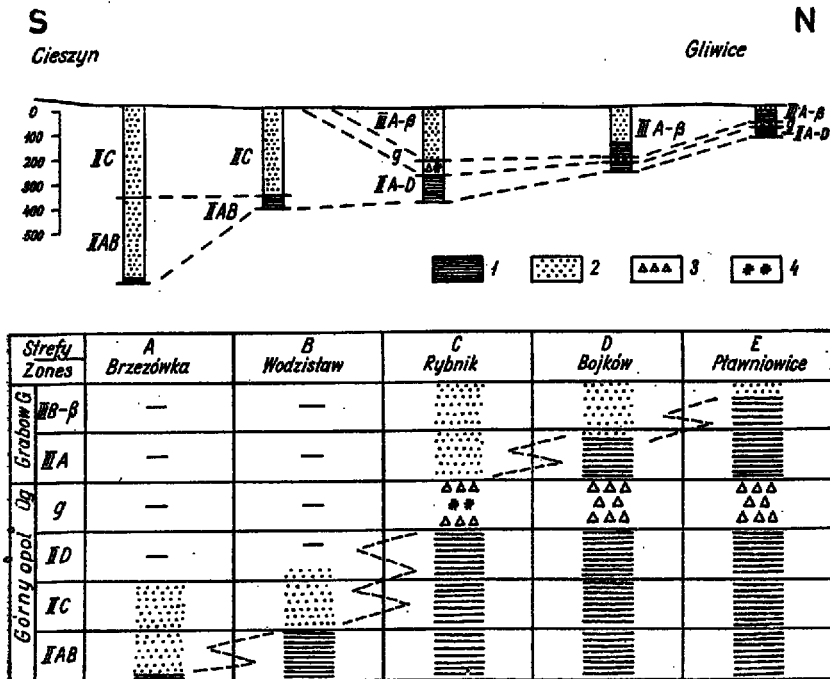


Fig. 17

Diachroniczny przebieg facji ilasto-piaszczystej (szlir) wśród facji ilasto-marglistej (tegel), w związku z rozwojem rowu przedgórskiego

1 facja ilasto-marglista (tegel), 2 facja ilasto-piaszczysta (szlir), 3 gipsy, 4 sole, Og górny opol, G grabow

Diachroneous evolution of the clay-sandy facies (Schlier) within the clay-marly facies (Tegel) in connection with the formation of the pre-Carpathian depression  
1 clay-marly facies (Tegel), 2 clay-sandy facies (Schlier), 3 gypsum, 4 salts, Og Upper Opolian, G Grabowian

przechodzi diachronicznie z południa na północ, do coraz to młodszych poziomów. Przechodzenie to następuje w miarę rozszerzania się rowu przedgórskiego, w związku z czym facja szlirowa w zapadliskach położonych dalej na północ (w zapadliskach młodszych), pojawia się w coraz to wyższych poziomach stratygraficznych tortonu (fig. 17).

W południowej części Zagłębia, ponad utworami ilasto-piaszczystymi zawierającymi zespół otwornic II C (środkowy poziom ilów podgipsowych górnego opolu) nie stwierdzamy obecności żadnych młodszych osadów mioceńskich. Fakt ten może być związany z szybkim zasypaniem tej części rowu przedgórskiego utworami o typie szliwu, przy czym w miarę przesuwania się osi basenu na północ, w strefie południowej mogły zaznaczać się tendencje do stopniowego spłykania się morza, a nawet do regresji. W tym samym czasie lub nieco później nastąpiło również nasunięcie utworów fliszowych (płaszczowiny podśląskiej i płaszczowiny śląskiej) na ily dolnego tortonu. Należy zaznaczyć, że analogiczne zjawiska przesuwania się osi basenu sedymentacyjnego, diachronicznego przechodzenia facji piaszczystych i wczesnego dźwigania się (wynurzenia) wewnętrznych stref basenu zostały opisane m.in. przez S. Juchę i J. Kotlarczyka (1961) z młodszego paleogenu Karpat fliszowych.

### Rozwój zapadliska przedkarpackiego

Rów przedgórski, ciągnący się w granicach Polski wzdłuż północnego brzegu Karpat, można podzielić na dwie nierówne części. Część wschodnia obejmuje przedgórze Karpat Środkowych między Krakowem, Przemyślem, Lubaczowem i Tarnobrzegiem, a część zachodnia (znacznie mniejsza) — południową peryferię Zagłębia Górnośląskiego. Dzieli je obszar położony między Krakowem a Spytkowicami, gdzie zapadlisko silnie się zwęża, a utwory karbońskie, triasowe, jurajskie i kredowe przedmurza Karpat, tworzące szereg zrębowych wzgórz, oddalone są od brzegu karpackiego zaledwie o 3-4 km (fig. 18).

Badania geologiczne prowadzone przez wielu autorów (m.in. Tokarski 1954, Tołwiński 1956, Kirchner 1961) wykazały, że ruchy tektoniczne, które wywarły zasadniczy wpływ na ukształtowanie się wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, są młodsze od znacznej części osadów mioceńskich. Liczne uskoki i dyslokacje, dobrze uwidoczniające się w ułożeniu osadów poziomu anhydrytowego (mapa opracowana przez doc. Z. Obuchowicza — in Kirchner 1961), zaburzyły utwory dolnego i górnego tortonu, aż po tzw. „poziom anomalinowy“ (Obuchowicz, Olewicz, Tokarski & Wdowiarz 1959) i zostały zabliźnione przez utwory sarmatu (poziom anomalinowy, czyli ily zawierające zespół mikrofauny z *Anomalinoides dividens*, jest uważany za najstarsze ogniwo stratygraficzne sarmatu).

Niektóre dyslokacje były odmladzane w okresie późniejszym, w związku z czym Z. Kirchner (1961) wyróżnił na omawianym obszarze „tektonikę przedanomalinową, anomalinową i poanomalinową“. Zdaniem Z. Obuchowicza, Z. Olewicza, A. Tokarskiego i S. Wdowiarza (1959, s. 98), osł basenu sedymentacyjnego we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego w tortonie utrzymywała się w pobliżu brzegu karpackiego, natomiast w sarmacie (w dawnym ujęciu stratygraficznym — w górnym tortonie i w sarmacie) przesunęła się ona ku północy, co odbiło się wyraźnie na rozmieszczeniu i miąższości osadów tortonu i sarmatu.

W rejonie między Tarnowem, Pilznem, Dąbrową, Mielcem i Tarnobrzegiem zmienność miąższości poszczególnych poziomów stratygraficznych miocenu wykazuje podobną prawidłowość jak w Zagłębiu Górnośląskim (wg danych opublikowanych przez Z. Kirchnera 1956, E. Łuczowską 1958 i W. Parachoniaka 1962). W bezpośrednim sąsiedztwie brzegu Karpat (Tarnów, Pilzno) dolny torton (górny opol) osiąga 40-50 m miąższości, górny torton — ponad 1000 m, a sarmat około 100 m. W Swarzędzie koło Dąbrowy Tarnowskiej (20-25 km na północ od brzegu Karpat) miąższość dolnego tortonu nie ulega zmianie (ok. 40 m), podczas gdy na górny torton przypada zaledwie 50-60 m osadów, a miąższość sarmatu przekracza 500 m. Na obszarze położonym dalej na północ i północny-wschód, w okolicach Mielca i Niwisk notowano jedynie 20 m osadów dolnego tortonu i 30-40 m górnego tortonu, natomiast miąższość sarmatu wzrasta tu miejscami do około 900 m. W Staszowie i w Tarnobrzegu (60-70 km na północ od brzegu Karpat) ponad utworami lądowymi, które mogą być zaliczone do helwetu lub do dolnego opolu („warstwy burowęglowe“), leży około 25 m osadów dolnego tortonu (w większości górny opol), a wyżej cienki kompleks (10 m) ilów marglistych górnego tortonu i około 70 m ilów i piasków sarmackich. A zatem na południku Pilzna i Tarnobrzegu, w południowej, bardziej wewnętrznej strefie rowu przedgórskiego, dużą miąższość osiągają twory górnego tortonu, podczas gdy w strefie centralnej, położonej dalej na północ są one reprezentowane jedynie przez cienką serię osadów. Jednocześnie w strefie tej obserwujemy znaczny wzrost miąższości (do 1000 m) ilów zaliczanych do sarmatu. Podobnie jak w Zagłębiu Górnośląskim, stwierdzamy tu przesuwanie się osi basenu sedymentacyjnego ku północy, postępujące w czasie trwania górnego tortonu i sarmatu w związku z rozszerzaniem się rowu przedgórskiego. W zewnętrznej, północnej strefie omawianego zbiornika morskiego osady tortonu i sarmatu mają charakter płytkowodny, przy czym tworzyły się one w warunkach powolnej sedymentacji w pobliżu północnego brzegu morza (Tarnobrzeg, południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich).

Bardzo charakterystyczne zmiany miąższości poszczególnych ogniw



stratygraficznych miocenu można obserwować wzdłuż brzegu Karpat od okolic Cieszyna i Ostrawy po Jarosław i Przemyśl (w zestawieniu uwzględniono materiały opublikowane przez Z. Kirehnera 1956, E. Łucz-kowską 1958, E. Głowackiego 1962 oraz obserwacje własne). W zachodniej części zapadliska przedkarpacciego, w profilach w Brzeźowce i w Skoczowie koło Cieszyna, a także w Czechowicach i w Bestwinie koło Bielska, łył podgipsowe górnego opołu osiągają 600-800 m miąższości, przy czym brak tu najwyższego poziomu stratygraficznego tych łył (łył z zespołem wielickim), poziomu gipsowego oraz utworów młodszych. W okolicach Skawiny i Swoszowic, w najbliższym sąsiedztwie brzegu karpacciego, występuje pełna seria łył podgipsowych a także utwory

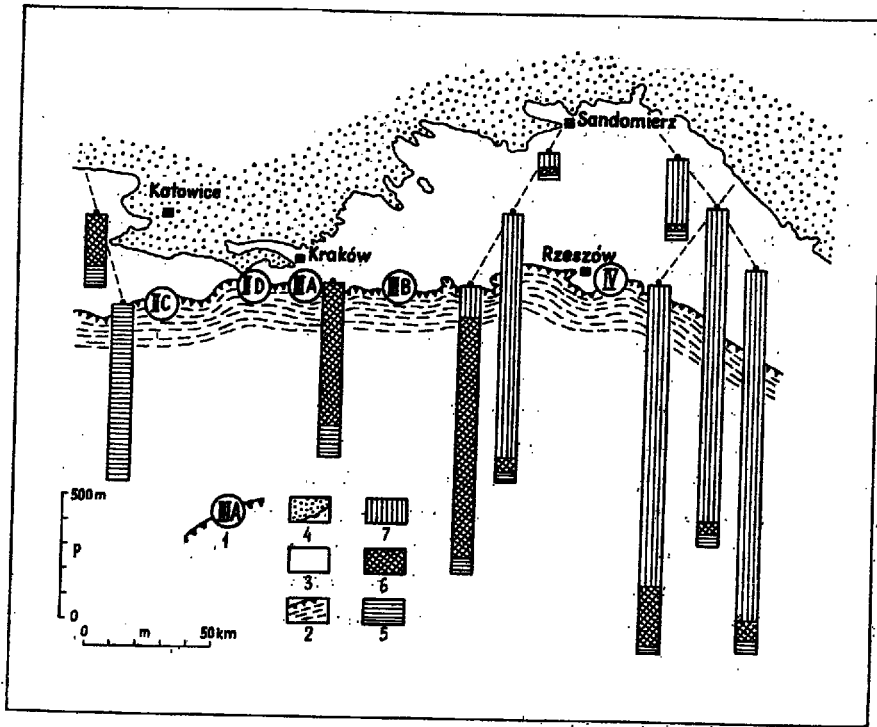


Fig. 18

Zapadlisko Przedkarpaccie i wypełniające je osady miocenne

- 1 poziom z określonym zespołem otwornic, leżący w danym miejscu bezpośrednio pod nasunięciem karpaccim, 2 brzeg Karpat i utwory flyszowe, 3 obszar zapadliska (rowu przedgórnego), 4 utwory paleozoiczne i mezozoiczne przedmurza Karpat, 5 dolny torton, 6 górny torton, 7 sarmat

Pre-Carpathian depression filled in by the Miocene deposits

- 1 zone with a defined foraminiferal assemblage, directly underlying the Carpathian overthrust, 2 Carpathian margin and Flysch rocks, 3 the depressed area (Carpathian Fore-Deep), 4 Paleozoic and Mesozoic rocks of the Carpathian forehills, 5 Lower Tortonian, 6 Upper Tortonian, 7 Sarmatian

poziomu gipsowego. W Baryczu koło Wieliczki miąższość ilów górnego opolu zmniejsza się, a jednocześnie ponad gipsami i solami pojawiają się ilasto-piaszczyste osady górnego tortonu (warstwy chodenickie) o miąższości około 200 m. Nieco dalej na wschód w profilu w Kłaju, ponad 120-metrową serią osadów dolnego tortonu leżą ility z wkładkami piasków, reprezentujące warstwy chodenickie i warstwy grabowieckie górnego tortonu, o łącznej miąższości 570 m. W okolicach Tarnowa i Pilzna dolny torton osiąga 40 m miąższości, a górny torton — ponad 1000 m, przy czym w najwyższej części profilu pojawiają się również osady sarmatu. Postępując dalej ku wschodowi obserwujemy wydatne zmniejszanie się miąższości utworów dolnego tortonu, aż do lokalnego zupełnego ich wykliniwania. W rejonie Przeworska i Jarosławia utwory te osiągają 15-20 m miąższości, a ponad nimi leżą ilaste osady górnego tortonu (250-300 m) i gruba seria ilasto-piaszczysta sarmatu (ok. 1200 m miąższości). A zatem w tortonie i sarmacie strefa najszybszej subsydencji mioceńskiego basenu sedymentacyjnego przesuwała się wzdłuż brzegu Karpat od zachodu w kierunku wschodnim. Jednocześnie postępował proces stopniowego rozszerzania się rowu przedgórskiego, dzięki czemu w rejonie Lubaczowa, w niektórych profilach miąższość utworów dolnego i górnego tortonu osiąga łącznie 60-100 m, podczas gdy na sarmat przypada około 1400 m osadu.

Przedstawione fakty zdają się wskazywać, że rozwój tektoniczny zapadliska przedkarpackiego postępował w dwóch kierunkach: z południa na północ i z zachodu na wschód. Rów przedgórski zaczął formować się z początkiem górnego opolu, przy czym w pierwszym etapie ruchy obniżające objęły zachodnią część zapadliska. Z biegiem czasu następowało stopniowe rozszerzanie się rowu na przedpolu Beskidów Śląskich, a jednocześnie w górnym tortonie osiowa strefa zapadliska przesunęła się ku wschodowi, w rejon przedgórze Karpat Środkowych. W sarmacie strefa wykazująca najsilniejszą tendencję do obniżania się dna basenu została przesunięta ku północy (Mielec) i ku wschodowi (Przeworsk, Jarosław, Przemyśl). Na tych obszarach obserwujemy obecnie największe miąższości osadów sarmackich (fig. 18).

Płaszczyzna nasunięcia utworów fliszowych na miocen przebiega skośnie do poszczególnych poziomów stratygraficznych tortonu i sarmatu. Na obszarze między Cieszynem, Bielskiem i Spytkowicami płaszczowina śląska i podśląska są nasunięte na ility podgipsowe górnego opolu. W okolicach Swoszowic, Wieliczki i Bochni pod nasunięciem karpackim występują utwory gipsowo-solne, a częściowo również warstwy chodenickie, reprezentujące dolny poziom górnego tortonu. Na południku Pilzna utwory fliszowe leżą na wyższych poziomach stratygraficznych górnego tortonu (odpowiedniki warstw grabowieckich), a w rejonie Przeworska i Przemyśla — na osadach sarmatu. W niektórych miejscach

u czoła płaszczowin karpackich mogą ponadto występować strzępy starszych poziomów stratygraficznych tortonu (miocenu), nasunięte wraz z utworami fliszowymi z południa na autochtoniczne osady górnego opolu, górnego tortonu lub sarmatu.

W świetle przedstawionych obserwacji wydaje się prawdopodobne, że nasuwanie się płaszczowin karpackich na ilaste i ilasto-piaszczyste utwory tortonu i sarmatu nie było zjawiskiem jednoczasowym (według poglądów niektórych autorów proces ten zachodził między dolnym a górnym tortonem, lub też po osadzeniu się warstw chodenickich a przed sedymentacją warstw grabowieckich). Następowало ono zapewne w końcowym etapie formowania się poszczególnych stref rowu przedgórskiego, przy czym związek między rozwojem zapadliska a nasunięciem się fliszu na miocen może mieć charakter czasowy i genetyczny. W takim ujęciu nasuwa się pogląd, że ostatnia faza ruchów płaszczowinowych na brzegu polskich Karpat przesuwała się w tortonie i sarmacie od zachodu na wschód.

*Katedra Geologii  
Akademii Górniczo-Hutniczej  
Kraków, Al. Mickiewicza 30  
Kraków, w maju 1963 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. 1956. Uwagi o stratygrafii polskiego tortonu (Remarks about stratigraphy of the Polish Tortonian). — *Przegląd Geol.*, z. 6. Warszawa.
- 1958a. Transgresyjne osady miocenu z kop. Makoszowy i ich pozycja stratygraficzna (Transgressive Miocene deposits in the Makoszowy Mine and their stratigraphic position). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/1. Warszawa.
  - 1958b. Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego (Outline of microfaunistic stratigraphy of the Silesian-Cracovian Miocene). — *Kwartalnik Geol.*, t. 2, z. 1. Warszawa.
  - 1959a. O wieku transgresyjnych osadów miocenu w Mazańcowicach, koło Bielska (Age of transgressive Miocene Deposits at Mazańcowice near Bielsko, Western Carpathians). — *Ibidem*, t. 3, z. 3.
  - 1959b. Stratygrafia i tektonika miocenu w Halembie koło Chorzowa (Stratigraphy and tectonics of Miocene deposits in Halemba — Upper Silesia). — *Przegląd Geol.*, nr 9. Warszawa.
  - 1960. Profil stratygraficzny dolnego tortonu w Czechowicach koło Gliwic (Stratigraphic section of the Lower Tortonian at Czechowice, near Gliwice — the Upper Silesian Basin). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 155. Warszawa.
  - 1963. Stratygrafia osadów miocenkich w Zagłębiu Górnośląskim (Stratigraphy of the Miocene deposits in the Upper Silesian Basin). — *Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.)*, t. XXXIX. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S. & BIENKOWA E. 1960. Morskie osady dolnego tortonu w Lędzinach (Marine deposits of the Lower Tortonian at Lędziny — the Upper Silesian Basin). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 155. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S. & KRACH W. 1963. Dolny torton w Przeciszowie koło

- Oświęcimia (Le Tortonien inférieur à Przeciszów près d'Oświęcim). — Roczn. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXXIII, z. 2. Kraków.
- ALEXANDROWICZ S. & SIEDLECKI S. 1960. Osady piaskowca w okolicach Rybnika (Bunter deposits in the vicinity of Rybnik — Upper Silesia). — *Ibidem*, t. XXX, z. 2.
- BOGACZ K. 1959. New data on the geological structure of the Krzeszowice graben. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III. Warszawa.
- BROCKAMP B. 1955. Zum Werdegang der Vortiefen. — *Geologie*. Bd 4 H 4 Berlin.
- CELEK V. 1959. Relief karbonu a tektonika miocenu v dolnim poli velkodolu 1. Maja v Karvine. — Sborn. Konf. Geol. OKR. Ostrava.
- CZARNOCKI J. 1935. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu (Die wichtigsten stratigraphischen und paläogeographischen Probleme des polnischen Torton). — Spraw. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VIII, z. 2. Warszawa.
- CZARNOCKI S. 1935. Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu 1914—1934. W: Mapa szczegół. pól. Zagł. węgl. z. 1. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. 1953. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. III/3. Warszawa.
- FRIEDBERG W. 1911-1912. Utwory mioceneskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski. Cz. I i II (Miozän in Europa und die jetzigen Versuche der Einteilung des Miozäns von Polen. I, II). — *Kosmos*, t. 36 i 37. Lwów.
- GŁOWACKI E. 1962. O geologicznych warunkach występowania gazu w rejonie Przeworska (Geological conditions of gas reservoirs occurrence in the region of Przeworsk). — *Nafta (Petroleum)*, r. XVIII, nr 4. Katowice.
- GRADZIŃSKI R. 1955. Przyczynki do znajomości miocenu okolic Krakowa (Contributions of the knowledge of the Tertiary from the Cracow area). — *Acta Geol. Pol.*, vol. V/1. Warszawa.
- GRILL R. 1941. Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen in Wiener Becken. — *Oel u. Kohle*, Bd. 37. Wien.
- HOMOLA V. & HANZLÍKOVÁ E. 1954. Biostratigrafické, tektonické a litologické studie na Těšinsku (Biostratigraphical, tectonical and lithological studies in the Těšín district). — *Sborn. Ústř. Úst. Geol.*, sv. 21. Praha.
- JUCHA S. & KOTLARZYK J. 1961. Seria menilitowo-krośnieńska w Karpatach fliszowych (La série des couches à menillite et des couches de Krosno dans le Flysch des Karpates). — *Prace Geol. Pol. Akad. Nauk*, nr 4. Warszawa.
- KIRCHNER Z. 1956. Stratygrafia miocenu Przedgórze Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny (Miocene stratigraphy of the Central Carpathian foreland based on microfaunal studies). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VI/4. Warszawa.
- KONTOR K. 1959. Nowy przekrój poprzeczny przez brzeg karpacki na zachód od Bielska (New transverse section of the Carpathians border zone west of Bielsko — Western Carpathians). — *Biul. I.G.* (Bull. Inst. Géol. Pol.) 141. Warszawa.
- , 1960. Kontakt płaszczowiny podśląskiej z mioceniem i miocenu z karbońskim podłożem w wierceniu C 10 koło Cieszyna (Le contact de la nappe subsilésienne avec le Miocène avec le substratum carbonifère dans le forage C 10 près de Cieszyn). — *Acta Geol. Pol.*, vol. X/2. Warszawa.
- KRACH W. 1939. Badania nad mioceniem śląsko-krakowskim (Études sur le Miocène silésien et cracovien). — *Prace geol. śląs. Pol. Akad. Um.*, nr 7. Kraków.

- 1954a. Materiały do stratygrafii miocenu Górnego Śląska (Materials to the stratigraphy of the Upper Silesia Miocene). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 71. Warszawa.
  - 1954b Nowy profil i fauna miocenu z Gliwic Starych na Górnym Śląsku (New profile and Miocene fauna from Gliwice Stare Upper Silesia). — Ibidem.
  - 1958. Stratygrafia miocenu dorzecza górnej Odry i górnej Wisty oraz jej związek z obszarem wschodnim (Stratygraphy of the Miocene in the upper Oder and upper Vistula basins, and its correlation with the eastern area of Poland). — Kwartalnik Geol., t. 2, z. 1. Warszawa.
  - 1962. Zarys stratygrafii miocenu Polski południowej (Esquisse de la stratigraphie du Miocène de la Pologne méridionale). — Roczn. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXXII, z. 4. Kraków.
- KRAJEWSKI R.** 1946. Zawodnienie kopalń Piast i Ziemowit w Łędzinach na tle stosunków geologicznych (Inundation of the Piast and Ziemowit mines in Łędziny on the background of the geological relations). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 49. Warszawa.
- KSIAŻKIEWICZ M.** 1951. Objaśnienie arkusza Wadowice. — Mapa Geol. Pol., z. 5. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KUCIŃSKI T. & MITURA F.** 1958. Wpływ tektoniki na rzeźbę powierzchni karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Influence of tectonics on the relief of the carboniferous surface of Upper Silesia Coal Basin). — Prace Inst. Naft., nr 55. Katowice.
- LEWIŃSKI J.** 1914. Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy (Die diluvialen Ablagerungen und die präglaziale Oberflächengestaltung des Przemszagebietes). — Prace TNW (Trav. Soc. Sc. Vars.), nr 7. Warszawa.
- ŁUCZKOWSKA E.** 1958. Mikrofauna miocenska przedgórze karpackiego (The Miocene microfauna of the Carpathian foredeep). — Kwartalnik Geol., t. 2, z. 2. Warszawa.
- MAKOWSKI A.** 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych na arkuszu Wodzisław mapy Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:25000 (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1929 pour la feuille Wodzisław de la carte spéciale du Bassin Houiller Polonais). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 27. Warszawa.
- MICHAEL R.** 1913a. Die Geologie des Oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N.F., H. 71. Berlin.
- 1913b. Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 34, H. 1. Berlin.
- OBUCHOWICZ Z., OLEWICZ Z., TOKARSKI A. & WDOWIARZ S.** 1959. Obecny stan rozpoznania geologicznego i możliwości odkrycia nowych złóż ropy i gazu w Polsce (The present state of geological recognition and the possibilities of new oil and gas discoveries in Poland). — Nafta (Petroleum), r. XV, nr 4. Katowice.
- PARACHONIAK W.** 1962. Miocenske utwory piroklastyczne przedgórze Karpat Polskich (Miocene pyroclastic deposits on the foreland of the Polish Carpathians). — Prace Geol. Pol. Akad. Nauk, nr 11. Warszawa.
- PETRANEK J.** 1954. K vzniku vymytin v ostravsko-karvinském reviru. — Věst. Ústř. Úst. Geol., r. 29, č. 3. Praha.
- 1956. Mladotřetihorní tektonika v ostravsko-karvinském reviru (The young Tertiary tectonics in the coal district of Ostrava-Karviná). — Sborn. Ústř. Úst. Geol., sv. 22. Praha.

- PETRASCHECK W. 1928. Deckentektonik und Tektonik des autochtonen Untergrundes in den Nordkarpaten. Ztschr. Dt. Geol. Ges., Bd. 80. Wien.
- 1940. Jungtertiäre Tektonik im Relief des Oberschlesischen Steinkohlengebirges. — Berg u. Hüttenm. Jb., Nr 7. Wien.
- POŁTOWICZ S. 1961. Znaczenie rozpoznania wieku tektoniki przy dokumentowaniu złóż węgla kamiennego (Importance of tectonics age recognition for elaborating of hard coal deposits). — Przegląd Geol., nr 6. Warszawa.
- STAHL A. 1932. Das Relief des ober-schlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Palaeogeographie. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 53. Berlin.
- STEMULAK J. 1958. Wgłębna budowa geologiczna obszaru między rzekami Olzą a Białą (Deeper geological structures between the Olza and Biała rivers — Southern Silesia). — Kwartalnik Geol., t. 2, z. 4. Warszawa.
- SZAFER W. 1961. Flora miocenska z Gliwic Starych na Górnym Śląsku (Miocene flora from Stare Gliwice in Upper Silesia). — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. XXXIII. Warszawa.
- ŚWIDERSKI B. 1952. Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych (Voprosy tektoniki severnykh Karpat). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. VIII. Warszawa.
- TOKARSKI A. 1954. Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego (Subsurface tectonics of the Cieszyn Flysch). — Acta Geol. Pol., vol. IV/3. Warszawa.
- TOŁWIŃSKI K. 1958. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów (The chief tectonic elements of the Carpathian Mts. and the Salides Range). — Ibidem, vol. VI/2.
- VASIČEK M. 1951. Novy mikropaleontologický dukaz o mladotřetihorni horotvorne fázi na východní Moravě (A new micropaleontologic evidence of the late-Tertiary orogeny in East Moravia). — Sborn. Ústř. Úst. Geol., sv. 18. Praha.
- 1953. Podmínky vzniku teglu, šlíru a flyše, a problém jejich stratigrafie (Conditions of the origin of Tegel, Schlier and Flysch and the problem of their stratigraphy). — Ibidem, sv. 20.

S. W. ALEXANDROWICZ

## MIOCENE TECTONICS IN THE UPPER SILESIAN BASIN

(Summary)

ABSTRACT: A brief outline is given of the stratigraphy of the Miocene deposits in the Upper Silesian basin; the Lower and Upper Tortonian as well as the Sarmatian stages have been differentiated. The stratigraphic data thus obtained provided a basis for determining the time of the formation of a number of graben and horst structures. An analysis of the nature and sequence of the tectonic events reliably indicate their synsedimentary character in relation to the deposits of the Tortonian sea. During the Tortonian and the Sarmatian we note the progressive S-N and W-E development of subsidence movements. This process led to the formation of the foredeep graben: its western part (between Cieszyn and Kraków) formed mainly in the Lower Tortonian, the eastern part (between Kraków and Przemyśl) in the Upper Tortonian and the Sarmatian.

### BASIC STRATIGRAPHIC CONCEPTS

The Variscan and Alpine orogenies were the factors chiefly responsible for the evolution of tectonics in the Upper Silesian basin. The Tertiary tectonic movements at work within the area under consideration have not as yet been accurately

differentiated or dated, mainly owing to our insufficient knowledge of the stratigraphy of the Miocene deposits. The origin of the relief of the Carboniferous surface is also unclarified. In all probability it has been carved out solely by pre-Miocene erosional processes or, perhaps, it reflects the activity of the young Tertiary tectonics associated with the Alpine orogeny.

The stratigraphic profile of the Miocene in the Upper Silesian basin consists almost exclusively of Lower and Upper Tortonian sediments (chart 1). Two substages have been distinguished in the Lower Tortonian: the Lower Opolian and the Upper Opolian. To the former are referred clays and arenaceous siltstones (locally containing valves of non-marine gastropods — *Cepaea*), marly clays and marls with *Planorbis* and *Chara*, dark-grey and black clays intercalated by lignites and bearing fossil remains (*Cerithium*, *Neritina*, *Streblus beccarii*), also grey clays with a fairly abundant microfauna of *Streblus beccarii*, *Nonion scapha*, *Robulus inornatus*, *Bulimina elongata*, *Ostracoda*. The thickness and sequence of these deposits vary (fig. 1); they are absent from the southern portion of the basin while towards the north, continental, freshwater and brackish deposits make their appearance, in the order named, and gradually increase in thickness (fig. 2).

The Upper Opolian is developed as a series of grey clays with numerous streaks and intercalations of fine-grained marly clays (Tegel facies). Intercalations of organodefritic or lithothamnian limestones are locally encountered among the marly clays of the Upper Opolian. Within the individual profiles of the Upper Opolian clay deposits — in the Schlier facies as well as in the Tegel facies — one can distinguish stratigraphic horizons characterised by the presence of foraminiferal assemblages (Alexandrowicz 1963): II A, II B — or II AB i.e. the Kraków assemblage — also assemblages II C and II D (Wieliczka assemblage). The clays here described are overlain by argillaceous shales intercalated by gypsums and anhydrites, and locally containing a rocksalt bed (fig. 4). This is the so called "gypsum horizon", currently recognised as the youngest stratigraphic horizon of the Upper Opolian.

The Upper Tortonian (Grabovian) is represented by grey marly clays with thin intercalations of fine-grained sands and mudstones. These clays yield characteristic foraminiferal assemblages III A, III B (Gliwice assemblage or III (fig. 5).

In the north-western part of the Upper Silesian basin the Upper Tortonian marine sediments are overlain by clays. At the base the clays contain lamelli-branchian remains from the genus *Syndesmya*, higher up an abundant continental flora (fig. 3). As equivalents of the Buhlow substage these sediments have been assigned to the Sarmatian.

#### MAJOR TECTONIC EVENTS

On the results of stratigraphic investigations it has been possible to determine the age of some tectonic structures as well as the relation of the Miocene deposits to a number of faults and graben structures. Dislocation of beds on faults is common in the Miocene tectonics. It has been observed in places where it involved chemical deposits, tuffites, or thin intercalations of re-deposited sediments, e.g. at Brzeszcze (fig. 6-Bc, fig. 7), Stanowice (fig. 6-St, fig. 8), Przyszowice (fig. 6-Ps, fig. 9) and Pławniowice (fig. 6-Pw, fig. 10). In the close neighbourhood of some faults, fans of sedimentary breccias — the so called fault breccias — have been observed. They formed during the successive phases of the rejuvenation of faults and the deepening of tectonic depressions (Alexandrowicz 1959b). Such alluvial fans are known from Filipowice (fig. 6-FI), Halemba and Kłodnica n/Chorzów (fig. 6-Hb, fig. 11), Ławki

n/Wesoła (fig. 6-Łk, fig. 12), Wyry n/Mikołów (fig. 6-WR) and from the vicinity of Chełmek (fig. 6-Ch). Tectonic contacts of Carboniferous and Miocene deposits suggesting the post-Miocene age of some faults are reported from the Ostrawa area where they were described by Petranek (1956). Moreover, in some places we note the occurrence of tectonic rectilinearly directed edges. These edges are well indicated in the sub-Miocene relief of the Carboniferous and Triassic surfaces at Smardzowice n/Lędziny (fig. 6-Sm, fig. 13), Jejkowice n/Rybnik (fig. 6-Jk, fig. 14), along the line Gorzyce-Wilamowice (fig. 6-Gr, Cz, WI), in the vicinity of Bieruń (fig. 6-Br) and at Olszyny n/Spytkowice (fig. 6-Ol, Sp, fig. 15).

Fold structures in Miocene deposits are extremely rare in the Upper Silesian basin. They have not been noted outside the vicinity of Lędziny (fig. 6-Ld). Lower Opolian deposits reliably indicate the Miocene age of the tectonic processes. These deposits attain their maximum thickness in the northern part of the area under consideration and it is there that they developed in a brackish facies. In the southern part of the Upper Silesian basin only a thin series of continental deposits or even their complete absence is noted. Hence, it is reasonable to suppose that during the Lower Opolian the southern periphery of the Upper Silesian basin was a land area more elevated than the central and northern portions of the basin. Subsequently, these hipsometric relations became tectonically inverted, and to-day deposits of the Lower Opolian of the northern part lie 300-700 m. higher up than those in the southern part. This supposition is confirmed by an analysis of the position of the transgressive Upper Opolian sediments. These probably were formed within an area whose morphology was poorly differentiated, while at present differences in altitude exceed 1000 m. The marine deposits of the Upper Opolian are characterised by greatly varied thicknesses, as a rule sediments of the Schlier facies attain a thickness many times greater than that of synchronous deposits of the Tegel facies. Hence we are dealing here with different rates of sedimentation which attained great intensity in the zones of subsidence (Schlier) while it proceeded slowly in areas with a stable bottom (Tegel).

The overthrusting of Flysch sediments (Cretaceous-Paleogene) onto Lower Tortonian deposits is a characteristic feature of the Miocene tectonics. The thrust plane obliquely truncates the various stratigraphic horizons of the Upper Opolian; in regions lying farther south Carpathian Flysch rocks rest on clays which contain foraminiferal assemblage II AB (vicinity of Cieszyn), while those farther north and east overlie clays containing assemblage II C (Brzozówka, Bachowice).

#### SEQUENCE OF TECTONIC EVENTS

An analysis of facial conditions in the Lower Opolian, and of the position of the transgressive deposits of the Upper Opolian in the Upper Silesian basin reasonably suggests a post-Lower Opolian age of the tectonic movements responsible for the formation of a number of graben and horst structures. The presence of faultbreccia fans in Upper Opolian sediments (Kłodnica-Halemba, Ławki, Wyry) probably indicates the gradual formation of some faults during the sedimentation of Tortonian marine deposits. The formation of tectonic depressions of that period locally speeded up the rate of subsidence which had a strong bearing on the distribution of the chief Upper Opolian facies (Schlier, Tegel) and on the thickness of deposits in the particular stratigraphic horizons. The synsedimentary character of the Miocene tectonic movements is thus reasonably suggested.

In the area under consideration five zones may be distinguished as regards the thickness and facial development of their Upper Opolian and Upper Tor-



tonian sediments. Their direction is nearly E-W (fig. 16). Within a belt stretching very close to the Carpathian margin (fig. 16-A) a considerable thickness is observable in clay-sandy deposits of the Schlier type (locally even sandy and sandy-gravelly deposits of the molasse type) which contain foraminiferal assemblages II AB and II C. Somewhat farther north (fig. 16-B) occurs a thin series of clay-marly (Tegel) deposits within a horizon containing the foraminiferal assemblage II AB, while very thick clays, intercalated by sands (Schlier), are encountered in horizon containing assemblage II C. In the central zone (fig. 16-C) the Tegel facies occurs throughout the profile of Upper Opolian sub-gypsum clays (horizon with foraminiferal assemblages II A-D) while a considerable thickness is attained by deposits of the gypsum horizon, partly also by the Upper Tortonian clays. It is interesting to note here the presence of higher-order evaporites (rocksalt). In the vicinity of Bojków and Gliwice (fig. 16-D) a whole series of Lower Tortonian deposits is very poorly developed while Upper Tortonian sediments are represented by a relatively thick argillaceous series of a Schlier-like type. In areas lying farther north (fig. 16-E) the individual stratigraphic horizons of the Tortonian attain small thicknesses and the Schlier facies does not occur earlier than in the uppermost Tortonian. These facts probably indicate that the Tortonian graben movements first occurred in the southern part of the Upper Silesian basin, and that with time, decreasing in amplitude, they gradually involved areas lying farther north. In this connection the axis of the sedimentary basin was gradually shifted from the south northwards, causing the diachronic transition of the argillaceous-arenaceous (Schlier) facies into successively younger stratigraphic horizons (fig. 17).

A similar development pattern of the pre-Carpathian foredeep is indicated in areas lying farther east, the time of the formation of the foredeep being here referable to the Upper Tortonian and the Sarmatian. Going along the Carpathian margin in a W-E direction we can observe in the particular horizons the passage of the considerably thick Schlier facies into gradually younger series. In the areas of Cieszyn and Kraków the maximum thickness is attained by deposits of the Upper Opolian, between Kraków and Rzeszów by those of the Upper Tortonian, while still farther east by those of the Sarmatian (fig. 18). Thus, during the Tortonian and the Sarmatian the most rapid subsidence advanced in two directions: S-N and W-E. This process was of the utmost importance in the formation of the pre-Carpathian foredeep. The overthrust plane of the Flysch deposits onto the Miocene strata stretches along the Carpathian margin, obliquely to the stratigraphic horizons of the Tortonian and the Sarmatian (fig. 18). It is reasonable to suppose that this overthrust did not occur in result of a detached tectonic event during a definite brief time interval, but that its formation in the particular areas followed directly the strong subsidence and graben-forming period in the forefield of the Carpathian margin.

*Department of Geology  
of the Academy of Mining and Metallurgy  
Kraków, Al. Mickiewicza 30  
Kraków, May 1963*

---