

Eugeniusz GŁOWACKI, Henryk JURKIEWICZ, Piotr KARNKOWSKI

## Geologia rejonu Przemysła w świetle głębokich wierceń

### WSTĘP

Zagadnieniem podziału stratygraficznego miocenu, tektoniką i jego litofacjalnym rozwojem w rejonie Przemysła zajmowało się dotychczas wielu badaczy. Pogląd na dzisiejszy obraz tektoniczny omawianej części Przedgórza Karpat powstał w wyniku badań J. Niedźwiedzkiego (1901), T. Wiśniowskiego (1908), J. Czarnockiego i K. Kowalewskiego (1933, 1935) oraz nowszych opracowań H. Teisseyre'a (1936), Z. Obuchowicza (1963), R. Ney (1957, 1958), Z. Wilczyńskiego (1961) i J. J. Zielińskiego (1963).

Wiele miejsca w literaturze zajmują sprawy dotyczące bliższego określenia pozycji stratygraficznej warstw miocenu omawianego obszaru. B. Bujalski (1931), J. Czarnocki (1934), B. Świdorski (1936), M. J. Siemrowa (1955) na podstawie analogicznych cech miocenu w Rumunii zaliczyli utwory przykarpackiej formacji solonośnej do miocenu dolnego — akwitaniu i burdygału. W takim ujęciu utwory te widzi także R. Ney (1957). J. Nowak (1938) i H. Teisseyre (1936) formację solonośną zaliczają do helwetu, a nawet do tortonu dolnego, w analogicznej pozycji jak warstwy solonośne Wieliczki i Bochni.

K. Tołwiński (1927) wydziela warstwy stebnickie w okolicy Stebnika i zalicza je do helwetu. Na rozpatrywanym obszarze w dolnej części warstw stebnickich notowane są zlepieńce (J. Niedźwiedzki, 1901; T. Wiśniowski, 1908; H. Teisseyre, 1936), które R. Ney (1957, 1958) wydzielił pod nazwą zlepieńców z Dubnika. R. Ney przedstawił serię stebnicką w ujęciu dwudzielnym: dolną jako zlepieńce z Dubnika i górną jako serię pstrą.

K. Tołwiński (1950) na podstawie licznych obserwacji kontaktu warstw stebnickich i dolnomiocenijskiej formacji solonośnej wykazuje stopniowe przejście między wymienionymi seriami. A. E. Michajłow (1951) stwierdza, że warstwy stebnickie w spągu przechodzą w warstwy dobrotowskie. Nad warstwami stebnickimi H. Cizancourt (1926) pomiędzy Świcą a Dukwią wyróżnia grubo kompleks warstw balickich i po raz pierwszy używa tej nazwy dla podobnych utworów obszaru Przemysł — Chyrów. Ostatnio charakterystykę warstw balickich w okolicy Przemysła porusza

R. Ney (1957, 1958) i przyjmuje za B. Böhm (1939) i M. J. Sierową (1955) dla wymienionej serii wiek dolnotortonński.

Sedymentację warstw dolnego tortonu według R. Neya kończą warstwy gipsowe, odpowiadające formacji solonośnej kałuskiej górnej (T. Chlebowski, 1947) oraz gipsom przypodolskim. J. Czarnocki i K. Kowalewski (1933), H. Teisseyre (1936) i B. Böhm (1939) wyróżniają i podają charakterystykę zlepieńców radyckich. Środkowotortonński wiek tych zlepieńców ustalił B. Böhm (1939) na podstawie makrofauny. Należy tu także wymienić opracowanie W. Friedberga (1938) dotyczące makrofauny z wierceń okolic Chodnowic, Balic i Nowosiółek oraz z odkrywek okolic Pleszowic, Popowic i Chrapic, na podstawie której wyróżnił tu utwory dolnego sarmatu.

Ostatnio R. Ney (1958) przeprowadził analizę zagadnień tektonicznych i omówił zagadnienia poszukiwawcze w miocenie pod nasunięciem Karpat, a także i w elementach wglębnych, otulonych utworami miocenu.

Dotychczasowe opracowania dotyczące miocenu rejonu Przemysła i obszaru leżącego dalej na wschód z wyjątkiem mielicznych (W. Friedberg, 1938; Z. Obuchowicz, 1963; Z. Wilczyński, 1961; J. J. Zieliński, 1963) odnoszą się do badań powierzchniowych.

Celem naszego artykułu jest przedstawienie wyników uzyskanych w oparciu o głębokie wiercenia, przebijające miocen jednostki wewnętrznej wraz z zafaldowanymi w nim elementami wglębnymi — karpackimi, miocen zewnętrzny — autochton i jego podłoże. Nowe dane dotyczą przede wszystkim stratygrafii opartej na badaniach mikrofaunistycznych, rozwoju litologicznego i tektoniki miocenu autochtonicznego (spod nasunięcia stebnickiego i karpackiego), jak również stosunku miocenu stebnickiego do autochtonu i Karpat. Chcemy również dołączyć nowe spostrzeżenia dotyczące litologii i stratygrafii miocenu stebnickiego i zawartej w nim mikrofauny.

Odnośnie do miocenu strefy zewnętrznej autorzy na podstawie badań litologicznych i mikrofaunistycznych dochodzą do wniosku, że stosowanie starszego podziału tortonu Przedgórze Karpat na dolny, środkowy i górny nie znajduje bliższego uzasadnienia. Bardziej realny wydaje się nam podział przyjęty już przez W. Friedberga (1931) na torton dolny i górny. Dwudzielny podział tortonu stosuje również K. Kowalewski (1958), W. Krach (1962) i E. Łuczowska (1964). Podział tortonu na dolny i górny stosowany jest również w radzieckiej części Przedgórze Karpat (L. S. Piszwanowa, 1960; M. J. Sierowa, 1955). Wobec tego zachodzi konieczność włączenia do sarmatu dolnego (wydzielonego w ujęciu J. Nowaka, 1938 i Z. Kirchnera, 1956) górnego tortonu oraz szarych łupków leżących ponad horyzontem gipsowo-anhydrytowym do tortonu górnego.

\*

\*

\*

Na zakończenie pragniemy wyrazić słowa podziękowania prof. drowi A. Tokarskiemu i prof. drowi S. Wdowiarzowi, z którymi mieliśmy możliwość odbycia wspólnych pożytecznych wycieczek w region przemyski dyskutując na miejscu zagadnienia budowy geologicznej omawianego obszaru.

Pragniemy również podziękować Kolegom z Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Jaśle, z którymi w ciągu szeregu lat stykaliśmy się codziennie z zagadnieniami budowy rejonu przemyskiego od czasu pierwszych wierceń kartujących do odkrycia zasobnych złóż gazu. Słowa te należą się zwłaszcza Kol. Kol. mgr B. Ciskowi, mgr inż. J. Czernickiemu, mgr inż. M. Tomaszewskiemu, mgr Cz. Fikowi, inż. E. Konarskiemu, którzy opracowywali projekty wierceń i robót geologicznych oraz dokumentację złóż (nie wymienione w spisie literatury).

Specjalne słowa podziękowania kierujemy do recenzentów naszej pracy — dr E. Łuczkowskiej i dra R. Neya, którzy swoją wnikliwą analizą wnieśli wiele nowych uwag uwzględnionych w niniejszym opracowaniu, przez co praca zyskała znacznie na wartości.

Dziękujemy też prof. drowi F. Biedzie, który nie tylko przejrzał tekst, lecz i udzielił wiele cennych wskazówek.

## LITOSTRATYGRAFIA

### PODŁOŻE MIOCENU

W podłożu miocenu w rejonie Przemyśla stwierdzono dotychczas jedynie utwory prekambryjskie które reprezentowane są przez sfilityzowane łupki ilaste i mułowce z nielicznymi wkładkami drobnoziarnistych, skwarcytyzowanych piaskowców.

Wspomniane utwory prekambryjskie dość szczegółowo zostały omówione w kilku pracach (P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961; E. Głowacki i P. Karnkowski, 1963; E. Głowacki, P. Karnkowski, Cz. Żak, 1963). Przeprowadzone ostatnio badania mikrosporowe próbek z otworu J-10 z głębokości 2581,70÷2588,70 m wykazały podobny zespół mikrospor jak w innych rejonach, cytowanych w pracy E. Głowackiego, P. Karnkowskiego i Cz. Żaka (1963). Spotkano tu następujące formy: *Ocridoligotriletum kryštofovichi* (N a u m. et T i m.), *Mycteroligotriletum* T i m. Oznaczenia zostały wykonane przez J. Jagielską. Według B. W. Timofiejewa pierwsza forma pojawia się w ryfeju i sięga do ordowiku, druga zaś znana jest od proterozoiku do środkowego kambru.

### MIOCEN AUTOCHTONICZNY

W obrębie miocenu autochtonicznego, rozpościerającego się przed nansunięciem stebnickim i karpackim, wyróżnia się dolny i górny torton oraz dolny sarmat. Miocen ten przeanalizowano w kilku głębokich otworach wiertniczych (J-6, 10, 16, 25 i 26 oraz P-1, 14, 4, 2, 3, 7) oraz w szeregu płytkich.

#### TORTON DOLNY

Utwory dolnego tortonu autochtonicznego w okolicy Przemyśla dają się podzielić litologicznie na warstwy baranowskie i warstwy anhydrytowe.

#### Warstwy baranowskie

Warstwy baranowskie podścielające warstwy anhydrytowe w rejonie Przemyśla rozwinięte są dość nierównomiernie. Miąższość ich wynosi tu od kilkudziesięciu cm do około 10 m.

Na SE od Przemyśla są one rozwinięte od dołu w postaci szarozielonawych i słabo zwięzłych piaskowców. Piaskowce te, których miąższość nie przekracza kilkudziesięciu cm, są na ogół drobnoziarniste i składają się przede wszystkim z ziarn kwarcu o średnicy 0,1÷0,5 mm, a sporadycznie do 2 mm. Większe ziarna są przeważnie dobrze obtoczone. Spoiwo jest na ogół skąpe i składa się z mikroskopijnych łuseczek montmorillonitu i kaolinitu. Na uwagę zasługuje szczególnie obfita zawartość glaukonitu i pirytu. Omawiane piaskowce różnią się znacznie od piaskowców serii nadanhydrytowej.

Wyższe partie warstw baranowskich składają się z szarozielonawych łupków ilastych oraz szarokremowych i szarych margli z licznymi wkładkami i laminami bentonitów. Łupki i margle są częściowo spiaszczone i zawierają drobne szczątki organiczne, wśród których przeważają otwornice. W utworach tych występuje w drobnej ilości glaukonit oraz zdarzają się ziarenka średniozasadowych plagioklazów i blaszki biotyty. Oprócz tego widoczna jest w nich znaczna domieszka montmorillonitu oraz niekiedy zdarzają się drobne fragmenty mniej lub bardziej przeobrażonego szkliwa wulkanicznego.

Wkładki i laminy bentonitowe zbudowane są głównie z montmorylonitu. Zawierają one także obfitą ilość średniozasadowych skaleni oraz częściowo odzielonych i niekiedy przeobrażonych w chloryt blaszek biotyty. Tu i ówdzie znajdują się jeszcze fragmenty słabo przeobrażonego szkliwa wulkanicznego. Przypuszczać należy, że bentonity te pochodzą z przeobrażenia tufitów dacytowych, na co wskazuje w szczególności obecność średniozasadowych skaleni i licznych blaszek biotyty.

Warstwy baranowskie na opisywanym obszarze są dość charakterystyczne pod względem litologicznym. Uwagę zwraca w nich przede wszystkim obfita zawartość materiału piroklastycznego, który zapewne został naniesiony z południa, tj. z obszaru położonego po wewnętrznej stronie łuku karpackiego, gdzie niemal przez cały okres neogenu czynna była intensywna działalność wulkaniczna. Z okresu dolnego tortonu na obszarze zapadliska wschodniosłowackiego i Zakarpackiej Ukrainy znane są nagromadzenia dużej ilości tufów i tufitów (E. Głowański, 1963; W. Parachoniak, 1962).

### Warstwy anhydrytowe

Anhydryty w stosunku do warstw baranowskich tworzą poziom bardziej stały i wyrównany. Miąższość ich, stwierdzona na podstawie rdzeni i bocznego sondowania elektrycznego, wynosi od 5 do 18 m. Anhydryty są na ogół szare i drobno- lub średniokrystaliczne oraz grubo- i cienkoławicowe. Szczególnie w spągowej partii posiadają one liczne laminy oraz wkładki ciemnych łupków ilastych i rozpadają się na cienkie płytki.

Pod względem petrograficznym nie jest to seria zbyt urozmaicona. Miejscami tylko widoczne są nieznaczne przejścia do białych i bardzo drobnokrystalicznych alabastrów lub żółtawych partii grubokrystalicznych.

W obrębie utworów dolnego tortonu wyróżnia się jeden poziom mikrofaunistyczny (1) — z *Candorbulina universa*, *Globigerinoides triloba*, *Uvigerina brunensis* i *Pseudotriplasia* sp. Występuje on

w osadach tortonu podanhydrytowego, które w obszarze Jaksmanic mają niewielkie miąższości i spoczywają bezpośrednio na podłożu prekambryjskim. Fauna tego poziomu jest liczna i złożona z *Candorbulina universa* Jedl., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides triloba* (Reuss), *Uvigerina asperula* Czjzek., *Uvigerina brunensis* Karrer, *Epoides haidingeri* d'Orb., *Cibicides pseudoungerianus* Cushman., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *Globorotalia scitula* Brady, *Eponides omnivagus* Łuczka., *Sigmoilina tenuissima* Reuss), *Pseudotriplasia* sp., *Haplophragmoides* sp. i *Dendrophrya* sp.

#### TORTON GÓRNY

Utwory tortonu górnego, leżącego bezpośrednio na poziomie anhydrytowym, wykształcone są głównie w postaci szarych lub szarozielonawych łupków ilastych z laminami mułków oraz cienkimi wkładkami piaskowców. Dość często występują tu kilkucentymetrowej miąższości wkładki bentonitów lub tufitów (W. Parachoniak, 1962). Miąższość utworów górnego tortonu wynosi 30÷50 m.

Piaskowce górnortortonńskie są szare lub jasnoszare, drobnoziarniste, o spoiwie wapnisto-ilastym. Wśród materiału detrytycznego, w przeciwieństwie do piaskowców z warstw baranowskich, występuje znaczna domieszka skaleni i muskowitu. Skalenie należą głównie do kwaśnych plagioklazów i skaleni potasowych. Typ bentonitów jest podobny do dolnotortonńskich.

W tortonie górnym można wyróżnić jeden charakterystyczny poziom faunistyczny (2), mianowicie poziom dendrofriono-globigerynowy z licznymi miliolidami. Najczęściej spotykane są tu: *Dendrophrya* ex gr. *excelsa* Grzyb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Ammodiscus miocenicus* Karrer. Sporadycznie trafiają się także i inne formy: *Valvulineria friedbergi* Bieda, *Gyroïdina neosoldani* Brotzen, *Discorbis* sp. i *Glandulina laevigata* d'Orb. W całej opisanej serii skał występują spirialisy widoczne okiem nieuzbrojonym (H. Jurkiewicz, P. Karnikowski, 1961).

#### SARMAT

Sarmat podobnie jak torton górny wykształcony jest głównie w postaci serii ilasto-piaszczystej. Są to szare lub ciemnoszare łożypki oraz szare i jasnoszare piaskowce. Tu i ówdzie zdarzają się w dalszym ciągu cienkie wkładki bentonitów.

Spiaszczenie serii sarmackiej w rejonie Przemyśla jest na ogół małe, grubsze wkładki piaskowców spotyka się dopiero na głębokości około 1000 m., a następnie w pewnych partiach poniżej 1300 m aż do spagu sarmatu. Przeważają łupki z bardzo nielicznymi tylko wkładkami piaskowców o miąższości od kilku do kilkunastu cm.

Piaskowce występujące poniżej głębokości 1000 m znacznie się różnią makroskopowo od leżących wyżej. Są one bowiem bardziej zbite, o spoiwie ilastym, często też o splywowej strukturze i skorupowej oddzielności. Natomiast piaskowce występujące w wyższych partiach częściej przechodzą w luźne piaski.

Ogólnie piaskowce sarmackie są drobno- lub średnioziarniste, glaukonityczne i przeważnie o spoiwie ilasto-wapnistym. Materiał detrytyczny jest słabo obtoczony lub ostrokrawędzisty i składa się z ziarn kwarcu i skaleni oraz blaszek łyszczyków. Zdarzają się też drobne odłamki skalne, pochodzące (sądząc ze składu petrograficznego i struktury) z rozkruszenia skał typu granitowego, gnejsów i łupków kwarcowo-łyszczykowych. Skalenie, których zawartość wynosi od 10 do 15%, reprezentowane są przez ortoklaz, mikroklin i mikropertyt oraz plagioklasy rzędu albit-oligoklaz. Wśród łyszczyków występuje przeważnie muskowitz, rzadziej biotyt. Ogólnie stwierdzić można, że pod względem składu petrograficznego piaskowce sarmackie podobnie jak górnortortonskie zbliżone są do karpackich, a szczególnie krośnieńskich. Wynika stąd, że osady mioceńskie już od górnego tortonu pochodzą głównie bezpośrednio z rozmycia serii karpackich, lub też częściowo z tych samych obszarów alimentacyjnych, które dostarczyły materiału do basenu karpackiego.

Należy jeszcze wspomnieć, że zarówno łupki, iłołupki oraz piaskowce sarmackie, jak i górnortortonskie dość często zawierają obfity zwęglony detrytus roślinny.

Mięszość warstw sarmatu w omawianym rejonie dochodzi do około 2400 m, a więc jest znacznie większa od mięszości tortonu dolnego i górnego łącznie. W Chodniowicach, po stronie ZSRR, mięszość utworów sarmatu wynosi 2600 m.

Utwory sarmatu w rejonie Przemyśla zawierają na ogół niewielką faunę otwornicową, wśród której można wydzielić cztery zasadnicze poziomy mikrofaunistyczne. Są to: poziom dość licznej fauny mieszanej — podanomalinooidesowy, poziom anomalinooidesowy, poziom ubogiej, mieszanej fauny przeważnie allochtonicznej — nadanomalinooidesowy, poziom elfidiowo-miliolidowy.

Poziom podanomalinooidesowy (3) zawiera dość liczną faunę. Początkowo spotyka się jeszcze elementy faunistyczne tortonu górnego, mianowicie nieliczne *Quinqueloculina akneriana*, które jednak szybko zanikają, a zwiększa się ilość elfidiów, bulimin, nonionów i globigeryn z niewielką domieszką otwornic aglutynujących redeponowanych. Z liczniej występujących otwornic wymienić należy: *Elphidium orispum* (Linneé), *Elphidium angulatum* (Egger), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Bulimina elongata* d'Orb., *Amonia beccari* (Linneé), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Nonion scaphum* (F. et M.), *Nonion pompilioides* (F. et M.), *Nonion soldani* d'Orb., *Quinqueloculina akneriana* d'Orb. i *Quinqueloculina reussi* Bogd.

Poziom anomalinooidesowy (4) charakteryzuje się licznym występowaniem *Anomalinooides dividens* Łuczak. Spotyka się tu również kilkumetrowej mięszości warstwy bez fauny lub zawierające ubogą faunę z pojedynczymi anomalinooidesami i buliminami, a także warstwy bogate w faunę elfidiowo-nonionidową. Oprócz *Anomalinooides dividens* występują: *Bulimina elongata* d'Orb., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *C. pseudoungerianus* Cushman, *C. lobatulus* (W. et J.), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Elphidium angulatum* (Egger), *E. crispum*, *E. macellum* (F. et M.), a także sporadycznie spirytizowane drobne małże, spirialisy, okrzemki oraz aglutynujące i wa-

pienne formy paleogeńskie i kredowe na złożu wtórnym. W strefach bez fauny często występuje detrytus roślinny i konkrecje pirytowe.

P o z i o m n a d a n o m a l i n o i d e s o w y (5) zawiera na ogół ubogą faunę otwornicową. Najczęściej spotyka się otwornice należące do rodzajów: *Globigerina*, *Asterigerina*, *Elphidium*, *Bulimina* oraz *Ammonia beccarii*. Ta ostatnia forma jest dla tego poziomu charakterystyczna. Stąd można by przypuszczać, że w rejonie Przemyśla występuje pewne podobieństwo do poziomu wydzielonego w basenie zewnętrznym Moraw przez T. Budaya i J. Cichą (1957), tj. poziomu *Rotalia*, *Bulimina*, *Bolivina* i *Spiroplectamina* w tortonie górnym.

W opisywanym poziomie występują także dość liczne otwornice na złożu wtórnym. Są to najczęściej karpackie, paleogeńskie formy aglutynujące, jak *Hormosina ovulum*, *Recurvoides walteri*, *Recurvoides deflexiformis*, *Cyclammmina amplexans* oraz otwornice wapienne przeważnie wieku kredowego: *Globotruncana* i *Gümbelina*. Rzadko spotyka się spirytizowane spirialisy, drobne małże, okrzemki oraz detrytus w partii dolnej. Opisany poziom odpowiada prawdopodobnie trzem poziomom wydzielonym przez Z. Kirchnera (1956) w rejonie Mielca: dolnemu poziomowi fauny ubogiej, środkowemu poziomowi fauny bogatej i dolnemu poziomowi fauny ubogiej, a odnoszącym się według tego autora do tortonu górnego.

P o z i o m e l f i d i o w o - m i l i o l i d o w y (6) odpowiada prawdopodobnie poziomowi artikulinowo-elfidiowemu wydzielonemu przez Z. Kirchnera (1956). W rejonie Przemyśla artikuliny reprezentowane są bardzo rzadko, licznie natomiast występują drobne miliolidy. Z charakterystycznych otwornic tego zespołu należy wymienić: *Elphidium hauerinum* (d'Orb.), *E. listeri* (d'Orb.), *E. angulatum* (Egger), *E. aculeatum* (d'Orb.), *Quinqueloculina reussi* Bogd., *Q. costata* d'Orb., *Q. obliqua* Reuss, *Q. complanata* Gerke et Isajewa, *Triloculina consobrina sarmatica* Gerke, *Nonion tuberculatum* (d'Orb.) i *N. granosum* (d'Orb.). Inne otwornice z rodzajów: *Globigerina*, *Bulimina* i *Nodogenerina* występują tu sporadycznie. Bardzo często w dolnej części opisywanego zespołu spotyka się masowo zniszczone, drobne miliolidy.

Tak więc w tortonie i sarmacie miocenu autochtonicznego w obszarze Przemyśla mamy 6 poziomów korelacyjnych otwornic.

P o z i o m (1) z *Candorbulina universa*, *Globigerinoides triloba*, *Uvigerina brunensis* i *Pseudotriplasia* sp. jest typowy dla utworów tortonu dolnego nie tylko w obszarze Przemyśla, lecz także i na dalszych obszarach Przedgórze Karpat w strefie anhydrytowej. Poziom ten odpowiada dolnotortońskiemu poziomowi dendrofriowemu I, wydzielonemu przez Z. Kirchnera (1956) w okolicy Mielca i Niwisk oraz poziomom wydzielonym dla tego przydziału tortonu przez S. Alexandrowicza (1958), E. Łuczkovską (1964) dla innych obszarów Przedgórze Karpat. Poziom ten odpowiada również poziomom dolnotortońskim wydzielonym na obszarze Czechosłowacji (I. Cicha, 1961; T. Buday, I. Cicha, 1957) i w zapadlisku przedkarpackim na obszarze USSR (L. S. Piszwanowa, 1960). W osadach chemicznych (anhydryty) fauny brak.

P o z i o m (2) dendrofriowo-globigerynowy z licznymi miliolidami występuje nad serią anhydrytową. Jego miąższość waha się w granicach

Tabela 1

## Miocénskie poziomy mikrofaunistyczne Polski

Stratygrafia	H Jurkiewicz Przedgórze Karpat Środkowych	E. Łuczowska 1964 Tarnobrzeg — Chmielnik	Z. Kirchner 1956 Przedgórze Karpat Środkowych		S. Alexandrowicz 1958 Obszar śląsko-kra-kowski
	poziomy otwornicowe	poziomy mikrofaunistyczne	poziomy mikrofaunistyczne		zespoły mikrofauny
Dolny sarmant	elfidiowo-miliolidowy	z <i>Elphidium hauerinum</i>	—		—
		z <i>Quinqueloculina sarmatica</i>	sarmat a	ubogi	
		z <i>Quinqueloculina karreri ovata</i>	artikulino-elfidiowy		
	nadanomalinoi-desowy	z <i>Anomalinoi-des dividens</i>	torton górny	górny ubogi	IV B
	anomaloide-sowy			środk. bogaty	
	podanomalinoi-desowy			dolny ubogi	
	anomalinowy				
		nieokreślony	IV A		
Górny torton	kwinkwelokulino-owy	z <i>Cibicides crassiseptatus</i>	torton środkowy	milio-lidowy	III C
	dendrofriony	z <i>Neobulimina longa</i>		bulimino-owy	
	globigerynowy		dendrofriony II	III B	
			warstwa globigerynowa		III D
			warstwa radiolariowa		
	warstwa płonna	III A			
Dolny torton	osady chemiczne	gipsy	poziom osadów chemicznych		poziom gipsowy
	<i>Candorbulina univ-ersa</i> <i>Globigerinoides triloba</i> <i>Uvigerina brun-nensis</i> <i>Pseudotriplasia sp.</i>	z <i>Uvigerina costai</i>	denarofriony I	warstwa buliminowa	II D
		z <i>Candorbulina univ-ersa</i>		warstwa wal-wulineriowa	II C
				warstwa przejściowa	
				warstwa orbulinowa	
			uwigerynowy	II B	II AB
			II A		
			I B	I C	I D
		I A			



około 50 m. Odpowiada on trzem poziomom wydzielonym przez Z. Kirchnera, a to: globigerynowemu, dendrofriowemu II i miliolidowemu w obszarze Mielca i Niwisk w tortonie środkowym. Dendrofrie, globigeriny i kwinkwelokuliny w okolicy Przemysła występują w mniejszej lub większej proporcji w całej opisanej przez nas miąższości tortonu górnego, co więcej, fauna jest tu uboższa i gorzej zachowana aniżeli na obszarze Mielca i Niwisk. Odpowiada on również wydzielonym przez E. Łuczkovską (1964) dla obszaru Tarnobrzeg — Chmielnik poziomom z *Neobulimina longa* i *Cibicides crassiseptatus*, sądząc z cytowanych przez autorkę gatunków występujących w tych poziomach, jak również poziomom III A, III B i III C opisywanym przez S. Alexandrowicza (1958) z obszaru śląsko-krakowskiego. Podobieństwo poziomów mikrofaunistycznych obszaru Przemysła i zapadliska przykarpackiego USSR daje się łatwością zauważyć biorąc pod uwagę skład gatunkowy poziomów z *Amonia beccari*, *Cassidulina orista*, *Globigerina bulloides* i *Radiolaria* przedzielonych poziomem otwornic aglutynujących z *Bulimina*. Poziomy o podobnym składzie gatunkowym cytowane są dla tortonu górnego z obszaru Czecho-słowacji (I. Cicha, 1961; T. Buday, I. Cicha, 1957).

Poziom (3) podanomalinoidesowy ma cechy przejściowe pomiędzy tortonem górnym a sarmatem, stąd nieliczne kwinkwelokuliny (*Quinqueloculina akneriana*) charakteryzujące głównie torton górny oraz w wyższych partiach liczne elfidia i pojedyncze anomalinoidezy, typowe dla dolnego sarmatu. Poziom podanomalinoidesowy nie jest dotychczas w literaturze podawany, chociaż Z. Kirchner (1956) wymienia pod poziomem anomalinowym poziom nieokreślony, który najprawdopodobniej odpowiada naszemu poziomowi podanomalinoidesowemu. W obszarze Przemysła należy go wymienić ze względu na dużą miąższość osadów (do 300 m), jaką ten poziom reprezentuje (Jaksmanice 6, 16). Występująca w tym poziomie fauna jest dość obfita, lecz mało zróżnicowana gatunkowo.

Bardzo stały jest poziom (4) anomalinooidesowy, odpowiadający wydzielonemu przez Z. Kirchnera w rejonie Mielca poziomowi anomalinowemu oraz opisanemu przez S. Alexandrowicza (1958) zespołowi IV A i poziomowi z *Anomalinooides dividens* wymienionemu przez E. Łuczkovską (1964) z obszaru Chmielnika — Tarnobrzegu. Poziom ten wyróżniony jest również pod nazwą *Cibicides badenensis* z obszaru zapadliska przedkarpackiego i zakarpackiego USSR (I. W. Wengliniski, 1962; L. S. Piszwanowa, 1960).

Poziom (5) nadanomalinoidesowy charakteryzujący się ubogą fauną otwornicową z przejściami do warstw bez otwornic odpowiada prawdopodobnie trzem poziomom wydzielanym przez Z. Kirchnera: poziomowi fauny ubogiej, środkowemu poziomowi fauny bogatej i dolnemu poziomowi fauny ubogiej, jak również zespołowi IV B — wydzielonemu przez S. Alexandrowicza (1958) dla obszaru śląsko-krakowskiego.

Poziom (6) elfidiowo-miliolidowy posiada duże rozprzestrzenienie. Odpowiada on na pewno wydzielonemu przez Z. Kirchnera (1956) poziomowi artikulinowo-elfidiowemu oraz poziomom z *Quinqueloculina karri ovata*, *Q. sarmatica* i *Elphidium hauerinum*, wydzielonym dla wyższej części dolnego sarmatu przez E. Łuczkovską (1964) dla obszaru Chmielnik — Tarnobrzeg. Nasz zespół można również porównać do wy-

dzielonego przez M. J. Sierową (1955) horyzontu C I i C II dla obszaru zapadliska przedkarpackiego. Odpowiada on również poziomowi z *Quinqueloculina reussi* wydzielonemu przez J. W. Wenglinskiego (1962) i L. S. Piszwanową (1960). Zespół o podobnym do naszego składzie opisano również z basenu wewnętrznego CSSR (T. Buday, I. Cicha, 1957).

Podział miocenu autochtonicznego wprowadzony w tej pracy odpowiada ogólnie podziałowi W. Kracha (1962) i E. Łuczowskiej (1964). Wydzielenia stosowane przez nas różnią się natomiast od podziału przyjętego przez Z. Kirchnera (1956). Z. Kirchner wprowadza za J. Nowakiem (1938) trójpodział tortonu, tj. torton dolny, środkowy i górny, dokumentując go poziomami mikrofaunistycznymi. W. Krach (1962), jak też autorzy tej pracy przyjmują podział na torton dolny i górny. Wzmianka na ten temat ukazała się już wcześniej w artykule H. Jurkiewicza i P. Karnkowskiego z 1961 r. Różnice w podziale odnoszą się głównie do serii nadanhydrytowej. Z. Kirchner (1956) wydzielił bezpośrednio nad anhydrytami torton środkowy, a wyżej torton górny i sarmat dolny. W myśl ostatniego podziału W. Kracha oraz podziału przyjętego przez autorów artykułu wydzielony przez Z. Kirchnera torton środkowy należy zaliczyć do tortonu górnego, natomiast torton górny i sarmat dolny w całości należą do sarmatu. Włączenie tortonu górnego w ujęciu Z. Kirchnera do sarmatu jest uzasadnione faunistycznie, albowiem w całej omawianej serii występuje fauna elfidiowo-miliolidowa z anomalinoidesami, tworząc tylko w niektórych partiach sarmatu większe zgrupowania tych form, pozwalające na wydzielenie charakterystycznych poziomów, np. anomalinoidesowego i elfidiowego. Ogólny charakter mikrofauny w całej serii zaliczonej przez nas do sarmatu jest prawie jednolity i nie daje podstaw do wydzielenia sarmatu dolnego i tortonu górnego, zaczynającego się poziomem anomalinoidesowym, spoczywającym na tortonie środkowym, jak to chciał widzieć Z. Kirchner.

Wprowadzając przedstawione wydzielenia nawiązujemy do podziału miocenu Przedgórze Karpat Wschodnich, stosowanego już od dawna przez geologów radzieckich (L. S. Piszwanowa, 1960; M. J. Sierowa, 1955; J. W. Wenglinski, 1962) i geologów czeskich (M. Vašíček, 1951; T. Buday, I. Cicha, 1957; I. Cicha, 1961) oraz do nowych podziałów miocenu Polski (E. Łuczowska, 1964; W. Krach, 1962).

#### MIOCEN JEDNOSTKI STEBNICKIEJ STREFY WEWNĘTRZNEJ

Na podstawie starszych prac omawianych we wstępie artykułu wynika, że miocen serii stebnickiej w rejonie Przemyśla rozwinięty jest w granicach od akwitany lub burdygału do środkowego albo górnego tortonu. Według N. R. Ładyżeńskiego i W. J. Antipowa (1961) w kierunku wschodnim od Przemyśla, na obszarze Zachodniej Ukrainy, rozwinięte są także wyższe poziomy należące do dolnego sarmatu włącznie (warstwy halickie).

Miocen jednostki stebnickiej, czyli wewnętrznej strefy Przedgórze jest pod względem litologicznym bardzo zróżnicowany, ale równocześnie bardzo ubogi w skamieniałości. Wskutek tego brak jest dotychczas jednolitego jego rozpoziomowania i określenia pozycji stratygraficznej dla poszczególnych wydzielanych warstw.

Podstawą do dalszych rozważań na temat serii jednostki stebnickiej na omawianym obszarze może być ujęcie R. Ney'a (1957), jakkolwiek w niektórych przypadkach odbiega ono od schematu przyjmowanego ostatnio przez geologów radzieckich, którzy na swoim obszarze mają znacznie więcej obserwacji. Geolodzy radzieccy i polscy stosują niekiedy odmienne nazwy dla tych samych warstw.

R. Ney wyróżnia w miocenie na południe od Przemyśla (idąc od dołu) przykarpacką formację solonośną (akwitan — burdygał), warstwy stebnickie — zlepieńce z Dubnika z pstrą serią w stropie (helwet), warstwy balickie i anhydrytowe (opolian) oraz warstwy pokuckie z lokalnie występującymi zlepieńcami radyckimi (grabowian). Wyróżniane są ponadto ility pokuckie górne i warstwy z Chraplic (bułtów) oraz sarmat dolny. Te ostatnie dotyczą już obszaru położonego na północ od nasunięcia stebnickiego.

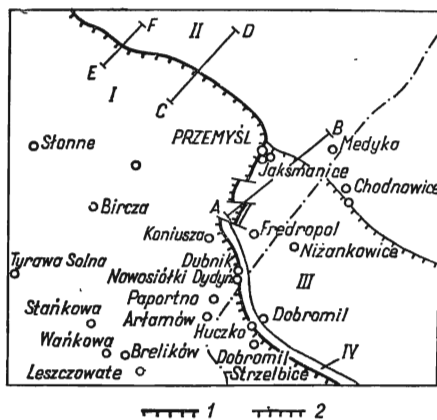
#### PRZYKARPACKA FORMACJA SOLONOŚNA

Przykarpacka formacja solonośna znana jest dotychczas jedynie z otworu Jaksmanice 26, usytuowanego na brzegu Karpat, na południe od Witoszyniec, gdzie występuje ona pod nasunięciem karpackim (pod

Fig. 1. Szkic tektoniczny okolic Przemyśla  
Tectonical sketch of the Przemyśl vicinities

I — Karpaty (jednostka inoceramowa), II — miocen strefy zewnętrznej, III — miocen strefy wewnętrznej (jednostka stebnicka), IV — przykarpacka jednostka solonośna; 1 — granica nasunięcia Karpat, 2 — granica nasunięcia jednostki stebnickiej, A—B, C—D, E—F — linie przekrojów geologicznych

I — Carpathians (Inoceramus unit), II — Miocene of the external zone, III — Miocene of the internal zone (Stebnica unit), IV — near-Carpathian salt-bearing unit; 1 — boundary of the Carpathian overthrust, 2 — boundary of the Stebnica unit overthrust, A—B, C—D, E—F — lines of geological cross sections



serią menilitową) w postaci odwróconego i oderwanego od swojego podłoża kompleksu wraz z poziomem zlepieńców z Dubnika i prawdopodobnie dolną częścią warstw stebnickich (fig. 1). Formacja ta występuje na głębokości około 150÷240 m. Jest ona wykształcona w postaci łupków ilastych szarych i ciemnoszarych, niekiedy z odcieniem zielonawym z wkładkami szarych piaskowców drobno- i średnioziarnistych.

Ogólną cechą petrograficzną opisywanych warstw są dość częste przewarstwienia włóknistego gipsu oraz drobne skupienia soli kamiennej. Przeprowadzone badania mikrofaunistyczne nie wykazały obecności otwornic w tych warstwach.

#### ZLEPIEŃCE Z DUBNIKA

Poziom zlepieńców z Dubnika, który, być może, odpowiada górnym warstwom worotyszczkańskim Przedgórze Karpat Wschodnich (zlepieńce

truskawieckie i słobódzkie oraz warstwy dobrotowskie), przewiercony został w otworze Jaksmanice 26. Na podstawie rdzeni, a także karotażu elektrycznego można go tu wydzielić w interwale 240÷480 m.

Omawiany poziom zlepieńców z Dubnika złożony jest z naprzemianległych zlepieńców, piaskowców i nielicznych wkładek łupków ilastych. Zlepieńce przeważają w spągowej partii, w tym przypadku w górnej części profilu (odwrócenie serii).

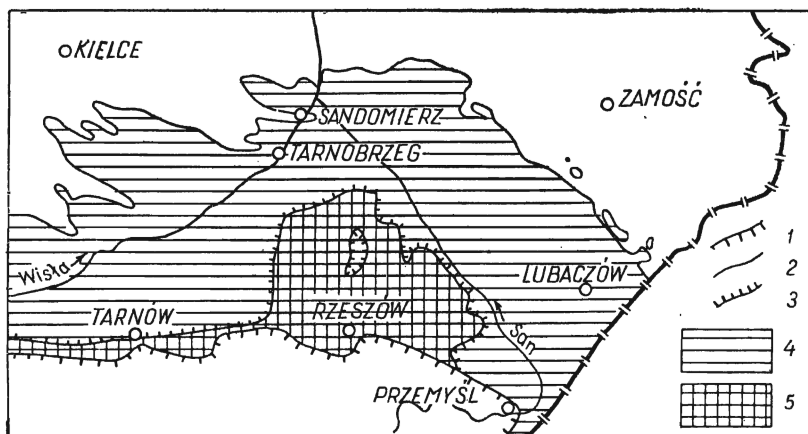


Fig. 2. Szkic geologiczny wschodniej części miocenu strefy zewnętrznej  
Geological sketch of the eastern part of the Miocene deposits of the external zone

1 — północny brzeg Karpat, 2 — granica miocenu Przedgórze Karpat, 3 — granica strefy bezanhydrytowej, 4 — obszar strefy anhydrytowej, 5 — obszar strefy bezanhydrytowej (depresja rzeszowska)

1 — northern margin of the Carpathians, 2 — boundary of the Miocene of the Carpathian piedmont, 3 — boundary of the zone lacking anhydrite, 4 — area of anhydrite zone, 5 — area of the zone lacking anhydrite (Rzeszów depression)

Utory zlepieńcowate składają się z bardzo różnorodnych co do wielkości i typu okruchów skalnych, przy czym większe okruchy (powyżej 1 cm średnicy) wykazują dobre obtoczenie. Masą cementującą jest tu głównie węgiel wapnia z zawartością drobnych ziarn kwarcu i skaleni oraz drobnych okruchów skalnych tego samego typu co grubsze okruchy i otoczaki. W masie tej spotyka się gdzieniegdzie skupienia glaukonitu oraz gipsu.

Wśród otoczków oraz mniejszych lub większych okruchów skalnych wyróżnić można: kwarcy, rogowce i kwarcyty, dalej piaskowce skwarcytizowane, łupki ilaste i fility oraz wapienie i margle. Ponadto spotykane są okruchy skał głębinowych, wylewnych i metamorficznych.

Kwarcy są przeważnie szare, rzadziej mleczne, przezroczyste lub czarne, niekiedy z przerostami skaleniowymi.

Rogowce są głównie czarne lub ciemnoszare, dość często z białymi smugami. Pod mikroskopem wykazują skryto- lub mikrokryształiczną budowę oraz nierzadko zawierają domieszkę węgla wapnia, co by mogło wskazywać na to, iż pochodzą one w dużej mierze ze skał węglanowych.

Kwarcyty są szare, zlewne, o mozaikowej budowie. Składają się głównie z ziarn kwarcu oraz pojedynczych ziarn skaleni i blaszek miki. Wydaje się, iż ten typ kwarcytów może pochodzić z kambru, ewentualnie dolnego dewonu. Obok kwarcytów typowych spotykane są również piaskowce o spoiwie opalowym lub chalcedonowym, które znane są z rogowej partii karpackiej serii menilitowej.

Piaskowce skwarcytyzowane są najczęściej szare lub szarozielonawe, o strukturze od bardzo drobno do drobnodziarnistej. Składają się one z ziarenek kwarcu i skaleni oraz bardzo licznych blaszek i łuseczek chlorytu. Spoiwo jest ilasto-krzemionkowe. Jest rzeczą bardzo charakterystyczną, iż w piaskowcach tego typu dość często trafiają się drobne okruchy skalne, składające się z drobnitkich listewek skaleni oraz mniej lub bardziej przekształconego szkliva, tudzież chlorytu. Bywają też inne okruchy, składające się, np. z kwarcu i skaleni o strukturze mikroaplitowej. Byłyby to więc odłamki skał wylewnych i żyłowych, przeważnie średniozasadowych. Opisane piaskowce skwarcytyzowane są analogiczne do prekambryjskich i pochodzą niewątpliwie z tej serii.

Piaskowce w większości są szare lub jasnoszare, drobn- i średniodziarniste, o spoiwie węglanowym. Składają się z kwarcu, skaleni i łuszczków. Występują w nich liczne skupienia glaukonitu, a także trafiają się otwornice, tudzież fragmenty glonów. Niektóre piaskowce o podobnym składzie są bardziej bogate w glaukonit oraz mają spoiwo węglanowo-krzemionkowe. Wydaje się, iż są to przeważnie piaskowce karpackie, zbliżone głównie do krośnieńskich i serii menilitowej.

Wspomnieć należy, że natrafiono również na mułowce z dość licznymi okruchami wapiennymi, których przynależność nie jest znana.

Fility lub sfilityzowane łupki ilaste są szare, szarozielone i czerwone, niekiedy z domieszką kwarcu i skaleni, a szczególnie chlorytu. Istnieje tu niewątpliwie podobieństwo do sfilityzowanych łupków i mułowców prekambru w podłożu miocenu na Przedgórzu (rejon Kańczugi, Mirocina, Jarosławia, Leżajska i Ryszkowej Woli).

Łupki ciemne, szare, zielone i czerwone pochodzą głównie z serii karpackich. Stwierdzono w nich dość liczne otwornice aglutynujące wieku paleogeńskiego i kredowego.

Wapienie przedstawiają typ raczej dość jednolity. Są to wapienie szarokremowe lub jasnoszare, ujawniające pod mikroskopem budowę skryto- lub mikrokryształiczną. Czasami są gruzełkowe lub o strukturze pseudo-oolitowej. Spotykane są w nich odłamki skorupki oraz igły gąbek. Zarówno makroskopowo, jak też mikroskopowo przypominają one na ogół wapienie jurajskie.

Wśród margli wyróżnić można dwie odmiany: 1 — szare i ciemnoszare o strukturze skrytokryształicznej, 2 — przeważnie jasnoszare o podobnej strukturze, lecz nieco spiaszczone, z glaukonitem oraz licznymi niekiedy szczątkami otwornic (*Globotruncana*) i igłami gąbek. Pierwsza odmiana, sądząc z wyglądu makroskopowego, może pochodzić z serii jurajskiej, druga natomiast jest niewątpliwie kredowa (górna kreda platformowa).

Jak wspomniano wyżej, wśród analizowanego materiału stwierdzono również obecność okruchów skał głębinowych i wylewnych oraz typow-

wych metamorficznych. Skały te spotyka się dość rzadko i raczej w postaci drobnych okruchów, nie przekraczających jednego cm średnicy. Są to zautometamorfizowane granity, łupki łyszczykowo-kwarcowe, gnejsy i szkliwa typu porfirowego lub skał bardziej zasadowych z konkrekcjami chalcedonowymi. Stwierdzono też luźne okruchy skał wylewnych, średniozasadowych tego samego typu, które występują w skwarcytyzowanych piaskowcach prekambryjskich. Zastanawiające są zwłaszcza okruchy porfirowe, barwy czerwonej i fioletowej, które wśród wymienionych występują najczęściej.

Nie ustalono składu procentowego poszczególnych typów skalnych w opisywanym zlepieńcu, ze względu na konieczność rozpoznania ich pod mikroskopem. Dla jakościowego rozpoznania składu wykonano szlify z partii drobnoziarnistych (spoiwa zlepieńców z drobnymi fragmentami skalnymi) i niektórych otoczków. Należy stwierdzić, że na ogół przeważają tu wapienie, margle, kwarcyty, skwarcytyzowane piaskowce i fility (sfilityzowane łupki ilaste) podłoża miocenu nad skałami karpaccskimi i pozostałymi o nie znanej bliżej przynależności.

**Piaskowce** omawianego poziomu są szare, o strukturze od zlepieńcowatej do bardzo drobnoziarnistej, przechodzące w mułowce. W składzie materiału detrytycznego oprócz kwarcu, skaleni i nielicznych łyszczyków występują też drobne okruchy skalne, podobnie jak w zlepieńcach. Spoiwo tych piaskowców jest wapniste lub wapnisto-ilaste, z mniej lub bardziej licznymi skupieniami gipsu i glaukonitu.

**Łupki** są szare, najczęściej spiaszczone, z łuseczkami miki, wapniste. Zawartość węgla wapnia dochodzi w nich do 20%.

W poziomie zlepieńców z Dubnika występuje dość liczny zespół otwornic i radiolarij. Zespół ten składa się z otwornic aglutynujących, głównie paleogeńskich — redeponowanych oraz otwornic wapiennych miocen-skich. Skład zespołu jest następujący: *Cyclamina amplexans* Grzyb., *Ammodiscus umbonatus* Grzyb., *Recurvoides deflexiformis* (North.), *Trochamminoides coronatus* (Brady), *Rhabdammina linearis* Brady, *R. abyssorum* Sars, *Glomospira charoides* (J. et P.), *G. gordialis* (J. et P.), *Trochamminoides contortus* (Grzyb.), *Globigerinoides globatus* (Brady), *Nodogenerina calomorpha* (Reuss), *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. eocena* Terq., *Nodosaria affinis* Reuss, *Bulimina inflata sequenta*, *Amonia beccarii*, *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Globigerina egeri* Rumb., *Cibicides ungerianus ornatus* Rehak, *Plectina coniformis* (Grzyb.), *Eponides* sp. div. i masowo *Radiolaria*.

#### WARSTWY STEBNICKIE

Najpełniejszy profil warstw stebnickich otrzymano przede wszystkim w trzech otworach wiertniczych (Jaksmanice 10, 25 i 26) usytuowanych na SE od Pikulic. Warstwy stebnickie w otworze Jaksmanice 10 występują najprawdopodobniej już od góry, w otworze zaś Jaksmanice 25 przypuszczalnie od około 200 m, co stwierdzono w wyniku badań próbek okruchowych i na podstawie karotażu. Z. Wilczyński (1961) w otworze Jaksmanice 10 wydzielił od góry warstwy anhydrytowe i balickie. W otworze Jaksmanice 26 warstwy stebnickie występują pod nasunięciem Karpat oraz starszej formacji solonośnej i zlepieńców z Dubnika — poniżej 400 m.

W dwu pierwszych otworach warstwy stebnickie złożone są z szarych i szarozielonawych lub brunatnawych łupków i mułowców, jasnoszarych i szarych piaskowców oraz zlepieńców. W niższych partiach tych warstw występują wkładki skał gruboklastycznych oraz często brunatnawe zabarwienie skał ilastych.

**Łupki i mułowce** są dość twarde i zbite, ze słabo zaznaczającą się oddzielnością. Pod mikroskopem widoczna jest w nich znaczna domieszka materiału detrytycznego i węgla wapnia. Zwłaszcza w mułowcach występują gdzieniedzie skupienia glaukonitu i wprysnięcia gipsu.

**Piaskowce** wykazują strukturę od bardzo drobno- do gruboziarnistej. Granice pomiędzy łupkami i piaskowcami oraz poszczególnymi odmianami piaskowców są na ogół bardzo ostre, wskazujące na dość gwałtowne zmiany warunków sedymentacyjnych.

W skład piaskowców wchodzi głównie ziarna kwarcu, stanowiące około 85÷90% materiału detrytycznego, a poza tym ziarenka skaleni i blaszki miki oraz drobne okruchy skalne. Otoczenie i wysortowanie ziarn jest bardzo słabe. Skład piaskowców zależy jest w dużym stopniu od ich struktury, albowiem w piaskowcach gruboziarnistych znacznie większy jest udział okruchów skalnych. W omawianych piaskowcach występują skalenie potasowe i kwaśne plagioklasy. Nierzadko obserwuje się także mikropertyty. Z łuszczaków występuje przede wszystkim muskowitz. Wśród drobnych okruszków skalnych występują wapienie, bardzo drobnoziarniste piaskowce lub mułowce, margle, łupki, kwarcyty, rogowce i inne. Więcej miejsca temu materiałowi poświęcimy przy omawianiu zlepieńców.

Spoivo piaskowców jest przeważnie ilasto-gipsowe z mniejszą lub większą domieszką węgla wapnia. Gips jest wykrystalizowany w postaci grubszych blaszek, obejmujących niekiedy większą ilość ziarenek detrytycznych. Ponadto minerał ten występuje w postaci drobnołusczkowatej, tworząc wokół niektórych ziarn otoczki oraz wypełnienia w szczelinach. Tło skalne przyprószone jest licznymi grudkami związków żelaza. Występują w nim również drobne skupienia glaukonitu.

**Zlepienie** występują w postaci cienkich soczewek lub grubszych ławic, są typu od drobno- do grubookruchowego. Drobnookruchowymi zlepieńcami w spagu kończą się zwykle wkładki piaskowców. Materiał okruchowy tych zlepieńców jest bardzo ostrokrawędzisty i tkwi w spoiwie ilastym, przepojonym gipsem.

Zlepienie występujące w postaci grubszych ławic składają się z otoczków o średnicy dochodzącej niekiedy do 10 cm. Większe otoczki są zwykle dobrze obtoczone. Spoiwo tych zlepieńców jest ilasto-piaszczyste, przepojone gipsem, tudzież węglanem wapnia.

Typ otoczków jest bardzo różnorodny i ogólnie odpowiada drobnym okruszkom skalnym, występującym w wyżej opisanych piaskowcach. Można wśród nich wyróżnić przede wszystkim szare, rzadziej mleczne lub czarne kwarcce, piaskowce, mułowce, łupki ilaste, kwarcyty, wapienie, margle i rogowce. Są to te same typy skalne, które opisane zostały przy charakterystyce zlepieńców z Dubnika. Zwiększa się tu jedynie udział skał karpaccich, które, być może, przeważają nawet nad skałami z podłoża miocenu.

W otworze Jaksmanice 26 warstwy stebnickie występujące od około 470 m, a więc poniżej serii nasuniętych (karpackich i starszej formacji solonośnej z serią zlepieńców z Dubnika), do 1550 m są na ogół podobnie wykształcone jak w otworach J-10 i J-25. Są to szare, szarozielonawe lub szarobrunatnawe łupki ilaste i mułowce oraz szare piaskowce żupne, charakteryzujące się wyraźną domieszką gipsu w spoiwie. Zlepieńce nie zostały tu stwierdzone.

Od głębokości 1550 do 2850 m seria stebnicka ma charakter zupełnie odmienny. Przeważają tu piaskowce gruboławicowe o strukturze drobno- do gruboziarnistej, niezbyt zwięzłe, wapniste, przeważnie jasnoszare, rzadziej szare lub rdzawoszare. Cienkie wkładki łupków ilastych są przeważnie szarozielonawe lub brunatnawe. Serię tę na głębokości 2126÷2268 m rozdziela pakiet szarozielonawych i brunatnawych łupków z cienkimi wkładkami piaskowców zbitych i drobnoziarnistych. Podobna seria łupków występuje też w partii spągowej od głębokości 2700÷2850 m. Omówione wyżej warstwy, występujące od głębokości 2550÷2850 m należy uważać za starsze warstwy stebnickie. Nie wyklucza się, że mogą one nawet odpowiadać warstwom dobrotowskim, na co na razie brak jest dowodów. Mikrofauna jest tu bowiem uboga, redeponowana, paleogeńska, a często jej brak.

Warstwy miocénskie, występujące głównie w postaci szarych i szarozielonawych lub brunatnawych ikołupków i mułowców, zostały ponadto nawiercone w dwóch otworach (P-1 i J-14). Stanowią one kompleks wynoszący około 600÷750 m. W otworze Jaksmanice 25 miąższość ta wynosi 1540 m (bez uwzględnienia kątów upadu, które są bardzo zmienne i wynoszą od 10 do 90°).

Na północny zachód od Przemyśla, pod nasunięciem karpackim, warstwy stebnickie przebito dwoma otworami (Jaksmanice 18 i 19). W otworze Jaksmanice 19 stwierdzono dość charakterystyczne brunatnawe i zielonawe łupki z gipsem, podścielone utworami zlepieńcowatymi.

W warstwach stebnickich wydzielić można dwa zespoły mikrofauny:

Zespół 1 występuje w warstwach stebnickich dolnych. Jest on znacznie bogatszy w redeponowane formy karpackie niż zespół warstw stebnickich górnych. Skład tego zespołu jest następujący: *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Gyroïdina soldani* d'Orb., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), dość częste ułamki *Nodogenerina*, *Dentalina* i *Nodosaria*, *Bulimina elongata* d'Orb., *Dentalina catenula* Reuss, *Globotruncana marginata* (Reuss), *G. arca* (Cushman), *Glomospira grzybowskii* Jurk., *G. gordialis* (J. et P.), *G. charoides* (J. et P.), *Rhabdammina linearis* Brady, *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Marsonella oxycona* (Reuss), *Plectina coniformis* (Grzyb.), *Ammidiscus* (d'Orb.), *Saccamina placenta* (Grzyb.), *Glomospira irregularis* (Grzyb.), *Nodellum velascoense* Cushman, *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Recurvoides deflexiformis* (Noh.), *Trochamminoides acervulatus* (Grzyb.), *Globotruncana globigerinoides* Brotz., *Gümbelina globulosa* Ehren., *Cibicides pseudoungerianus* Cushman, *Trochamminoides coronatus* (Brady), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Bolivina polonica* Bieda, *Guttulina problema* d'Orb., *Cyclammina amplexans* Grzyb., *Cassidulina oblonga* Reuss, *Haplophragmoides sub-*



*orbicularis* (Grzyb.), *Plectina tenuis* (Grzyb.). Często spotyka się tu igły gąbek i kolce jeżowców.

Zespół 2 występuje w warstwach stebnickich górnych i charakteryzuje się na ogół nieliczną fauną o następującym składzie: *Globigerinoides triloba* (Reuss), *G. conglobatus* (Brady), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Candorbulina universa* Jedl., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *Cassidulina* sp., *Bolivina polonica* Bieda, *Bulimina elongata* d'Orb., *Elphidium macellum* (F. et M.), *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *Nodogenerina adolphina* (d'Orb.), *Grimbelina globulosa* Ehren., *Globotruncana arca* Cushman., *Gyroidina soldani* d'Orb., *Amonia beccari*, *Globorotalia scitula* Brady, *Nonion soldani* d'Orb., *Rotalia stellata* Reuss, *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Marsonella oxycona* (Reuss), *Anomalina* sp. div., *Rhabdammina linearis* Brady, *Recurvoides valteri* (Grzyb.), *Cyclammina amplexans* Grzyb., *Eponides* sp. div., *Nonion scaphum* (F. et M.), *Nodogenerina elegans* (d'Orb.), *Spiroplectammia costidorsata* (Grzyb.) i dość liczne radiolarie.

Mikrofauna zlepieńców z Dubnika i warstw stebnickich jest na ogół uboga. Składa się ona z otwornic wapiennych i aglutynujących oraz z radiolarii występujących tu w zmiennej ilości. Ogólnie rzecz biorąc, przeważają w omawianych warstwach otwornice redeponowane, pochodzące zapewne z rozmytych, kredowych i paleogeńskich skał fliszu karpackiego, co potwierdzają również badania petrograficzne. Mniej liczne są natomiast formy miocenijskie. Stosunek ilościowy fauny redeponowanej do autochtonu jest zmienny, co świadczy na pewno o intensywnej erozji skał karpackich, a tym samym o nierównomiernym dostarczaniu do basenu sedymentacyjnego materiału detrytycznego z przerobionego fliszu.

Zespół otwornic występujący w zlepieńcach z Dubnika nie różni się zasadniczo od zespołów z wyżej leżących warstw stebnickich dolnych. Różnice, jakie można dostrzec, to zmniejszenie ilości otwornic redeponowanych i radiolarii ponad zlepieńcem.

W warstwach stebnickich górnych zmniejsza się udział otwornic redeponowanych (kredowych i paleogeńskich) oraz ilość radiolarii na korzyść otwornic wapiennych, miocenijskich. Obserwuje się tu nieliczne okazy gatunków: *Globorotalia scitula*, *Globigerinoides triloba*, *Candorbulina universa* i *Amonia beccari*, a więc formy notowane głównie z tortonu i helwetu. Podobne zespoły fauny, jak opisane ze zlepieńców z Dubnika i leżących nad nimi warstw stebnickich dolnych, podawane są przez autorów radzieckich (M. J. Sierowa, 1955) ze zlepieńców słobódzkich i truskawieckich oraz warstw dobrotowskich, zaliczanych do serii worotyszczańskiej górnej, której wiek określany jest w granicach burdygału i niższego helwetu. Taki wiek prawdopodobnie należałoby przyjąć również dla zlepieńców z Dubnika i warstw stebnickich dolnych z rejonu Przemyśla.

Warstwy stebnickie górne według R. Nieya (1957) najprawdopodobniej reprezentują wyższy helwet, a być może najwyższa ich część należy już do tortonu dolnego, gdzie znalezione zostały *Globorotalia scitula*, *Candorbulina universa*, *Globigerinoides triloba* i *Amonia beccari*.

#### WARSTWY BALICKIE

Warstwy balickie przewiercono w dwóch otworach (Jaksmanice 1 i 12) usytuowanych w północno-wschodniej części strefy stebnickiej, w rejo-

nie Jaksmanic. Miąższość tych warstw wynosi około 600 m. Warstwy balickie wykształcone są w postaci szarych, popielatoszarych, zielonawych i żółtozielonawych ilokupków, laminowanych mułkami, z wkładkami rozsypliwych piaskowców. Spotykane są w nich również cienkie wkładki bentonitów.

Warstwy balickie podzielić można na dolne i górne na podstawie występującej w nich fauny otwornicowej. Warstwy balickie dolne zawierają zespół mieszany fauny wapiennej, kredowej i mioceńskiej: *Globigerinoides triloba* (Reuss), *Gyroidina soldani* d'Orb., *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *Globorotalia scitula* Brady, *Bolivina polonica* Bieda, *Candorbulina universa* Jedl., *Nonion soldani* (d'Orb.), *Ammonia beccari*, *Elphidium macellum* (F. et M.), *Glandulina laevigata* (d'Orb.), *Eponides karsteni* (Reuss), *Nonion pompilioides* (F. et M.), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *C. lobatulus* (W. et J.), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Globotruncana arca* (Cushm.), *Arenobulimina pressli* Reuss oraz fauny aglutynującej wieku kredowego i paleogeńskiego jak: *Marsonella oxycona* (Reuss), *Hyperammia grzybowskii* Dyląg., *Glomospira charoides* (J. et P.), *G. gordialis* (J. et P.), i *G. grzybowskii* Jurk. Jest to więc zespół podobny do zespołu występującego w górnej części warstw stebnickich górnych. Można by więc uznać go za dolnotortonński. Należy przy tym wspomnieć, że istnieje tu facyjne zazębianie górnych warstw stebnickich i balickich (N. R. Ładyżewski, 1961).

Warstwy balickie górne zawierają bardzo bogaty zespół fauny głównie planktonicznej wapiennej, jak: *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides triloba* (Reuss), *G. conglobatus* (Brady), *Candorbulina universa* Jedl., *Globorotalia scitula* Brady. Rzadziej spotyka się otwornice wapienne, bentoniczne jak: *Gyroidina soldani* d'Orb., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *Robulus inornatus* (d'Orb.), *Bulimina elongata* d'Orb., *Nodogenerina adolphina* (d'Orb.) oraz formy aglutynujące jak: *Glomospira charoides* (J. et P.), *Recurvoides walteri* (Grzyb.), *Dendrophrya ex gr. excelsa* Grzyb. Zespół warstw balickich górnych jest zatem podobny do występującego w warstwach baranowskich dolnego tortonu autochtonicznego.

#### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA FLISZOWYCH SERII KARPAKICH

(elementy wgłębne typu Borysławia — Doliny)

Litologia i stratygrafia serii karpackich elementów wgłębnych rejonu Przemyśla rozpatrzona będzie na podstawie niekompletnych profilów (z powodu ograniczonego pobierania rdzenia) z otworów Jaksmanice 10 i Jaksmanice 25.

#### JAKSMANICE 10

#### Warstwy menilitowe (888,00÷1127,00 m)

Głębokość w m	Opis utworów
918,80÷924,10	Szarożółtawe margle z rogowcami. Fauny brak.
979,40÷981,50	Łupki ilaste czarne i brązowe. Pojedyncze okazy <i>Globigerina bulloides</i> i <i>Cibicides</i> sp.

- 1023,20 ÷ 1028,20 Łupki ilaste ciemnoszare i brunatnawe. Otwornic brak. Nieliczne spikule gąbek i pojedyncze zęby ryb.
- 1071,00 ÷ 1075,10 Łupki ilaste ciemnoszare i brunatnawe z *Globigerina triloculinoidea*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerina bulloides*, *Elphidium macellum*, *Gyroidina soldani* i *Cibicides* sp.

### Warstwy popielskie (1130,00 ÷ 1258,00 m)

- 1130,20 ÷ 1142,20 Łupki ilaste szare z odcieniem zielonawym zawierające: *Gyroidina soldani*, *Cibicides ungerianus*, *C. pseudoungerianus*, *Eponides umbonatus*, *Valvulineria allomorphinoides*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerina bulloides*, *Lagena sulcata*, *Uvigerina tenuistriata*, *Quinqueloculina akneriana*, *Cibicides lobatulus*, *Asterigerina rogalai*, *Globulina gibba*, *Bulimina pupoides*, *Cornuspira foliacea*, *Nonion soldani*, *N. pompilioides*, *Cibicides popielensis*.
- 1209,40 ÷ 1212,10 Łupki ilaste szare z lekkim odcieniem zielonawym. Dość liczny zespół z *Bolivina dilatata*, *Nonion scaphum*, *N. pompilioides*, *Nodogenerina elegans*, *Cibicides lobatulus*, *C. ungerianus*, *C. popielensis*, *Nodosaria praesoluta*, *Globigerina centralis*, *G. bulloides*, *Alabammina obtusa*, *Robulus inornatus*, *Globulina gibba*, *Eponides umbonatus*, *Quinqueloculina* sp. div., *Glandulina levigata*, *Gyroidina soldani*, *Uvigerina asperula*. Dość częste ągły gąbek i radiolarie.

### Warstwy menilitowe (1258,00 ÷ 1302,00 m)

- 1261,10 ÷ 1266,00 Łupki ilaste czarne. Pojedyncze zęby i łuski ryb.
- 1298,40 ÷ 1302,40 Łupki ilaste ciemnoszare z wkładkami rogowców i margli. Fauna brak.

### Warstwy popielskie (1316,00 ÷ 1414,00 m)

- 1316,00 ÷ 1318,00 Łupki ciemnoszare z wkładkami skwarcytyzowanych piaskowców. Fauna otwornicowa bardzo liczna. Z ważniejszych należy wymienić: *Gyroidina soldani*, *Alabammina obtusa*, *Bolivina dilatata*, *Asterigerina rogalai*, *Nonion pompilioides*, *N. soldani*, *Uvigerina asperula*, *Angulogerina pulchella*, *Nodosaria colomorpha*, *Globigerina bulloides*, *G. darvilensis*, *G. centralis*, *Bulimina buchiana*, *Lagena acutidorsata*, *Cibicides ungerianus*, *C. pseudoungerianus*, *C. lobatulus*, *C. rzehakini*, *C. popielensis*, *Bulimina inflata*, *Eponides umbonatus*, *Globulina gibba*, *Valvulineria allomorphinoides*, *Robulus similis*, *Nodogenerina elegans*, *Siphonodosaria longiscata*, *Nodosaria affinis*, *Triloculina consobrina* i liczne ułamki form zniszczonych.
- 1333,30 ÷ 1335,80 Łupki ciemnoszare i brunatnawe z zielonym odcieniem. Fauna otwornicowa jak na głębokości 1316 ÷ 1318 m, a ponadto: *Spiroplectammia carinata*, *Pullenia coryella*, *P. miocenica*, *Turborotalia centralis*, *Anomalina grosserugosa*, *Missisipina monsouri*, *Nodosaria praesoluta*, *Bulimina ovata*, *Nonion perforatum*, *Robulus macrodiscus* i *Cassidulina oblonga*.

- 1348,40 ÷ 1350,80 Łupki jak wyżej. Fauna otwornicowa znacznie uboższa niż w wyżej opisanych próbkach z warstw popielskich. Są to: *Valvulineria friedbergii*, *Nomion pompilioides*, *Eponides umbonatus*, *Cibicides ungerianus*, *C. pseudoungerianus*, *Quinqueloculina akneriana*, *Triloculina consobrina*, *Lagena acutidorsata*, *Globigerina bulloides*, *G. darwinensis*, *Globigerinoides conglobatus* i *Globulina gibba*.
- 1365,70 ÷ 1368,30 Łupki ciemnoszare, młkowe. Fauna otwornicowa dość liczna. Jej skład zespołowy jak w próbkach z głęb. 1333,30 ÷ 1335,80 i 1348,40 ÷ 1350,80 m. Ponadto: *Guttulina austriaca*, *Almena taurica*, *Asterigerina rogalai* i *Globorotalia scitula*.
- 1382,50 ÷ 1384,50 Łupki jak wyżej. Fauna otwornicowa nieliczna: *Gyroidina soldani*, *Angulogerina angulosa*, *Nodosaria colomorpha*, *Cibicides ungerianus*, *Globigerina bulloides* i liczne okruchy fauny wapiennej i aglutynującej.
- 1398,10 ÷ 1400,10 Łupki jak wyżej. Fauna otwornicowa uboga: *Gyroidina soldani*, *Quinqueloculina akneriana*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerina bulloides* oraz ułamki *Dentalina* i *Nodosaria*.
- 1410,80 ÷ 1413,20 Warstwy hieroglifowe?. Szarozielone i zielone margle oraz brunatnawe i zielone łupki. Dość obfita fauna, przeważnie aglutynująca: *Saccamina placenta*, *Dendrophrya excelsa*, *Glomospira charoides*, *G. gordialis*, *Ammodiscus tenuissimus*, *Trochamminoides coronatus*, *Dendrophrya robusta*, *Rhabdammina linearis*, *Recurvoides walteri* i radiolarie.

## JAKSMANICE 25

**Warstwy menilitowe (1535,00 ÷ 1585,00 m)****Głębokość w m****Opis utworów**

- 1541,50 ÷ 1546,70 Łupki czarne z rogowcami i wkładkami wskwarcytyzowanych piaskowców. Upad 20°. Fauny brak.
- 1566,00 ÷ 1572,00 Łupki czarne, miejscami zielonkawe. Pojedyncze okazy: *Pyrgo* sp., *Nodosaria colomorpha* i *Globigerina bulloides*.
- 1572,00 ÷ 1578,00 Łupki jak wyżej z laminami glaukonitycznego piaskowca. Upad 50°. Fauna otwornicowa nieliczna, głównie wapienna: *Globigerina bulloides*, *Gyroidina soldani*, *Glandulina leavigata*, *Nodosaria affinis*, *Bulimina elongata*, *Cibicides ungerianus*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Uvigerina tenuistriata*, *Cyclammina amplexens*, *Cystamina subgaleata* i inne mniej liczne.
- 1578,00 ÷ 1585,00 Łupki czarne przechodzące w mułowce. Fauna jak na głębokości 1572 ÷ 1578 m.

**Warstwy popielskie (1585,00 ÷ 1635,00 m)**

- 1585,00 ÷ 1590,40 Łupki zielone z wkładkami zailonego piaskowca. Upad 30°. Fauna otwornicowa nieliczna, głównie aglutynująca: *Ammodiscus incertus*, *Saccamina placenta*, *Rhabdammina discreta*, *Dendrophrya excelsa*, *Glomospira charoides* oraz pojedyncze okazy otwornic wapiennych i radiolarie.
- 1596,60 ÷ 1602,80 Łupki szare, miejscami z odcieniem zielonawym i brunatnawym. Liczne otwornice; z ważniejszych należy wymienić: *Globigerina*

*triloculinoides*, *G. bulloides*, *Cibicides ungerianus*, *C. pseudoungerianus*, *Quinqueloculina* sp., *Nodogenerina elegans*, *Bulimina elegans*, *Asterigerina rogalai*, *Nonion scaphum* oraz nieliczne otwornice aglutynujące, jak *Ammodiscus*, *Rhabdammina*, *Plectina* i *Hormosina*. Spotyka się również igły gąbek, kolce jeżowców i radiolarie.

1609,20 ÷ 1615,50 Łupki oraz mułowce zielonawe z wkładkami bezwapniowego piaskowca drobnoziarnistego. Mikrofauna obfita, wyłącznie aglutynująca: *Cyclammina amplexans*, *Glomospira charoides*, *G. gordialis*, *Recurvoides walteri*, *Thalmanammmina subturbinata*, *Trochamminoides* sp. div., *Rhabdammina linearis*, *Trochammina quadriloba* i *Haplophragmoides* sp.

1615,50 ÷ 1621,90 Łupki szarozielone. Nieliczne otwornice, wyłącznie aglutynujące: *Recurvoides deflexiformis*, *Recurvoides walteri*, *Rhabdammina discreta*, *Rhabdammina linearis*, *Trochamminoides* sp., *Hyperammmina grybowskii* i *Dendrophrya latissima*.

Warstwy popielskie w wyżej wymienionych otworach zostały wydzielone przez J. J. Zielińskiego (1963). Wyróżnienie warstw popielskich w otworze Jaksmanice 10 autor oparł o badania mikrofaunistyczne wykonane w Instytucie Naftowym we Lwowie.

Fauna otwornicowa warstw popielskich występująca w profilu Jaksmanice 25 na głębokości 1609,20 ÷ 1621,90 m złożona jest wyłącznie z otwornic aglutynujących. Należy stąd wnioskować, że jest to zespół starszy niż w warstwach popielskich z wiercenia Jaksmanice 10 i odpowiadający górnej części warstw hieroglifowych górnych polskich Karpat środkowych. Zatem w otworze Jaksmanice 10 przewiercono tylko najwyższe ogniwa warstw popielskich górnych z serii szarozielonawej, w otworze Jaksmanice 25 natomiast osiągnięto także niższe ogniwa tych warstw, złożone z serii pstrej (zielone i brumatinne łupki). Opierając się na opracowaniach E. W. Mjatluk (1951) i innych autorów radzieckich całość warstw popielskich należy zaliczyć do eocenu górnego.

#### ROZWÓJ BASENU NEOGENSKIEGO

Wewnętrzna strefa Przedgórze w stosunku do zewnętrznej, rozpościerającej się dalej na północ, różni się wykształceniem facjalnym oraz historią rozwoju. Rozwój wewnętrznej strefy Przedgórze Karpat zaczyna się od pooligocenijskich ruchów wypiętrzających w Karpatach, kiedy to po stronie zewnętrznej i wewnętrznej tego górotworu tworzy się mioceńskie zapadlisko przedgórskie. Zapadlisko to, jeśli chodzi o wewnętrzną stronę Karpat, w dużym stopniu objęło też flisz karpacki (fig. 3).

Najstarsze osady omawianego basenu są przeważnie ilaste z zawartością gipsu i soli i noszą nazwę przykarpackiej formacji solonośnej. Jest rzeczą bardzo charakterystyczną, iż formacja ta stanowi bądź przedłużenie sedimentacji warstw polanickich, bądź też spoczywa niezgodnie na różnych starszych ogniwach fliszu karpackiego. Dyskordantne ułożenie świadczy o tym, że wypiętrzenie fliszu po oligocenie nie było równomierne na całym obszarze.

Po osadzeniu się przykarpackiej formacji solonośnej warunki sedymentacyjne w wewnętrznej strefie Przedgórze uległy radykalnej zmia-

nie. Do basenu, zarówno z Karpat, jak też podłoża miocenu strefy zewnętrznej, stanowiącej wówczas ląd, napływa grubo materiał detrytyczny, w wyniku czego powstają duże ilości zlepień i piaskowce, przeławiczone miejscami łupkami ilastymi.

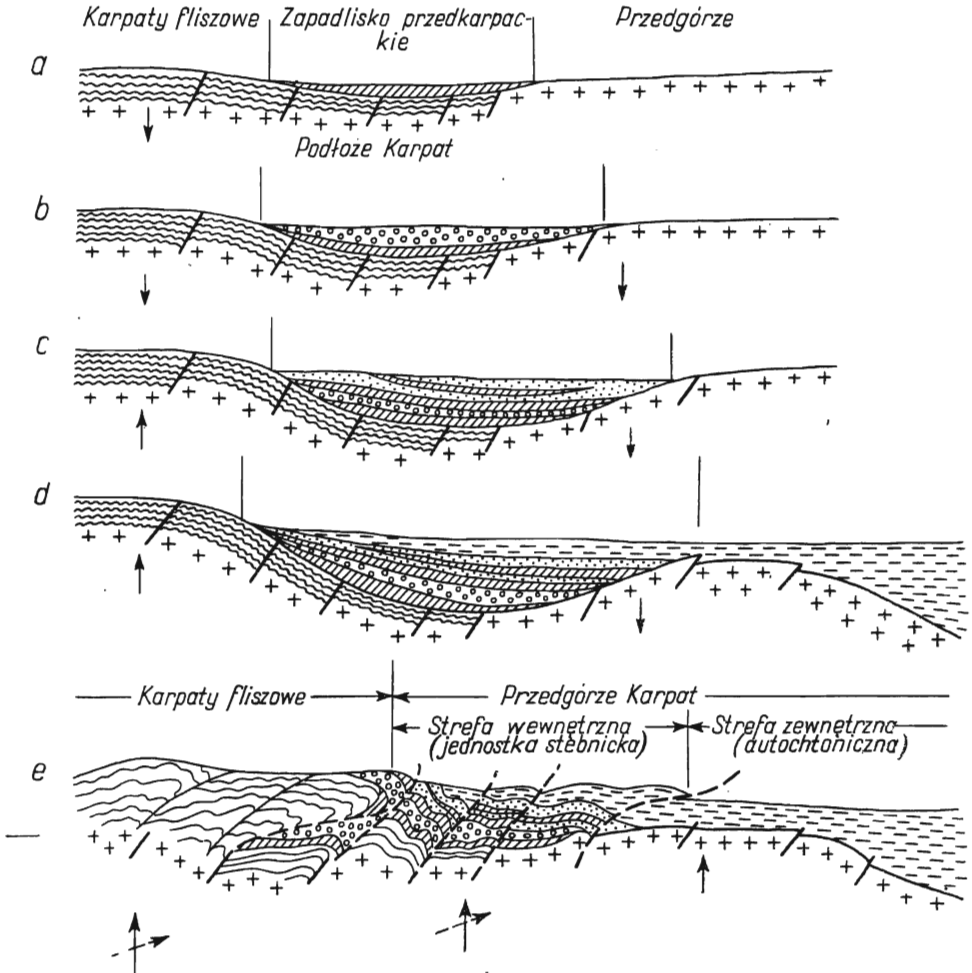


Fig. 3. Schemat rozwoju zapadliska przedkarpackiego w okresie: akwitaniu (a), burdygału (b), helwetu (c), tortonu (d), sarmatu (e)

Scheme of the development of the Carpathian fore-deep at the time of: (a) Aquitanian, (b) Burdigalian, (c) Helvetian, (d) Tortonian, (e) Sarmatian

Z tego okresu pochodzą zlepienie truskawieckie i słobódzkie oraz piaszczysto-ilaste warstwy dobrotowskie. Przymierzalnie tego samego wieku będą też występujące na południe od Przemyśla zlepienie z Dułnika, o czym już wcześniej wspomniano. Powstanie utworów zlepieńcowatych i grubodetrytycznych należy wiązać z gwałtownym pogłębieniem ba-

senu, a przede wszystkim z wypiętrzeniem przyległych obszarów alimencacyjnych.

W czasie osadzania się wyższych warstw, tj. stebnickich, balickich i halickich, warunki sedymentacyjne w zapadlisku wewnętrznej strefy Przedgórze były dość zmienne. Obok łupków, mułowców i piaskowców, które są sedymentem zasadniczym, okresami tworzą się również zlepnie. Skały te, na ogół niewiele różniące się od zlepniaków z Dubnika, spotykane są szczególnie w obrębie niższych warstw stebnickich. Zlepnie radyckie i pistyńskie zaliczane są do warstw pokuckich dolnych, ale być może, iż są one młodsze — pomiocenske (N. R. Ładyżęski, 1961).

Mechanikę rozwoju wewnętrznej strefy zapadliska na podstawie przestrzennego stosunku osadów przedstawia fig. 3.

Jak już wspomniano wyżej, morze miocenske w pierwszym etapie rozwoju zapadliska strefy wewnętrznej uformowało się głównie w brzeżnej strefie fliszu karpackiego, częściowo już wówczas sfałdowanego (fig. 3a). Przykarpacka formacja solonośna tworzyła się najprawdopodobniej w warunkach lagunowych i półlagunowych. W późniejszym okresie następowo dalsze pogłębienie basenu i stopniowe jego przemieszczenie w kierunku północnym (fig. 3b). W okresie kiedy zaczyna tworzyć się zapadlisko strefy zewnętrznej, strefa wewnętrzna ulegała częściowemu wypiętrzeniu (fig. 3c). Pewne ruchy wypiętrzające zaznaczyły się już po osadzeniu dolnych warstw stebnickich, a nawet wcześniej. Dotyczą one partii najbardziej wewnętrznej, występującej u czoła Karpat (fig. 3d).

Po dolnym sarmacie nastąpiło sfałdowanie strefy wewnętrznej i nasunięcie na przedpole, tj. na miocen autochtoniczny. Dofałdowany i przemieszczony ku północy został również flisz karpacki znajdujący się w podłożu miocenu (fig. 3c).

Warunki tworzenia się soli poza przykarpacką formacją solonośną istnieją na granicy warstw stebnickich dolnych i górnych (sole kałuskie) oraz w stropie warstw stebnickich i balickich. W jednostce zewnętrznej ewaporaty występują w dolnym tortonie.

Charakteryzując ogólnie warunki sedymentacyjne w neogeńskim zapadlisku przedkarpackim trzeba stwierdzić, że zmieniały się one bardzo szybko, poczynając od zlepniaków, piaskowców, iłów, a kończąc na ewaporatach. W tym też świetle w basenie neogeńskim daje się zauważyć jakby rytmicznie powtarzające się cztery cykle sedymentacyjne.

Na podstawie obecnego rozpoznania — można stwierdzić, że starsza formacja solonośna, składająca się z iłów, gipsów i soli kamiennej, która dalej na wschodzie łączy się miejscami sedymentacyjnie z warstwami polanickimi, kończy właściwie cykl sedymentacji fliszu karpackiego.

Drugi cykl rozpoczyna się zlepniakami słobódzkimi (z Dubnika) i kończy się solami kałuskimi, dzieląc warstwy stebnickie na dolne i górne (helwet).

Trzeci cykl rozpoczyna się górnymi warstwami stebnickimi (zlepnie, piaskowce, iły) i kończy się osadami chemicznymi w stropie warstw balickich (dolny torton). W jednostce zewnętrznej w tym okresie tworzy się stały poziom ewaporatów (seria anhydrytowa).

Czwarty cykl sedymentacyjny rozpoczyna się serią ilasto-piaszczystą. Na razie nie stwierdzono w nich utworów salinarnych. Zbadanie rytmicz-

ności sedymentacji w basenie neogeńskim zapadliska przedkarpacciego, ze względu na silnie zaburzone warstwy, napotyka na zasadnicze trudności. Niemniej problem ten przy licznie zebranych obserwacjach może okazać się możliwy do rozwiązania. Ułatwiłoby to lepszy podział utworów tej jednostki w oparciu o litologię, ponieważ fauna tego basenu jest zbyt uboga.

### UWAGI TEKTONICZNE

Tektonika rejonu Przemyśla jest dość skomplikowana. Występują tu bowiem cztery jednostki geologiczne wyższego rzędu: podłoże miocenu i Karpat, strefa zewnętrzna i wewnętrzna miocenu oraz Karpaty, każda o swoistym rozwoju i budowie geologicznej. Najbardziej węzłowym zagadnieniem jest tu wzajemny stosunek tych jednostek do siebie.

Dotychczasowe prace i uwagi na ten temat były oparte głównie na badaniach powierzchniowych i porównaniu z obszarami przyległymi.

Nowsze materiały z badań sejsmicznych wykorzystuje już w swojej pracy R. Ney (1958), a następnie z badań sejsmicznych i wierceń Z. Wilczyński (1961) i J. J. Zieliński (1963), P. Karnkowski (1963).

### PODŁOŻE MIOCENU I FLISZU KARPACKIEGO

Biorąc pod uwagę starszą od miocenu budowę geologiczną Przedgórz Karpat, w rejonie Przemyśla mamy do czynienia z prekambryjskim trzonem, który przedłuża się w kierunku południowo-wschodnim pod Karpatami. W tym też kierunku pod Karpatami powinna się przedłużać jego południowa osłona, zbudowana z utworów paleo- i mezozoicznych. (P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961; P. Karnkowski, 1962, 1963).

Utwory prekambryjskie (ryfejskie) są silnie zaburzone, spękanne i zdruzgotane. Upady warstw nierzadko są strome, świadczące o sfałdowaniu serii. Ponadto bardzo ważne są tu złupkowania przebiegające skośnie lub prostopadle do uwarstwienia, czasami mylnie brane za upady warstw.

Prekambryj w rejonie Przemyśla występuje na różnych głębokościach i jest wyraźnie zróżnicowany blokowo wzdłuż pewnych linii dyslokacyjnych, głównie podłużnych, o kierunku NW—SE. Nawiercono go w okolicach Jaksmanic i Przemyśla na następujących głębokościach:

Jaksmanice 6	2575 ÷ 2596 m
Jaksmanice 10	2561 ÷ 2602 m
Jaksmanice 25	2617 ÷ 2621 m
Przemyśl 1	2518 ÷ 2622 m
Przemyśl 5	2345 ÷ 2390 m
Przemyśl 6	2155 ÷ 2193 m

W kierunku zachodnim mamy do czynienia z ogólnym podnoszeniem podłoża. Podnoszenie to jest niemal konsekwentne, ciągnące się aż do wielkiej, poprzecznej dyslokacji Gorliczyny, za którą to dyslokacją następuje gwałtowne obniżenie podłoża, o ponad 500 m. Pewne dyslokacyjne, poprzeczne obniżenie podłoża ustalone na podstawie badań sejsmicznych zaznacza się też tuż za Przemyślem.

W kierunku wschodnim przykarpaccą strefą rejonu Przemyśla przedłuża się w obniżenie krukienickie, gdzie mamy do czynienia z najbar-



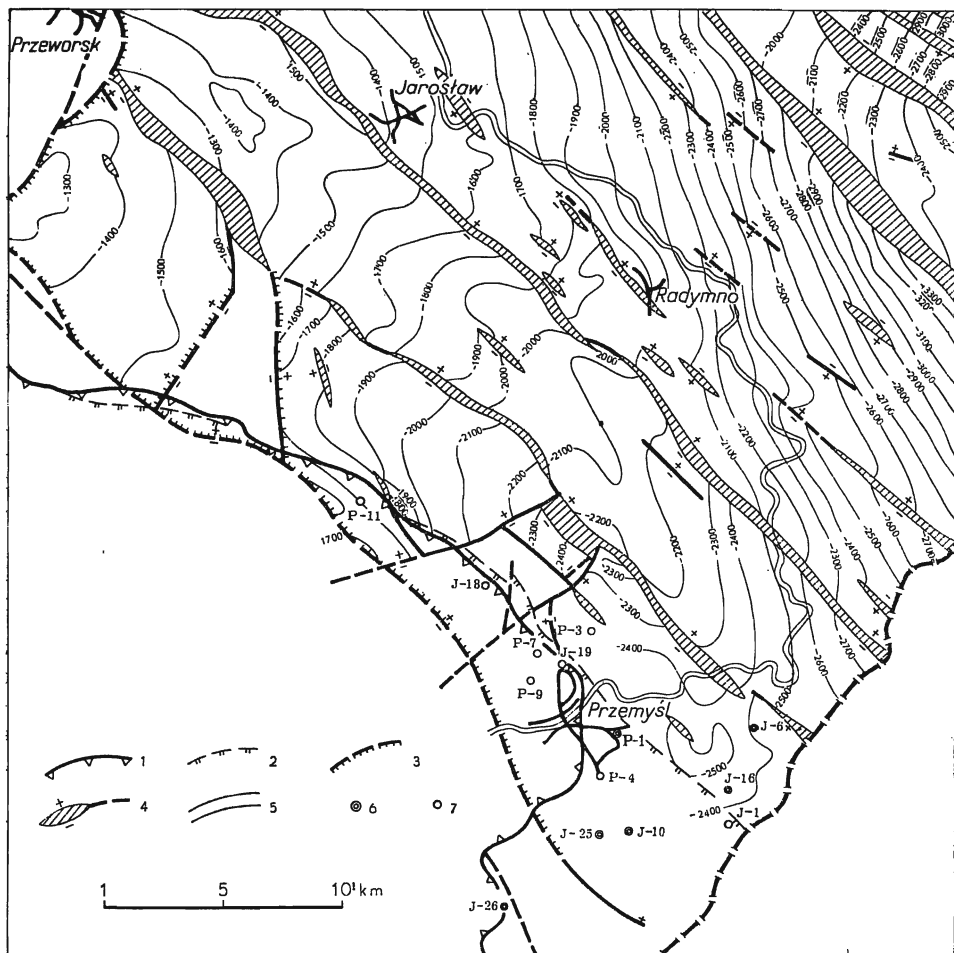


Fig. 4. Szkic strukturalny poziomu anhydrytowego rejonu Przemyśla (według A. Łapinkiewicza)

Structural sketch of anhydrite horizon in the Przemyśl region (according to A. Łapinkiewicz)

1 — granica nasunięcia karpackiego, 2 — granica nasunięcia stebnickiego, 3 — granica zasięgu anhydrytów, 4 — dyslokacje i strefy nieciągłości, 5 — izobaty stropu anhydrytów, 6 — wiercenia zakończone w prekambryze, 7 — wiercenia zakończone w miocenie

1 — boundary of the Carpathian overthrust, 2 — boundary of the Stebnica unit overthrust, 3 — boundary of the extent of anhydrites, 4 — dislocations and discontinuity zones, 5 — isobates of the top of anhydrites, 6 — bore holes completed in the Pre-Cambrian deposits, 7 — bore holes completed in the Miocene deposits

dziej zapadniętą partią podłoża (ponad 4000 m) Przedgórze Karpat strefy zewnętrznej i, być może, wewnętrznej.

W przekroju poprzecznym podłoże obniża się ku południowi schodkowo na wyraźnie zaznaczających się dyslokacjach podłużnych. Pomiedzy Lubaczowem a Przemyślem jedynie blok Ryszkowej Woli jest wydzwignięty w stosunku do sąsiednich bloków, szczególnie w północno-

-zachodniej części. Najciekawszą rzeczą jest to, że około 7 km na południe od Przemyśla podłoże wyraźnie się załamuje i obniża do około 4500 m (fig. 4), czego dowodzą ostatnie badania sejsmiczne i wiercenie Jaksmanice 26. Na północ od tej strefy, jak już podano wyżej, strop podłoża znajduje się na głębokości około 2600 m. Na południe od otworu wiertniczego Jaksmanice 26 na podstawie badań sejsmicznych Z. Śliwiński i A. Łapinkiewicz (1964) stwierdzili istnienie dużej dyslokacji o kierunku NW—SE, biegnącej mniej więcej równoległe do brzegu nasunięcia karpackiego. Dyslokacja ta, lub ściślej strefa dyslokacyjna ma regionalne rozprzestrzenienie. Amplituda uskołu wynosi tu 2000 m. Otwór Jaksmanice 26, położony na S od tej dyslokacji (fig. 4), nie przebił utworów miocenu i nie osiągnął podłoża, a zatem gwałtownie się ono tu pogrąża.

Z dotychczasowych danych wynika, że erozyjne zróżnicowanie podłoża jest stosunkowo małe. Zaznaczające się tu pogrzebane kopuły są na ogół płaskie i rozległe. Ponadto trzeba zaznaczyć, że na podstawie badań sejsmicznych znamy tylko powierzchnię strukturalną stropu anhydrytów, która tylko w pewnym stopniu odzwierciedla powierzchnię erozyjną podłoża. Utwory dolnego tortonu, a szczególnie warstwy baranowskie, częściowo niwelują pierwotną powierzchnię.

#### ZEWNETRZNA STREFA MIOCENU

Utwory miocenu strefy zewnętrznej są prawie nie zaburzone i dość płasko leżące. Upady warstw na ogół nie przekraczają  $5\div 6^\circ$ . Częściowe zaburzenia tych warstw obserwuje się przede wszystkim u czoła nasunięcia warstw jednostki stebnickiej i fliszu karpackiego. Zaburzenia te jednak dość szybko zanikają, i to zarówno w kierunku pionowym, jak też poziomym.

W pobliżu nasunięcia, niezależnie od wspomnianych zaburzeń i zlustrowań, występuje lekkie podwinięcie warstw, które szczególnie sprzyja nagromadzeniu bituminów. Najwyraźniej zaznaczają się one w obrębie wyższych partii sarmatu i, być może, spowodowane jest to pewnymi ruchami przemieszczającymi oś zapadliska w kierunku N w czasie sedymentacji.

Pomimo ogólnego braku zaburzeń fałdowych, obszar zewnętrznej strefy miocenu jest jednak zróżnicowany dyslokacyjnie. Zróżnicowanie to najwyraźniej zaznacza się w niższych partiach tych utworów i jest odzwierciedleniem pionowych pomieszczeń bloków podłoża w tym okresie. W wyższych partiach zróżnicowania dyslokacyjne raczej zanikają.

Obszar Przemyśla, jak też całego Przedgórze, w okresie tortonu i sarmatu ulegał głównie ruchom obniżającym. Ruchy te nie przebiegały jednak z jednakowym natężeniem i nie obejmowały równomiernie całego obszaru.

Przykładem odmiennego zachowania się na większą skalę niektórych obszarów i bloków jest przede wszystkim poprzeczne obniżenie między Kańczugą a Sędziszowem (depresja rzeszowska), gdzie na ogół brak jest utworów dolnego tortonu. We wspomnianym obszarze dolny torton wraz z poziomem anhydrytowym został nawiercony jedynie w otworze Albigo 7. W wielu otworach, jak np. Trzebownisko 1, Łańcut 2, Pobitno 2, Gorliczyna 2, Żołyńca 1 i 2, Dzikowiec 2 i 3, Hucisko 1, Kolbuszowa 1,

Cmolas 1, Lipnica 1 i Niwiska 5, bezpośrednio na podłożu spoczywają raczej utwory górnego tortonu, których miąższość miejscami (w większych obniżeniach) dochodzi do kilkuset metrów, skoro w obszarach, gdzie leżą one na anhydrytach, miąższość ich na ogół nie przekracza kilkudziesięciu metrów. Brak na tak dużym obszarze dolnego tortonu (strefa bezanhydrytowa — patrz fig. 2) można tłumaczyć istnieniem ładu w tym okresie lub późniejszym wynurzeniem i erozją, takiego też zdania jest Z. Obuchowicz (1963). Pierwsza możliwość jest raczej bardziej prawdopodobna. Po dolnym tortonie zachodziło intensywne obniżanie obszaru i obecnie mamy tu do czynienia z największą miąższością miocenu (do 3000 m).

Przebieg synsedymencyjnych ruchów miocenijskich daje się obserwować na podstawie charakteru sedymentów oraz zmian ich miąższości. W czasie osadzania się warstw podanhydrytowych w omawianym obszarze, sądząc na podstawie niedużych różnic w miąższościach osadów, ruchy obniżające były dość równomierne. Pewne różnice w miąższościach wynikają tu w dużej mierze z nierówności w podłożu, które przez te osady były zasypywane. W czasie osadzania się anhydrytów można mówić o pewnym zastoju. Miąższości tych osadów są bardzo wyrównane.

Po dolnym tortonie nastąpiło przede wszystkim ogólne znaczne pogłębienie basenu i osadzenie się przeważnie osadów ilastych nieznacznie spiaszczonych. Na podstawie małych na ogół miąższości górnego tortonu trudno jest mówić o zróżnicowaniu obszaru. Nadmienić tu jednak należy, że w utworach górnego tortonu, częściej niż w wyżej leżących utworach dolnego sarmatu, obserwuje się nieznaczne zaburzenia i zlustrowania, które mogą świadczyć nawet o ruchach wypiętrzających.

Zasadnicze zróżnicowanie obszaru wskutek tektoniki synsedymencyjnej przypada właściwie na okres dolnego sarmatu, w jego początkowej fazie. W strefie bezanhydrytowej nastąpiło to w zasadzie już w tortonie górnym. Wyraża się ono wyraźnymi różnicami w miąższościach osadów poszczególnych horyzontów przydyslokacyjnych, które stopniowo ku górze ulegały zanikowi. Ponadto pojawiają się tu większe spiaszczenia. A. Tokarski (1963) w swojej pracy pt. „Struktura Niwisk“ określa tę tektonikę jako „anomalinową“. Należy tu nadmienić, że wspomniane ruchy na obszarze Przemyśla zaczynają się nieco wcześniej, gdyż w poziomie podanomalinoidesowym.

Ruchy górotwórcze związane z tektoniką podanomalinoidesową wygasają w miarę narastania osadów dolnego sarmatu. Panują tu już wtedy bardziej wyrównane warunki sedymentacyjne na większym obszarze.

Utwory miocenu oprócz zróżnicowania wskutek tektoniki sedymentacyjnej i nieznacznie posesedymencyjnej, głównie w dolnych partiach, strukturalnie upadabniają się do pogrzebanych grzbietów i wyniosłości morfologicznych podłoża, tworząc tzw. struktury kompakcyjne (oblekania), które między innymi są ważnymi obiektami poszukiwania bituminów.

#### JEDNOSTKA STEBNICKA

Miocen jednostki stebnickiej w przeciwieństwie do miocenu autochtonicznego jest silnie zaburzony i sfałdowany. Na powierzchni można tu wyróżnić kilka elewacji i depresji, które układają się mniej więcej zgod-

nie z przebiegiem brzegu karpackiego (J. Czarnocki, K. Kowalewski, 1933, 1935; R. Ney, 1958).

Omawiana jednostka jest najprawdopodobniej w dużej mierze lub całkowicie odkorzeniona od swojego podłoża i nasunięta na miocen autochtoniczny (fig. 4). Mia ona zatem charakter płaszczowinowy lub półpłaszczowinowy, co zostało już dawniej podkreślone przez H. Cizancourta (1926), B. Świderskiego (1936, 1952) i innych badaczy.

Charakter nasunięcia stebnickiego w rejonie Przemyśla jest stosunkowo dobrze poznany. Twory tej jednostki wyraźnie ścinają miocen autochtoniczny i w ten sposób zalegają różne jego poziomy. Płaszczyzna nasunięcia w rejonie na S od Przemyśla jest stosunkowo płaska, nachylna pod kątem około  $15 \div 25^\circ$ .

Na rozpatrywanym odcinku, tj. przed czołem Karpat, a zarazem na północ od wgłębego, większego załamania w podłożu, które ujawnia się około 2-3 km na S od otworu Jaksmanice 25, jednostka stebnicka występuje w formie pofałdowanej skiby, leżąc na całej swej rozciągłości na miocenie autochtonicznym. W obrębie dolnych partii tej jednostki występują wgłębne elementy karpackie, które najprawdopodobniej w dużym stopniu harmonizują z całą jej budową (fig. 4).

Wgłębne elementy karpackie, stwierdzone dotychczas w dwóch otworach (Jaksmanice 10 i 25, stanowią co najmniej trzy nasunięte na siebie i płasko leżące łuski lub płyty. Podobne wykształcenie tych struktur widzi również J. J. Zieliński (1963). Rozwój form bardziej regularnych, w postaci mniej porozrywanych łusek lub obalonych fałdów, spodziewany jest bardziej na południe. Być może, występują one dopiero na południe od progu zaznaczającego się w podłożu, tj. 8-10 km od Przemyśla. Uważa się, iż w tych warunkach mogą one być bardziej spiętrzone i mniej porozrywane.

Na zachód od Przemyśla miocen wewnętrznej strefy Przedgórze kryje się pod Karpatami, a dalsze jego występowanie w tym kierunku zostało stwierdzone wierceniami w Albigowej i w Ropczykach (E. Głowacki, H. Jurkiewicz, 1963) w postaci strzępów u czoła nasunięcia fliszu karpackiego. Przypomnieć tu należy hipotezę K. Tołwińskiego (1950, 1956) o przebiegu na zachód jednostki stebnickiej.

Śledząc rozwój sedymentacji i tektoniki miocenu jednostki stebnickiej, można wyrobić sobie też pewien pogląd na ruchy tektoniczne zachodzące od najniższego miocenu.

Tworzenie się przykarpackiej formacji solonośnej, jak już wspomniiano, odbywało się w warunkach lagunowych i półlagunowych w czasie wygasania ruchów oligoceńskich w Karpatach. Położenie tej formacji na różnych ogniwach stratygraficznych fliszu karpackiego świadczy o tym, że Karpaty były wówczas już sfałdowane i częściowo zerodowane.

Okres tworzenia się poziomych zlepieńców z Dubnika i najniższej części warstw stebnickich, to przede wszystkim okres wzmożonych ruchów wypiętrzających w Karpatach, a także w zewnętrznej strefie miocenu, gdzie panował wówczas ład. Sądząc ze składu materiału detrytycznego zlepieńców z Dubnika, wypiętrzenie podłoża miocenu strefy zewnętrznej i przyległych obszarów było zapewne większe niż Karpat. W późniejszych okresach następuje odwrócenie sytuacji. Obszarem bardziej wypiętrzo-

nym i dostawcą większej ilości materiału detrytycznego są Karpaty. Równocześnie z tym zjawiskiem następuje ciągle przemieszczanie osi największego zagłębienia basenu w kierunku północnym.

Z ważniejszych momentów w rozwoju basenu neogeńskiego należy wspomnieć o cykliczności tworzenia się soli kamiennej i gipsów na granicy oligocenu — akwitany, w warstwach stebnickich dolnych i górnych oraz w stropie warstw balickich. Są to niewątpliwie okresy pewnego zastoju lub wygasania ruchów zaznaczające się na większym obszarze. Wzmoczone ruchy nastąpiły jeszcze w górnym tortonie, wyrażające się zlepiancami radyckimi i pistyńskimi.

Ostateczne sfałdowanie i nasunięcie miocenu wewnętrznej strefy Przedgórza na miocen autochtoniczny nastąpiło po dolnym sarmacie, o czym sądzić można na podstawie wzajemnego stosunku tych jednostek, przy czym przez jednostkę stebnicką ścięte zostały nie tylko utwory tortońskie, lecz także dolnosarmackie.

W wewnętrznej strefie miocenu wszelkie ruchy miały przebieg bardziej intensywny. Były to ruchy zarówno obniżające, jak też wypiętrzające, które obejmowały coraz to nowe, bardziej północne partie obszaru. W strefie zewnętrznej, jak już wspomniano wyżej, ruchy miały charakter głównie obniżający.

Pchnięcie miocenu jednostki stebnickiej ku północy nierozzerwalnie łączy się z przemieszczeniem w tym kierunku mas karpackich, u podstaw których leżą niewątpliwie ruchy wypiętrzające w strefach bardziej południowych.

#### KARPATY

W rejonie na południe od Przemyśla brzeg Karpat ma charakter tektoniczny, a nie erozyjny. Interesujący jest również szereg drobnych uskoków i innych zjawisk tektonicznych w czołowej partii, związanych z mechaniką nasunięcia.

Dość szczegółowe i wszechstronne omówienie tych wszystkich zagadnień znajdujemy w pracach różnych autorów (F. Rałowski, 1927; B. Świdorski, 1952; H. Świdziński, 1953 i in.). Szereg uwag, jeśli chodzi o stosunek Karpat do Przedgórza, dorzuca również R. Ney (1958) i P. Karnkowski (1962, 1963). Wydaje się, że uwagi B. Świdorskiego (1952), najbardziej wszechstronne spośród uwag innych autorów, można niemal w zupełności podzielić.

Wygięcie ku północy Karpat przemyskich pochodzi niewątpliwie z okresu przedtortońskiego, a nawet przeddolnomiocenińskiego. Powstało ono przypuszczalnie wskutek pewnego spłylenia w tym rejonie przybrzeżnych partii oraz braku mas oporowych, które mogłyby się przyczynić do większego spiętrzenia mas karpackich, jak to ma np. miejsce w Karpatach Wschodnich.

Karpaty nasunęły się na swoje przedpole *en bloc* (S. Wdowiarz, 1949; B. Świdorski, 1952; H. Świdziński, 1953; K. Tołwiński, 1956). Nasunięcie to nastąpiło głównie w dwóch fazach, a mianowicie po dolnym tortonie i ostatecznie — po dolnym sarmacie. Mimo dwóch wyraźnych momentów wypiętrzenie górotworu karpackiego było niemal ciągle, zachowujące pewną równowagę w związku z pogłębianiem się zapadliska przed-

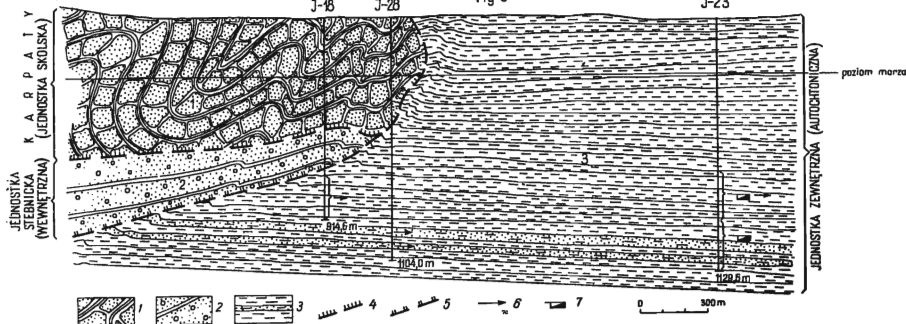
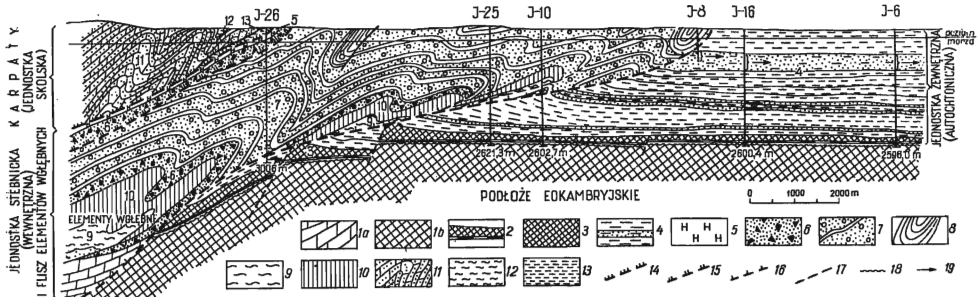


Fig 6

Fig. 5. Przekrój geologiczny (A-B) przez rejon Przemyśla  
Geological cross section (A-B) through the Przemyśl region

Podłoże: 1a — podłoże paleozoiczne?, 1b — łupki stylizowane — prekambry; miocen strefy zewnętrznej: 2 — seria anhydrytowa i podanhydrytowa — dolny torton, 3 — seria łupków spiralisowych — torton górny, 4 — seria ilasto-piaszczysta — sarmat dolny; miocen strefy wewnętrznej (stebnickiej) i flisz fałdów wgłębnych: 5 — przykarpacka formacja solonośna — akwitan, 6 — zlepienie z Dubnika — burdygał, 7 — warstwy stebnickie nie rozdzielone — helwet, 8 — warstwy balickie — torton, 9 — pstrze łupki eoceńskie z elementów wgłębnych, 10 — łupki menilitowe oraz warstwy popielskie i polanickie z elementów wgłębnych; Karpaty (jednostka skolska): 11 — warstwy inoceramowe, 12 — pstrze łupki eoceńskie, 13 — łupki menilitowe; 14 — granica nasunięcia fliszu karpackiego; 15 — granica nasunięcia miocenu — starszej formacji solonośnej i serii zlepieńców z Dubnika; 16 — granica nasunięcia jednostki stebnickiej; 17 — dyslokacje; 18 — dyskordancje; 19 — objawy gazu ziemnego w otworach

Substratum: 1a — Palaeozoic? substratum, 1b — phyllitized schists — Precambrian; Miocene of the external zone: 2 — anhydrite and sub-anhydrite series — Lower Tortonian, 3 — Spiralis schist series — Upper Tortonian, 4 — clayey-arenaceous series — Lower Sarmatian; Miocene of the internal zone (Stebnica zone) and flysch of deep folds: 5 — near-Carpathian salt-bearing formation — Aquitanian, 6 — conglomerates from Dubnik — Burdigalian, 7 — non-subdivided Stebnica beds — Helvetian, 8 — Balice beds — Tortonian, 9 — Eocene variegated schists from deep structural elements, 10 — menillite schists, and Popiel and Polanica beds from deep structural elements; Carpathians (Skole unit): 11 — Inoceramus beds, 12 — Eocene variegated schists, 13 — menillite schists, 14 — boundary of the Carpathian flysch overthrust, 15 — boundary of the Miocene overthrust of the older salt-bearing formation and of the conglomerate series from Dubnik, 16 — boundary of the Stebnica unit overthrust, 17 — dislocations, 18 — discordances, 19 — manifestations of earth gas in bore holes

Fig. 6. Przekrój geologiczny (C-D) w strefie kontaktu Karpat z Przedgórzem Karpat (częściowo według B. Ciska)

Geological cross section (C-D) in the contact zone of the Carpathians and Carpathian Piedmont (partly according to B. Cisek)

1 — warstwy inoceramowe, 2 — warstwy stebnickie nie rozdzielone — helwet, 3 — seria ilasto-piaszczysta — sarmat dolny, 4 — granica nasunięcia fliszu karpackiego, 5 — granica nasunięcia jednostki stebnickiej, 6 — objawy gazu ziemnego w otworach, 7 — objawy solanki w otworach

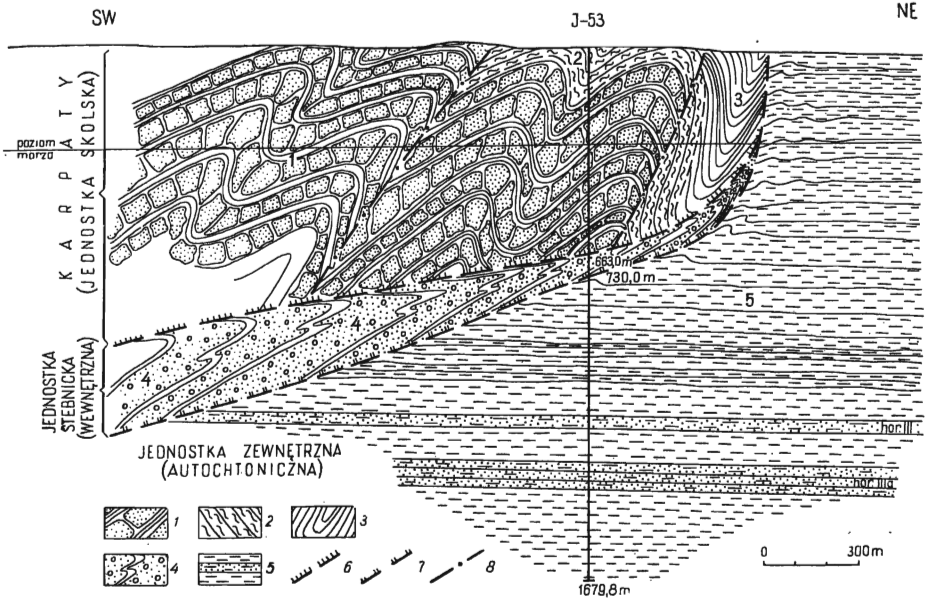


Fig. 7. Przekrój geologiczny (E-F) w strefie kontaktu Karpat z Przedgórzem Karpat (częściowo według B. Ciska)

Geological cross section (E-F) in the contact zone of the Carpathians and Carpathian Piedmont (partly according to B. Cisek)

1 — warstwy inoceramowe, 2 — pstrze łupki eoceny, 3 — łupki menilitowe, 4 — warstwy stebnickie nie rozdzielone — helwet, 5 — seria ilasto-piaszczysta — sarmat dolny, 6 — granica nasunięcia fliszu karpacciego, 7 — granica nasunięcia jednostki stebnickiej, 8 — dyslokacje

1 — Inoceramus beds, 2 — Eocene variegated schists, 3 — menillite schists, 4 — non-subdivided Stebnica beds, — Helvetian, 5 — clayey-arenaceous series — Lower Sarmatian, 6 — boundary of the Carpathian flysch overthrust, 7 — boundary of the Stebnica unit overthrust, 8 — dislocations

górskiego. Napięcie ruchów ma swoje odbicie w osadach miocenu, o których wspomniano wyżej.

Na odcinku Karpat przemyskich oraz dalej na wschodzie interesujące jest występowanie, w postaci serii odwróconej przed czołem Karpat, przykarpacciej formacji solonośnej i zlepieńców z Dubnika. Utwory te zapadają ku południowi i stanowią oderwany płat, przesunięty wraz z Karpatami ku północy. Na zachód od Przemyśla u czoła Karpat występują natomiast oderwane i przemieszczone w podobny sposób utwory typu stebnickiego oraz młodsze, facjalnie łączące się z mioceniem autochtonicznym. Otulają one niejako czoło nasunięcia karpacciego lub występują pod nim. Amplitudę nasunięcia karpacciego od dawna szacuje się na kilkanaście do około 25 km. Uważa się też, że na zachód od Przemyśla jest ono większe niż na wschodzie. Słuszność tych poglądów coraz bardziej potwierdzają wiercenia. Stosunkowo płaski, lecz daleki zasięg na-

1 — Inoceramus beds, 2 — non-subdivided Stebnica beds, 3 — clayey-arenaceous series — Lower Sarmatian, 4 — boundary of the Carpathian flysch overthrust, 5 — boundary of the Stebnica unit overthrust, 6 — manifestations of earth gas in bore holes, 7 — seepages of brine in bore holes

sunięcia karpackiego potwierdzają również wiercenia założone na brzegu Karpat, pomiędzy Przemyślem a Rzeszowem.

Na podstawie wzajemnego stosunku brzeżnej części fliszu karpackiego do miocenu (Przedgórze, tj. występowania fliszu karpackiego na miocenie i na odwrót, można obecnie, jak już wspomniano wyżej, bardziej dokładnie określić następstwo ostatnich ruchów tektonicznych. W szeregu otworach w rejonie Przemyśla i Jaksmanic stwierdzono, że flisz wraz z utworami jednostki stebnickiej nasunięty jest na utwory sarmatu dolnego (fig. 4—6). W najdalej na południe wysuniętym otworze wiertniczym Jaksmanice 26 utwory dolnego sarmatu występujące poniżej serii stebnickiej nawiercono na głębokości około 2780÷3006 m. Dane te pozwalają ustalić, że nasunięcie fliszu karpackiego na miocen Przedgórze strefy zewnętrznej nastąpiło po osadzeniu się utworów dolnego sarmatu.

### WARUNKI AKUMULACJI WĘGLOWODORÓW

Budowa geologiczno-strukturalna rejonu Przemyśla stwarza korzystne warunki dla nagromadzenia się węglowodorów. Składa się na to kilka czynników, a przede wszystkim:

1. Wykształcenie dolnego sarmatu w postaci utworów piaszczystych z licznymi przewarstwieniami łupków, stanowiących wystarczającą izolację.

2. Korzystne warunki strukturalne zewnętrznej strefy miocenu, regionalnie podniesionej przed czołem Karpat i jednostki stebnickiej.

3. Istnienie w rejonie nasunięcia Karpat szeregu stref dyslokacyjnych (fig. 1, 4, 5, 6) występujących zarówno w podłożu, jak też w utworach nadległych, które mogły odegrać pozytywną rolę w procesie formowania się złóż jako sprzyjające drogi dla migracji węglowodorów, a następnie ich akumulacji w miocেনskich kolektorach. Strefy dyslokacyjne mogły również odegrać rolę ekranów izolujących złoża przed zniszczeniem w poszczególnych blokach.

Złoża gazu w rejonie Przemyśla dostarczają jeszcze jednego dowodu, potwierdzonego już wcześniej na Przedgórzu (E. Głowacki 1962; P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961; E. Głowacki, P. Karnkowski, 1964; Z. Obuchowicz, 1963; P. Karnkowski, 1962), o prawidłowości akumulacji węglowodorów w pobliżu przebiegu dyslokacji i stref dyslokacyjnych. Prawidłowość tę stwierdzają również geolodzy radzieccy (G. N. Dolenko, 1962; W. W. Głuszko i in., 1963).

Przemyskie złoża gazu ziemnego występują w serii ilasto-piaszczystej dolnego sarmatu (fig. 4). Tylko nieznaczna akumulacja związana jest z utworami górnego tortonu, który wykształcony jest w typowej facji łupkowej.

Omawiane złoża należące do typu warstwowych i wielowarstwowych (zwłaszcza na głębokości 600÷900 m) występują w strefie regionalnego podniesienia przed nasunięciem Karpat. Są to złoża ekranowane od powierzchni skałami ilastymi sarmatu, od strony południowej natomiast uszczelnione są płaszczyną wspomnianego już nasunięcia karpackiego



i jednostki stębnickiej. Poszczególne warstwy (i kolektory) ułożone są stosunkowo płasko ( $3\div 15^\circ$ ), tworząc łagodną monoklinę, zapadającą nieznacznie w kierunku północno-wschodnim. Od tej strony występuje szereg konturów wód okalających poszczególne poziomy gazonośne na różnych głębokościach.

Porowatość średnia poszczególnych kolektorów piaszczystych ustalona na podstawie wyników badań rdzeni jest na ogół bardzo korzystna i wynosi od  $12\div 20\%$ . Piaszczystość poszczególnych poziomów zwiększa się wraz z głębokością na odcinku  $600\div 1800$  m, po czym znów maleje i zanika. Również w kierunku wschodnim stwierdza się zmniejszenie piaszczystości, a zatem i zasobności złóż.

Tabela 2

Skład chemiczny gazu z rejonu Przemysła

Otwory wiertnicze	Sarmat dolny	Horyzonty	Zawartość składników w %					
			N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	He + Ar
Przemysł 1		I	3,20	95,24	0,82	0,14	—	—
Przemysł 1		II	3,60	95,05	0,92	0,43	—	—
Przemysł 1		III	—	98,5	0,85	0,35	0,30	—
Jaksmanice 16		I	2,70	95,92	0,73	0,30	0,24	—

Na polu gazonośnym Przemysł — Jaksmanice stwierdzono już południową i północną granicę złoża, wyznaczoną nasunięciem karpackim i stębnickim z jednej strony oraz wodą okalającą — z drugiej strony. Kontur wschodni i zachodni nie został natomiast jeszcze całkowicie ustalony. Skład chemiczny gazu poziomów przemyskich przedstawiono na tab. 2.

Gaz przemyski jest więc wyjątkowo czysty, nie skażony żadnymi szkodliwymi domieszkami, wobec czego stanowi cenny surowiec nie tylko energetyczny, lecz przede wszystkim dla syntezy chemicznej. Ma więc on ogromne znaczenie przyszłościowe. Ciśnienie złożowe równa się hydrostatycznemu z tendencją niewielkiego przekroczenia *in plus*. Wydajność głębokich horyzontów na wolny wypływ waha się od 0,5 do 1,5 mil m<sup>3</sup>/24 h. Złoża gazu ziemnego w okolicy Przemysła są obecnie największe pod względem zasobów w Polsce.

## WNIOSKI

Przedstawiona w niniejszym artykule stratygrafia miocenu autochtonicznego, oparta głównie na podstawie badań mikrofaunistycznych, odzwierciedla zasadnicze zmiany facjalne tych utworów i jest zgodna ze schematem stratygraficznym ostatnio powszechnie przyjmowanym w Polsce i w krajach ościennych.

Należy też nadmienić, że w omawianym obszarze, jak również w obszarach leżących dalej na zachód, zachodzi pewna trudność w ustaleniu granicy pomiędzy tortonem górnym i sarmatem na podstawie badań mikrofaunistycznych. Trudność ta wynika stąd, że w rejonie Przemyśla nad górnotortonem poziomem dendrofriowo-globigerynowym z licznymi miliolidami zaznacza się strefa zawierająca dość obfitą faunę mieszaną, wydzieloną przez nas jako poziom podanomalinoidesowy. Miąższość strefy zawierającej tę faunę zanika w kierunku zachodnim tak, że w rejonie Niwiśk i Podborza bezpośrednio nad poziomem miliolidowym (w ujęciu Z. Kirchnera, 1956) występuje poziom anomalinoidesowy. Biorąc to pod uwagę, granicę między tortonem górnym i sarmatem dolnym należy przyjąć bezpośrednio nad poziomem dendrofriowo-globigerynowym.

Ustalenie dokładnej stratygrafii miocenu serii stebnickiej nasuwa pewne trudności, jak to już podkreślono, z powodu braku odpowiednich wskaźników faunistycznych. Ponadto seria ta jest intensywnie zaburzona, co utrudnia również prześledzenie zmian litologicznych. Większa liczba wierceń oraz konsekwentne badania pozwolą zapewne tę sprawę wyjaśnić. Niezmiernie ważne byłoby tu bliższe sprycyzowanie czterech powtarzających się cykli sedymentacyjnych.

Na podstawie dotychczasowych danych z wierceń i badań sejsmicznych można wnioskować, że wewnętrzna strefa miocenu na zachód od Przemyśla zachowuje swój przebieg WN — SE i rozwinięta jest niedaleko na S od brzegu Karpat. Ma to zasadnicze znaczenie dla właściwego zlokalizowania prac poszukiwawczych ropy i gazu ziemnego w elementach wgłębnych Karpat i w jednostce stebnickiej ((Sędziszów).

Miocen autochtoniczny, który przed czołem nasunięcia Karpat i miocenu serii stebnickiej wykazuje lekkie spiętrzenie oraz jest przez to nasunięcie ekranowany, spełnia szczególnie dobre warunki dla nagromadzenia się węglowodorów gazowych. Wspomniane warunki geologiczno-złożowe stwierdzone w rejonie Przemyśla występują dalej na zachód w rejonie Albigowej i są niewątpliwie związane nie tylko z istnieniem odpowiednich struktur, dobrze izolowanych kolektorów, lecz i stref dyslokacyjnych, które, jak wynika z dotychczasowych doświadczeń, w rejonie Przedgórze mają zasadnicze znaczenie w formowaniu się złóż.

Biuro Dokumentacji i Projektów Geologicznych ZPN  
Warszawa, ul. Krucza 36  
Oddział Świętokrzyski Instytutu Geologicznego  
Kielce, ul. Zgoda 21  
Nadesłano dnia 20 lipca 1965 r.

## PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S. (1958) — Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. *kwart. geol.*, **2**, p. 54—77, nr 1. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S. (1963) — Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim. *Pr. Inst. Geol.*, **39**, Warszawa.
- BÖHM B. (1939) — O tortonie Przedgórze Karpat w okolicy Folsztyna na ark. Sambor. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **17**, p. 8—17. Warszawa.

- BUDAY T., CICHÁ I. (1957) — Nove názory na stratigráfiu spodního a středního miocenu Dolnomoravského uvalu a Považí. *Věst. ÚÚG*, **32**, nr 6. Praha.
- BUJALSKI B. (1931) — Budowa geologiczna Przedgórze Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, p. 235—269. Warszawa.
- CHLEBOWSKI T. (1947) — Spostrzeżenia geologiczne z miocenu Kałusza i Bochni. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **29**, p. 30—36. Warszawa.
- CICHÁ I. (1961) — Mikrobiostratigraphie miocenu ostravské oblasti. *Sborník ÚÚG*, **26**, p. 193—239. Praha.
- CIZANCOURT H. (1926) — O budowie przedmurza polskich Karpat wschodnich. *Biul. Stacji Geol. w Boryslawiu*, **12**, p. 2—48. Boryslaw.
- CZARNOCKI J. (1934) — Miocen młodszy okolic Drohobycza i Sambora. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr **39**, p. 33—40. Warszawa.
- CZARNOCKI J., KOWALEWSKI K. (1933) — O miocenie młodszym na południowy wschód od Przemyśla w okolicach Nizankowic, Nowego Miasta, Hussakowa, Felszyna, Dobromila, Chyrowa i Starej Soli. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr **36**, p. 10—13. Warszawa.
- CZARNOCKI J., KOWALEWSKI K. (1935) — O prasarmacie i o dyluwium w okolicach Medyki na podstawie zdjęć wykonanych w połudn.-zach. końcu arkusza Mościska. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr **42**, p. 63—66. Warszawa.
- FRIEDBERG W. (1931) — Uwagi nad nowszymi próbami podziału naszego miocenu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **7**, p. 291—314. Kraków.
- FRIEDBERG W. (1939) — Makrofauna z wierceń wykonanych przez „S.A. Pionier“ na obszarze Podkarpacia w latach 1936—1937. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **14**, p. 58—80. Kraków.
- GŁOWACKI E. (1962) — O geologicznych warunkach występowania gazu w rejonie Przeworska. *Nafta*, nr **4**, p. 93—98. Kraków.
- GŁOWACKI E., JURKIEWICZ H. (1963) — Miocen typu stebnickiego w rejonie Ropczyc. *Prz. geol.*, **11**, p. 284—287, nr 6. Warszawa.
- GŁOWACKI E., KARNKOWSKI P. (1963) — Porównanie górnego prekambriu (ryfeju) przedgórze Karpat środkowych z serią zielonych łupków Dobruży. *Kwart. geol.*, **7**, p. 187—193, nr 2. Warszawa.
- GŁOWACKI E., KARNKOWSKI P. (1964) — Warunki akumulacji bituminów w strefie miocenu przykarpackiego między Przemyślem a Tarnowem. *Prz. geol.*, **12**, p. 126—128, nr 3. Warszawa.
- GŁOWACKI E., KARNKOWSKI P., ŻAK CZ. (1963) — Prekambry i kambry na Przedgórzu Karpat środkowych i w północno-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, p. 314—321. Kraków.
- JURKIEWICZ H., KARNKOWSKI P. (1961) — Poziom spiralisowy w tortonie Przedgórze Karpat. *Prz. geol.*, **9**, p. 24—27, nr 1. Warszawa.
- KARNKOWSKI P. (1962) — Uwagi o roponośności polskich karpat fliszowych i ich Przedgórze. *Prz. geol.*, **10**, p. 333—337, nr 7. Warszawa.
- KARNKOWSKI P. (1963) — Uwagi o budowie geologicznej wschodniej części polskich Karpat fliszowych w świetle głębokich wierceń. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, p. 458—468. Kraków.
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E. (1961) — O podmiocenijskiej budowie geologicznej Przedgórze Karpat środkowych. *Kwart. geol.*, **5**, p. 372—419, nr 2. Warszawa.

- KIRCHNER Z. (1956) — Stratygrafia Przedgórze Karpat środkowych na podstawie mikrofauny. *Acta geol. pol.*, **6**, p. 421—449, nr 4. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1958) — Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, **2**, p. 3—48, nr 1. Warszawa.
- KRACH W. (1962) — Zarys stratygrafii miocenu Polski południowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **32**, p. 529—556, nr 4. Kraków.
- ŁUCZKOWSKA E. (1964) — Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg — Chmielnik. *Pr. geol. PAN, Oddział Krakowski*, nr 20. Kraków.
- NEY R. (1957) — O miocenie na Przedgórzu Karpat między Przemyślem a Chyrowem. *Prz. geol.*, **5**, p. 12—18, nr 1. Warszawa.
- NEY R. (1958) — Niektóre problemy z tektoniki Przedgórze i brzegu Karpat na południe od Przemyśla. *Nafta*, nr 3, p. 59—65. Kraków.
- NIEDŹWIEDZKI J. (1901) — Przyczynek do geologii pobraża Karpat przemyskich. *Kosmos*, **26**, p. 224 i 538—555. Lwów.
- NOWAK J. (1938) — Dniestr a gipsy tontońskie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **14**, p. 155—193. Kraków.
- OBUCHOWICZ Z. (1963) — Złoża ropy i gazu w zapadlisku przedkarpackim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **12**, p. 42—63. Kraków.
- PARACHONIAK W. (1962) — Mioceńskie utwory piroklastyczne Przedgórze Karpat polskich. *Pr. geol. PAN, Oddział Krakowski*, nr 11. Kraków.
- RABOWSKI F. (1927) — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1926 na obszarze arkuszy Dobromil i Przemyśl. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 18, p. 7—9. Warszawa.
- ŚLIWIŃSKI Z., ŁAPINKIEWICZ A. (1964) — Metodyka i wyniki opracowania ujednoczonej sejsmicznej mapy strukturalnej poziomu przewodniego na Przedgórzu Karpat. *Geofizyka i Geologia Naftowa*, nr 10/12, p. 94—96. Kraków.
- ŚWIDERSKI B. (1936) — Uwagi o geologii wschodnio-karpackiego Przedgórze. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **12** p. 42—63. Kraków.
- ŚWIDERSKI B. (1952) — Z zagadnień tektoniki Karpat północnych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **8**. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. W: *Regionalna geologia Polski*, **2**, p. 362—418. Kraków.
- TEISSEYRE H. (1936) — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1935 na Przedgórzu, ark. Sambor i Dobromil. *Manuskrypt*.
- TOŁWIŃSKI K. (1950) — Brzeg Karpat. *Acta geol. pol.*, **1**, p. 12—36, nr 1. Warszawa.
- TOŁWIŃSKI K. (1956) — Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem salidów. *Acta geol. pol.*, **5/6**, p. 75—224, nr 2. Warszawa.
- TOKARSKI A. (1963) — Struktura Niwisk. *Pr. geol. PAN, Oddział Krakowski*, nr 13, p. 7—40. Warszawa.
- WDOWIARZ S. (1949) — Budowa geologiczna Karpat brzeżnych na południowy wschód od Rzeszowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **11**, p. 1—40. Warszawa.
- WIŚNIEWSKI T. (1908) — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do z. 21: ark. Dobromil. *Komis. Fizjogr. AU*. Kraków.
- WILCZYŃSKI Z. (1961) — Nasunięcie stebnickie w okolicy Przemyśla i jego element fliszowy. *Nafta*, nr 9, p. 241—245. Kraków.

- VÁŠIČEK M. (1951) — Současný stáv mikrobiostratigrafického výzkumu miocenních sedimentů ve vne Karpacké neogenní pánvi na Morávě. Sb. ÚUG, 18, p. 149—194. Praha.
- ZIELIŃSKI J. J. (1963) — Odkrycie fliszowego fałdu wglębnego w rejonie Przemysła i wnioski stąd płynące dla dalszych poszukiwań naftowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33, p. 387—394, nr 1/3. Kraków.
- ВЕНГЛИНСКИЙ И. В. (1962) — Биостратиграфия Миоцену Закарпаття за фауною фораминифер. АН УРСР, Київ.
- ГЛУШКО В. В., КЛИТОЧЕНКО І. Ф., КРАМАРЕНКО В. Н., МАКСИМОВ С. П., ЧЕРВИНСКАЯ М. В. (1963) — Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР, Москва.
- ДОЛЕНКО Г. Н. (1962) — Геология нефти и газа Карпат. Изв. АН УССР. Киев.
- КАРНКОВСКИЙ П. (1964) — Деякі питання нафтогазоносності польських флішових Карпат та їх Предгір'я. АН УРСР. Київ.
- ЛАДЫЖЕНСКИЙ Н. Р., АНТИПОВ В. Я. (1961) — Геологическое строение и нефтегазоносность Советского Предкарпатья. Москва.
- МИХАЙЛОВ А. Е. (1951) — Основные этапы развития Предкарпатского Краевого прогиба. Москва.
- МЯТЛЮК Е. В. (1951) — Стратиграфия флишевых осадков Советских Карпат в свете данных фораминифер. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51. Ленинград.
- ПИШВАНОВА Л. С. (1960) — Фораминиферы миоцена Предкарпатья и их стратиграфическое значение. Автореферат диссертации. Львов. Госуд. Унив. Львов.
- СЕРОВА М. Я. (1955) — Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. W: Материалы по биостратиграфии западной области Украинской ССР. Москва.

Эугениуш ГЛОВАЦКИ, Хенрик ЮРКЕВИЧ, Петр КАРНКОВСКИ

## ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА ПШЕМЫСЛЯ В СВЕТЕ ДАННЫХ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

### Резюме

В геологическом строении района Пшемьсля можно выделить три основные единицы: основание миоцена, автохтонный миоцен и карпатско-стебникский надвиг.

Общее геологическое строение представляется следующим образом: непосредственно на древнем основании, сложенном отложениями верхнего докембрия, залегает автохтонный миоцен, охватывающий породы от нижнего тортона до нижнего сармата включительно. С южной стороны на автохтонный миоцен надвинуты Карпаты совместно со Стебникской структурой.

Стебникская структура сложена отложениями миоцена — от аквитанского или бурдигальского до тортонского возрастов включительно. Эти отложения отличаются значительно от автохтонного миоцена литологическим характером и сильным смятием. Стебникская структура представляет собой надвиговую форму и содержит глубинные карпатские элементы.

Изложенный в настоящей работе новый взгляд на геологическое строение рассматриваемого района основан на данных глубоких скважин, пройденных в последние годы Нефт-

яной промышленностью. Особое внимание обращается здесь на стратиграфическое изучение на основании микрофаунистических и петрографических исследований автохтонного миоцена и Стебникской структуры, а также глубинных карпатских элементов. Выделенные в автохтонном миоцене микрофаунистические зоны были сопоставлены с зонами выделенными другими польскими и зарубежными авторами (Табл. 1). Авторы определяют свое отношение к стратиграфическому подразделению, особенно тортона, принимая его двухчленное деление на нижний и верхний тортон.

Кроме стратиграфии рассматривается также литологическое развитие автохтонного и стебникского миоцена. Одновременно обращается внимание на некоторую цикличность в этом развитии, выделяя впервые четыре осадочных цикла.

В главах по развитию неогенового бассейна и тектонике, после подробного изложения происходящих здесь явлений, подчеркиваются периоды усиления самых молодых альпийских движений, которые оказали влияние на строение и взаимное отношение между структурами высшего порядка.

Наконец на основании имеющихся материалов по району Пшемысля и края Карпат обсуждается возможность продолжения к западу под Карпатами Стебникской структуры и совместно с ней, возможно, глубинных карпатских элементов.

В свете геологического строения и развития отложений коротко рассматриваются геологические условия аккумуляции битумов и залегания в этом районе газового месторождения.

---

Eugeniusz GŁOWACKI, Henryk JURKIEWICZ, Piotr KARNKOWSKI

## GEOLOGY OF THE PRZEMYŚL REGION IN THE LIGHT OF DEEP DRILLINGS

### Summary

Three main elements may be distinguished in the geological structure of the Przemyśl region: Miocene substratum, autochthonous Miocene and Carpathian — Stebnica overfold.

The general geological structure of the region considered is as follows. Immediately on the older substratum built up of the Upper Precambrian deposits rest the deposits of the autochthonous Miocene, developed from the Lower Tortonian to the Lower Sarmatian inclusive. The autochthonous Miocene deposits are covered by the Carpathian and Stebnica unit deposits overfolded from the south. The Stebnica unit is built of the Miocene deposits, from Aquitanian or Burdigalian to Tortonian in age. These deposits considerably differ from those of the autochthonous Miocene in lithological character and in an intense folding. The Stebnica unit constitutes an overthrust sheet form and contains some deep Carpathian structural elements.

New viewpoint on the geological structure of the region under consideration, presented in this paper, has been based on the results of the deep drillings made in the last years by the Petroleum Industry. Particular attention has been paid to the stratigraphy of the autochthonous Miocene and of the Stebnica unit, as well as to the deep Carpathian structural elements examined by means of microfaunistic and petrographical studies. Microfaunistic horizons distinguished in the autoch-

thous Miocene have been compared with the horizons distinguished by other authors in Poland and in foreign countries (Table 1). The subdivision of the Tortonian has particularly been considered and, in consequence, its bipartite character has been accepted (Lower and Upper Tortonian).

Beside the stratigraphy also sedimentary development of the autochthonous and Stebnica Miocene deposits has been discussed. Certain cyclic nature of this development has been stressed and four sedimentary cycles have, for the first time, been distinguished.

In the chapters devoted to the development of the Neogene basin and to the tectonics all the phenomena are presented in detail and the periods are stressed of the increase of the youngest Alpine movements that strongly influenced the structure and mutual relations of the units of higher order.

Moreover, on the basis of available materials from the Przemyśl region and from the marginal zone of the Carpathians, a possibility is presented as to the existence of a westerly prolongation of the Stebnica unit under the Carpathians, maybe also of that of the deep Carpathian structural elements, as well.

In the light of the geological structure and of the development of the deposits considered there are also discussed geological conditions of bitumen accumulation and of gas deposit occurrence in the region under study.