

WILHELM KRACH

ZARYS STRATYGRAFII MIOCENU POLSKI POŁUDNIOWEJ

Esquisse de la stratigraphie du miocène de la Pologne méridionale

Treść. W granicach Polski zalewy morza miocenijskiego miały miejsce w dolnym miocenie (Karpaty wschodnie), w helwecie, tortonie i sarmacie. Torton podzielono na dolny i górny (dawniejszy środkowy) oraz sarmat, do którego włączono bułow i welyn. Podano ważniejsze punkty występowania poszczególnych ogniw w miocenie autochtonicznym i parautochtonicznym z nawiązaniem do rozwoju miocenu na Ukrainie Zachodniej i w Czechosłowacji. Stratygrafia utworów głębokowodnych opiera się głównie na zespołach mikrofauny, w strefie brzeżnej na makro- i mikrofaunie.

WSTĘP

W ostatnich latach w dziedzinie badań stratygraficznych Polski południowej zanotować należy duży postęp. Fakt ten wiąże się z rozbudową instytucji geologicznych, z postępem prac poszukiwawczych za kopalinami gospodarczo ważnymi w obrębie utworów miocenijskich. Dążenie do uporządkowania utworów według najbardziej prawdopodobnych schematów podziału przejawia się w publikacjach.

Materiały podstawowe zbierane do niedawna przeważnie z naturalnych odsłoneń lub płytek sztucznych odkrywek wzbogacają się o materiały z szybko postępujących wierceń. Stratygrafia bazująca na opisach litologicznych i niewielkich ilościach punktów z makrofauną rozbudowuje się w oparciu o badania mikrofaunistyczne. Punkt ciężkości przenosi się obecnie na utwory głębokowodne, ubogie wprawdzie w makrofaunę, pozwalające jednak często na zestawienia bogatych zespołów mikrofaunistycznych. Powszechnie stosowana korelacja warstw wybiega niekiedy poza stosunki lokalne; udaje się wtedy korelować odległe regiony i wiązać je z obszarami krajów sąsiednich. Wyniki stratygraficzne oparte na mikrofaunie częściowo zaczynają się przeciwstawiać dotychczasowym opartym na makrofaunie. Zjawisko kolizji daje się zaobserwować ogólnie w Polsce i krajach sąsiednich, przy czym zaznacza się tendencja do „odmładzania” utworów. Badania mikrofaunistyczne zapoczątkowane w Austrii i Czechosłowacji (Grill R. 1941, Vašíček M. 1948) zakwestionowały wiele wydzieleni helwetu i tortonu, gdzie występowały dość różne zespoły makrofauny, na podstawie charakterystycznego zespołu lancendorfskiego. Podobnie i w Polsce w pracach mikrofaunistycznych powstają schematy stratygraficzne nawet bardzo szczegółowe, uwzględniające w obrębie ogniw wyższego rzędu liczne strefy i poziomy mikrofaunistyczne. W nieznanym stopniu nawiązywano je do wydzieleni makrofaunistycznych. Stan ten zmieniał się z czasem w dążeniach do uzgodnienia wyników

poprzez liczne dyskusje nad wartością biostratygraficzną elementów, łącznego zastosowania w stratygrafii rozwoju facjalnego i faunistycznego, położenia granic pomiędzy ogniwami wyższego i niższego rzędu (A l e x a n d r o w i c z S. 1956, 1958, K i r c h n e r Z. 1956, K o w a l e w s k i K. 1957, 1958, K u c i ń s k i T. 1957 a), 1958, K r a c h W. 1956, 1957, 1957 a, 1958, Ł u c z k o w s k a E. 1958 i in.). Zarys poglądów na rozwój miocenu przykarpackiego znajdujemy u F. B i e d y (1951).

W schematach stratygraficznych ostatnich lat zaznacza się kilka kierunków: 1. podział tortonu na dolny, środkowy i górny (opol, grabow, buhłow — J. N o w a k 1938, W. K r a c h 1958, Z. K i r c h n e r 1956, T. K u c i ń s k i 1957, F. M i t u r a 1954 i in.), przy czym granicę między dolnym a górnym kładzie się na stropie gipsów, a pomiędzy środkowym a górnym — w momencie pojawienia się fauny mieszanej (buhłow), 2. dolny i górny, przy czym granicę pomiędzy nimi przyjmuje się na wapieniach litotamniowych, ponadto do sarmatu zalicza się też buhłow (torton górny u innych — K. K o w a l e w s k i 1958); 3. podział na torton dolny i górny — poprzednio środkowy (S. A l e x a n d r o w i c z 1958, który zalicza do górnego tortonu buhłow); 4. dolny i górny (E. Ł u c z k o w s k a, w druku, która zalicza buhłow do sarmatu); 5. dwupodział tortonu, oparty głównie na przesłankach litostratygraficznych stosuje obecnie T. K u c i ń s k i (1961): serię rzeszowską dzieli on na dolne ogniwo z ilami radiolariowymi poziomu chodenickiego w stropie oraz górne ogniwo z piaszczysto-żwirowym poziomem grabowieckim w spagu.

Szczegóły uzasadniające stosowanie różnych schematów nie będą tu rozpatrywane, podobnie jak wywody na temat wartości wskaźników facjalno-faunistycznych. W roku 1961 zanotować należy ważny moment przedyskutowania i uzgodnienia zasadniczych zagadnień stratygraficznych przez geologów krakowskich i przyjęcia do stosowania jednolitego podziału (patrz tab. 1)¹. Utrzymano tu podział tortonu na dolny i górny przedzielony gipsami oraz sarmat, do którego włączono buhłow i wołyn. Pozostawiono pewną swobodę w stosowaniu drobniejszych wydzielen jak poziomy opierające się na wskaźnikach biofacjalnych. Podkreślić należy, iż poziomy mikrofaunistyczne są liczniejsze niż dawniej, lecz nie zawsze dobrze odgraniczone.

MIOCEN DOLNY-HELWET (?) WSCHODNIEGO ODCINKA KARPAT

Rozwój poglądów na wiek mioceńskich utworów Przedgórze Karpat wschodnich podał F. B i e d a (1951). W ostatnim dziesięcioleciu ugruntował się wśród geologów radzieckich podział na dwie serie — worotyszczkańską i stebnicką (S u b b o t i n a N., 1955, 1960), przy czym pierwszą zaliczają umownie — z powodu braku podstaw paleontologicznych — do akwitany, burdygału, drugą zaś do helwetu i dolnego tortonu. Tak w starszej, jak i w nowszej literaturze przeważa pogląd, że dolna część przykarpackiej formacji solonośnej (dolno-worotyszczkańska swita) wiąże się z oligoceńskimi warstwami polanickimi; natomiast wyżej leżąca zle-

¹ W toku przygotowywania artykułu korzystałem z uprzejmej pomocy dra T. K u c i ń s k i e g o, z którym przedyskutowałem szereg zagadnień wprowadzonych do tekstu w formie poprawek i uzupełnień. Koledze drowi T. K u c i ń s k i e m u wyrażam na tym miejscu serdeczne podziękowanie.

pieńcowata swita zagórska przechodzi miejscami w górno-worotyszczeńską switę albo dobrotowską switę. Przez analogię z podobnymi utworami w Rumunii (O. M. Preda 1927) przypisywać można górnej części serii worotyszczeńskiej wiek burdygalski. Podobnie można podzielić serię stebnicką na dolnostebnicką switę, odpowiadającą warstwom kałuskim Cz. Kuźniara (1939) oraz górnostebnicką switę, którą miejscami zastępują facjalne warstwy balickie, jak to już dawniej zauważył B. Bujalski (1931). Ten ostatni pogląd wzięliśmy pod uwagę w pracy wspólnej z T. Kucińskim (1959).

Wyżej przytoczoną stratygrafię stosuje ostatnio N. P. Ładyżenski (1961), przy czym dolną część serii stebnickiej zalicza do helwetu, górną zaś do dolnego tortonu.

Podobną stratygrafię na Przedgórzu przemyskim stosuje R. Ney (1957). Nad warstwami polanickimi wyróżnia on szare i ciemnoszare iły margliste z gipsami, należące do przykarpackiej formacji solonośnej, uważanej za dolny miocen. Helwet reprezentowany jest przez zlepieńce z Dubnika i leżące nad nimi warstwy stebnickie. Te ostatnie różnią się nieco od typowych: dominują piaskowce i piaszczyste margle szare, wśród których do rzadkości należą margle pstre. Nad warstwami stebnickimi nasunięte są według R. Ney a warstwy balickie reprezentowane przez szare i szarozielone margle piaszczyste z wkładkami zlepieńców i piaskowców. W warstwach balickich, które są uważane za dolny torton, dość często występują gipsy i anhydryty. Według R. Ney a w odniesieniu do strefy stebnickiej na południe od Przemyśla możemy mówić o dwóch seriach z ewaporatami: w przykarpackiej formacji solonośnej oraz w warstwach balickich.

MIOCEN DOLNY I HELWET (?) ZACHODNIEGO ODCINKA KARPAT

W okolicy Ostrawy w Jakłowcu zachował się fragment zlepieńców i piasków z fauną wieku burdygalskiego (O. Ganss 1936, P. Čtyrky 1958). W granicach Polski na terenie Śląska podobnych utworów brak; wprawdzie z rejonu Skoczowa pod fliszem występują 200 m grube zlepieńce i piaskowce opisane przez K. Tołwińskiego (1950), a później przez F. Miturę i T. Kucińskiego (1952) jako tzw. warstwy dębowieckie, lecz z powodu braku fauny wiek ich dotychczas nie jest rozstrzygnięty. K. Tołwiński niepewnie odnosi je do dolnego miocenu z uwagi na mikrofaunę helwecką określoną tak przez Horčica (fid. Tołwiński 1950) z wyżej leżących łupków marglistych, ale późniejsze badania mikrofaunistyczne (E. Łuczowska 1958) stwierdziły w nich zespoły lagenidowe tortońskie; wobec tego wiek zlepieńców dębowieckich leżeć może w granicach dolny miocen—torton. Według A. Jurkowej (1959) identyczne zlepieńce występujące w okolicy Jakłowca w podobnej sytuacji geologicznej rozpoczynają transgresję morza dolnotortońskiego. Podobne zlepieńce opisano również z spągu ilów miocenijskich w Andrychowie i określono jako helweckie (W. Krach i W. Nowak 1956). Na Śląsku cieszyńskim w kilku punktach poznane zostały transgresyjne utwory morskiego miocenu zaliczone z pewnym prawdopodobieństwem do helwetu (W. Krach 1939). Ponieważ później stwierdzono w nich mikrofaunę tortońską, przeto opis ich podaje się w rozdziale o tortonie.

TORTON DOLNY — OPOL

Transgresja morza dolnotortońskiego kieruje się od SW z obszaru Moraw. W zachodnim odcinku wypełnia ona depresję przykarpacką osadami przekraczającymi 1000 m miąższości. Ku północy na obszarze Górnego Śląska zalew się spłycał, wygasając na wysokości Bytomia. Transgresja miała przebieg gwałtowny. Niesione wodami produkty zniszczenia podłoża wypełniły wszelkie nierówności dna natury tektonicznej i erozyjnej. O bogatym reliefie tego dna, którym przede wszystkim był karbon, można mieć pojęcie patrząc na mapę powierzchni karbonu zestawioną dla obszaru Śląska przez T. Kucińskiego (1957) i T. Kucińskiego i F. Miturę (1958). W miarę nierównomiernego zapadania dna, na S, gdzie przypada oś basenu, osady mają charakter ilasto-piaszczysty (szlir), ku N zaznacza się ubytek piasku, facja zmienia się na ilasto-marglistą (tegel). Południowe brzegi basenu kryją się pod nasuniętymi Karpatami. Nawet zbadane pod nimi wierceniami osady wskazują na morze otwarte (pelagiczne skrzydłonogi). Wniosek stąd, że południowe brzegi basenu leżały znacznie dalej na południe niż stwierdzany dziś zasięg miocenu. Jedynie osady zlepieńcowo-piaszczyste rejonu Jakłowca, Skoczowa i Andrychowa mogłyby sygnalizować w początkowej fazie sedymentacji o bliskości lądu.

W centralnej części basenu śląskiego w rejonie podniesionego dna czasem wynurzonego, a także w strefie brzeżnej północnej dochodziło do powstawania osadów brakicznych i lądowych. Ponadto w morskich osadach przybrzeżnych gdzieś tworzyły się wapniste osady organogeniczne (litotamniowe). W obszarze Krakowa basen się zwęża, następnie ku wschodowi znowu rozszerza, zatokami wchodzi w obręb Gór Świętokrzyskich, zalewa obszar lubelski, przechodząc na teren Ukrainy Zachodniej. Południowa granica zbiega się mniej więcej z brzegiem Karpat. W rejonie Karpat środkowych miąższość dolnego tortonu zmniejsza się; redukcji ulegają niższe poziomy. Wskazuje to na podnoszenie się dna morskiego (W. Krach, T. Kuciński 1959).

POZIOM PODLITOTAMNIOWY I LITOTAMNIOWY

Wzdłuż brzegu Karpat torton rozwinięty jest przeważnie w facji ilastej, miejscami silnie zapiaszczonej i występuje w zapadlisku jako autochton i parautochton, biorąc udział w budowie sfałdowanego fliszu Karpat. W spagowych warstwach ilów w Dziedzicach, Brzeszczach i Mszanie na Śląsku Cieszyńskim (W. Krach 1939) znaleziono makrofaunę z pospolitymi gatunkami *Melanopsis* cf. *impressa*, *Vaginella depressa*, *Lima miocenica*, *Spondylus gussoni*, *Chlamys crispata*, *Ostrea cochlear*, *O. hoernesii*, *Coenocyathus crassus*, *Amphihelia sismondiana* i rzadkim *Aturia aturi*. Odrębność tej fauny od innych faun znanych w Polsce, a zgodność z ilami Ostrawy uzasadniała określenie wieku helweckiego. Wiek ten został jednak zachwiany wobec stwierdzenia w nich mikrofauny tortońskiej (M. Vašiček 1951, S. Alexandrowicz 1961). Elementy reliktowe helweckie czy endemiczne tej fauny, w każdym razie dowodzą związku paleogeograficznego z Morawami i wskazują na wcześniejszy tortoński zalew obszarów zachodnich niż wschodnich (W. Krach 1960). W Andrychowie pod płaszczowiną podśląską i w nasunięciu na zlepieńcach

typu dębowieckiego znaleziono w ilach ciemnych cienkoskorupową faunę głębszych wód np. *Cryptodon sinuosus*, *C. subangulatus*, *Leda nitida*, *L. hoernesii*, *L. pellucida*, *Amussium denudatum*, *Chlamys felsineum* var. *styriaca*, *Vaginella austriaca*, *V. depressa*, *Balantium fallauxi* (W. Krach, W. Nowak 1956). Niektóre z tych gatunków stwierdzono w spagowych ilach podsolnych w rejonie Bochni i dalej na wschód od tej miejscowości (Bilcze, Biadoliny, Brzezówka, Dąbrowica, Brzyśce, Gliny Wielkie, Gdów, Niwiska, Uszkowce, Wiatowice¹). Fauny te znajdują oddźwięk w ilach Ottwang (E. Kittl 1887) Ostrawy czy Słowacji (J. Seněš 1950), a także w tzw. karpatianie Czechosłowacji (I. Cicha, J. Tejkal 1959, I. Cicha 1961a). Na podstawie badań mikrofaunistycznych utwory tego typu zawierają zespoły lagenidowe dolnego tortonu (E. Łuczowska 1957, 1958), które w rejonie śląsko-krakowskim i świętokrzyskim według S. Alexandrowicza (1958, 1959, 1960) występują tylko w poziomie nadlitotamniowym. W konsekwencji autor ten wysuwa wniosek, że w zapadlisku przykarpackim brak poziomu podlitotamniowego i że zapadanie dna oraz transgresja miały miejsce w górnym odcinku tortonu dolnego. W strefie przykarpackiej z powodu facji głębokowodnej wapienie litotamniowe nie występują, zachodzi przeto trudność odniesienia poznanych utworów do poziomu litotamniowego, niemniej istnieją dowody na istnienie odpowiedników tego poziomu (patrz niżej) i faun podlitotamniowych, co przemawia za wcześniejszą transgresją w tym rejonie. Nasuwa się tu przypuszczenie, że zespoły lagenidowe w monotonnej facji ilastej nie zmieniają się na dużym odcinku czasu dolnotortońskiego i mogą sięgać stratygraficznie do warstw graniczących z helwetem. Zagadnienie to, moim zdaniem, oczekuje w przyszłości nowego opracowania.

W zapadlisku przedkarpackim zanotować należy kilka punktów, które ze względu na faunę można by porównać z warstwami podlitotamniowymi obszaru świętokrzyskiego. W Grudnie Dolnej koło Dębicy na fliszu i na spagowych ilach piaszczystych leżą ily przewarstwione węglem brunatnym do 3 m miąższości (S. Sokołowski 1935). W. Friedberg (1906) w opisie utworów z tej miejscowości podał listę fauny zebranej przez kilku geologów. Z dolnych piasków ilastych: *Ancilla glandiformis* Lam., *Pleurotoma pustulata* Brocc., *Cerithium vulgatum* Brug., *Corbula carinata* Du j. Z ilów wierzchnich: *Conus dujardini* Desh., *Ancilla glandiformis* Lam., *Fusus longirostris* Brocc., *Fasciolaria fimbriata* Brocc., *Pleurotoma asperulata* Lam., *P. obeliscus* des Mont., *Cerithium vulgatum* Brug. i in. Fauna ta odpowiada w dużym stopniu najstarszym faunom dolnego tortonu w Korytnicy. K. Kowalewski (1957) porównuje je z zespołami badeńskimi, które zawierają mikrofaunę lancendorfską. Mielibyśmy tu dowód na wczesne pojawienie się tego typu mikrofauny w najstarszym tortonie. Skromniejsza fauna tego typu znana była też w Iwkowej. Według K. Kowalewskiego (1958) niektóre gatunki korytnickie znajdują się też w młodszych poziomach tortonu na złożu wtórnym (np. Zgłobice, Błonie). Fakt ten świadczyłby również za istnieniem zniszczonych utworów podlitotamniowych. Niestety brak jest równoległe prowadzonych badań mikrofaunistycznych, lub jeżeli takie zostały wykonane, wskazują zawsze na mikrofaunę lancendorfską (E. Łuczowska 1957) tortonu dolnego poziomów wyższych (S. Alexandrowicz 1958). Wyjątek może stanowić mikrofauna spagowych ilów w Łękach Dolnych zbliżona do zespołu korytnickiego (W. Poręb-

¹ Na podstawie materiałów dostarczonych przez Z. Olewicza.

ska-Szotowa 1960). Wspólnie z T. Kucińskim uważamy, że w zapadlisku przykarpackim mikrofaunę lancendorfską należy zrównać z dolnym poziomem lancendorfskim R. Grilla (1941) w basenie wiedeńskim (W. Krach, T. Kuciński 1959).

W Benczynie koło Wadowic pod fliszem znaleziona została bogata fauna pleurotomowa w ilach (W. Krach, M. Książkiewicz 1950), zgodna z fauną ilów korytnickich; częściowo jest ona przemyta i może pochodzić z jakiegoś niedaleko położonego punktu zniszczonego w czasie transgresji poziomu podlitotamniowego. Ze względu na duży udział w tej faunie heterostegin i miliolidów warstwy te uważam za przynależne do poziomu heterosteginowo-litotamniowego. W zespole makrofauny biorą udział przegrzebki — *Chlamys multistriata*, *Ch. scabrella lomnickii*, *Ch. scabrella niedzwiedzkiej*, *Ch. koheni*, *Ch. revolutus*, *Amussium denudatum* i *A. cristatum badensis*. K. Kowalewski uważa, że cały ten zespół jest wymieszany ze względu na obecność przegrzebków żeberkowanych obok gładkich. Nie wykluczając możliwości częściowego przemieszania stwierdzić należy, że podobny zespół charakteryzuje również margle heterosteginowe w regionie świętokrzyskim (J. Czarnocki 1935) i miechowskim (W. Krach 1947), uzasadniona jest przeto przynależność tych utworów do poziomu litotamniowego, do którego zaliczam też warstwy heterosteginowe. Warstwy te występują prawdopodobnie w ilach okolic Andrychowa, zaznaczone nagromadzeniem heterostegin (W. Krach, W. Nowak 1956). Zespół innych otwornic jest tu lancendorfski i z tego powodu E. Łuczowska (1957) uważa te utwory za poziom nadlitotamniowy.

Warstwy heterosteginowe opisane zostały z rejonu Karpat środkowych z Brzozowej. Według F. Biedy (1936) na fliszu leżą piaski z cienkimi warstewkami lignitów bez fauny i piaskowce ilaste z heterosteginami i amfisteginami.

Jak wspomniałem wyżej, właściwe wapienie litotamniowe w obrębie zapadliska nie występują. Na brzegach zapadliska w rejonie tzw. zatoki rzeszowskiej znane są te utwory z szeregu miejscowości jak Niechobrz, Olimpów, Babica, Przyłasek i in. (W. Friedberg 1903, 1906) oraz w tzw. zatoce Grudny Dolnej w Głobikowej. Tylko w Niechobrz i Olimpowie występuje w nich bogatsza makrofauna z *Chlamys latissima* na czele (J. Gołąb 1932). Litologicznie rozwinięte są bardzo różnorodnie — jako wapienie zbite, piaszczyste, ilaste, mszywiolowe i ostrygowe.

Przy północnym brzegu basenu poziom litotamniowy jest więcej rozpowszechniony i zróżnicowany facjalnie. Idąc od zachodu na terenie Górnego Śląska wapienie litotamniowe i litawskie znane są z okolic Głubczyc, Biskupic, Bytomia, Bobrku i Mikulczyc (W. Krach 1958). Z okolicy Głubczyc F. Roemer (1870) wymienia bogatą faunę m. in. z jeżowcami, heterosteginami, amfisteginami i pektenami — *Chlamys latissima*, *Pecten besseri*, *Amussium cristatum* i *A. denudatum*. W Czechowicach koło Gliwic (W. Krach 1960) wapienie litotamniowe przewarstwiają ily z makrofauną baranowską i mikrofauną lancendorfską (S. Alexandrowicz 1960), możliwe przeto, że należą one do horyzontu średniego M. Lomnickiego. W rejonie krakowskim zastąpione są wapieniami ostrygowymi (Chełmek koło Oświęcimia, Kraków, Raciborowice — W. Krach 1960a). Na północ od Krakowa rozpowszechnione są piaski heterosteginowe ciągnące się w rejon Miechowa. Tu też występują margle i wapienie. W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich opisuje K. Kowalewski (1958) te utwory z okolic Korytnicy, Pinczowa, Stop-

nicy, Sandomierza, Tarnobrzega, wreszcie dobrze rozwinięte są na wyżynie lubelskiej.

FACJE BRAKICZNE I ŁĄDOWE DOLNEGO TORTONU

Na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, na terenie śląsko-krakowskim, a także w kilku punktach przy Karpatach występują utwory ilaste lub piaszczyste z soczewkami węgla brunatnego. Niekiedy zawierają one makrofaunę pozwalającą na przybliżone określenie ich wieku. Poza Chomentowem, Suliszowem (K. Kowalewski 1958), gdzie leżą one pod najniższym tortonem morskim (ły korytnickie), gdzie indziej stosunek ich do warstw innych nie jest jasny i określenie wieku przy braku fauny jest utrudnione. K. Kowalewski (1958) generalnie włącza utwory z węglem brunatnym do helwetu, nie wyklucza jednak możliwości ich młodszego wieku.

Formacja węgla brunatnego na Ukrainie Zachodniej występuje przede wszystkim pod wapieniami litotamniowymi średnimi, a więc w pozycji warstw baranowskich *sensu stricto*, względnie nie jest przykryta innymi poziomami. Obszar zalegania utworów ilasto-piaszczystych z węglem leży w rejonie miejscowości Olesko, S. Poczajów, Złoczów, Jasionów, M. Trościaniec i Zalesce na Wołyniu. W. Łaskarew (1914) i W. Friedberg (1936) uważali je za tortońskie, natomiast M. Łomnicki (1884—1886) i po wojnie W. P. Kazakowa (1952) na podstawie nielicznych brakicznych gatunków umieszczali je w helwecie. Ostatnie wypowiedzi L. N. Kudrina (1955), O. S. Wjałowa (1951), O. A. Soroczana (1958) oparte na stosunkach stratygraficznych i faunie znalezionej pod węglem brunatnym rozstrzygają wiek utworów z węglem brunatnym jako dolnotortoński. Przez analogię i z uwagi na faunę, większość występowań naszych osadów brakicznych należy włączyć do dolnego tortonu.

Bogate fauny brakiczne oznaczył A. Quaaas (1906) z otworów koło Kujowa na G. Śląsku i z Przeciszowa koło Oświęcimia. Po długich dyskusjach ich wiek określił W. Friedberg (1912), jedynie ze względu na niskie położenie w profilu, a nie na faunę, jako helwecki. Dziś nie ulega wątpliwości, że mamy tu do zanotowania torton dolny. Wiek ten wynikał też z porównania tych faun z materiałami uzyskanymi później w Libiążu (W. Krach 1939). W profilu wiertniczym na karbonie leżą tu ły z lignitem i fauną brakiczną: *Cardium plicatum*, *Potamides bidentatus*, *P. schaueri*, *Congeria sandbergeri*, *Septifer oblitus* i in. Wyżej leżą tu wapienie słodkowodne, wreszcie ły morskie. Szczególnie obfite materiały z osadów brakicznych zostały ostatnio zebrane z otworów koło Przeciszowa przez S. Alexandrowicza¹. ły brakiczne z wkładkami węgla brunatnego podścielone są tu i przykryte osadami lądowymi, wreszcie łąmi marglistymi z mikrofauną robulusową górnego opolu. W niższych warstwach łąów brakicznych występują gatunki mięczaków typu korytnickiego z rodzaju *Clavatula*, *Murex*, *Natica*, *Arca*, *Ostrea* i in., przechodząc wyżej w typ warstw o przewadze form euryhalicznych i limnicznych jak *Melanopsis*, *Potamides*, *Congeria*, *Cardium*, *Neritina* i inne. Gatunki brakiczne przeciwnie niż morskie występują gromadnie. Przeprowadzone porównania wykazały wielką zgodność makrofauny z osadami brakicznymi z Lorenzdorfu i Libiąża oraz opisanymi z Moraw przez V. Prohazkę (1900). Autor ten powiązał je z dolnotortońskimi utworami

¹ W toku jest przygotowanie wspólnej pracy.

basenu wiedeńskiego i węgierskiego. Istniały niewątpliwie połączenia morskie obszarów śląsko-krakowskich z Morawami, skąd przywędrowała fauna morska i brakiczna.

Podobne brakiczne fauny podał K. K o w a l e w s k i (1957) z otworów okolic Tarnobrzega, gdzie w iłach leżących pod warstwami baranowskimi gromadnie występują m. in. *Congerina sandbergeri*, *Terebralia bidentata*, *Neritina picta*, *Nassa schönni*, *Hydrobia stagnalis*. W kotlinie nowosadeckiej w Niskowej i Podegrodziu występują iły z lignitem (W. Friedberg 1906, K. Skoczylasówna 1930) z brakiczną i morską fauną: *Potamides schaueri*, *P. mitralis*, *Terebralia bidentata*, *Nassa schönni*, *Hydrobia*, *Murex*, *Natica*, *Arca* i inne. Ten mieszany zespół bardzo przypomina zespół z Przeciszowa. W Trzydniku na Lubelszczyźnie węgle brunatne leżą pod poziomem litotamniowym (K. K o n i o r 1948).

Jeżeli chodzi o wiekową przynależność tych utworów, to możemy się oprzeć na przesłankach stratygraficznych i na faunie. W Libiążu iły brakiczne leżą pod wapieniami słodkowodnymi i iłami otwornicowymi. Te ostatnie ze względu na bliskie położenie podobnych iłów w Przeciszowie należą do poziomu nadlitotamniowego. W Lorenzdorfie wśród mikrofauny znajduje A. Q u a a s heterosteginy i amfisteginy oraz szczątki litotamniów. Gdybyśmy, krytycznie podchodząc, uważali morskie elementy typu korytnickiego za obce, przywleczone, pozostaje jeszcze możliwość pochodzenia tych form z warstw heterosteginowych. W tym względzie bierzemy pod uwagę spostrzeżenia K. K o w a l e w s k i e g o (1957) o zubożałej faunie korytnickiej w tych warstwach na terenie świętokrzyskim.

Wspomniano wyżej, że z warstwami brakicznymi na terenie śląsko-krakowskim wiążą się też facje słodkowodne czy ogólnie mówiąc lądowe. W Przeciszowie są to utwory mułkowo-piaszczyste z fauną lądową, występujące na przemian z warstwami brakicznymi. W Libiążu wapień słodkowodny leży w stropie warstw brakicznych, w których występuje też fauna słodkowodna wraz z lignitami.

Takie stosunki stratygraficzne rzucają światło na pozycję innych punktów, z których jedne są izolowane od innych poziomów stratygraficznych lub leżą pod iłami nadlitotamniowymi (baranowskimi) np. w Opolu, Bytomiu, Halembie, Łędzinach, Jaworznie, Byczynie, Wodnej i in. (R. M i c h a e l 1913, S. A l e x a n d r o w i c z, 1958, w druku).

W okolicach Krakowa wapień słodkowodny występuje pod- i nad wapieniami ostrygowymi (M. Ł o m n i c k i 1902, L i s z k a S., P a n o w E. 1935), zaliczanymi do poziomu litotamniowego (W. K r a c h 1958). Niższe położenie niektórych utworów brakiczno-lądowych w stosunku do wyżej leżących iłów z makro- i mikrofauną poziomu nadlitotamniowego (baranowskiego) pozwala na podtrzymanie już wcześniej wypowiedzianego poglądu (W. K r a c h 1947), że omawiane osady tworzyły się w czasie spłyceń, którym podlegał basen w poziomie litotamniowym (warstwy heterosteginowo-litotamniowe).

POZIOM NADLITOTAMNIOWY (WARSTWY BARANOWSKIE)

Początek transgresji w tym poziomie wiąże się z dalszym zapadaniem dna pod wpływem ruchów fałdowych Karpat. Proces ten na linii rozciągłości zapadliska miał przebieg nierównomierny. W obrębie Karpat zachodnich zapadanie dna odbywało się szybciej niż w środkowych i znowu na odcinku wschodnich Karpat szybciej.

W związku z tym pozostaje także miąższość osadów — na zachodzie i wschodzie grubość miocenu nadlitotamniowego idzie w setki metrów, w Karpatach środkowych redukuje się prawie do zera (W. K r a c h, T. K u c i ń s k i 1959). Facja ta jest głębokowodna, ilasto-piaszczysta. Na odcinku zachodnim przykrywa zgodnie szczątkowe osady helweckie (?) i tortońskie lub leży przekraczając na starszym podłożu. W rejonach peryferycznych obniżanie dna jest wolniejsze, osady margliste słabo zapiaszczone, zwłaszcza w zachodnim odcinku (S. A l e x a n d r o w i c z, w druku); na odcinku środkowym (Tarnów—Tarnobrzeg—Sandomierz—Biłgoraj) facje są ilasto-piaszczyste, na odcinku wschodnim marglisto-piaszczyste (platforma Podola).

Odzwierciedleniem facji są zespoły makrofauny; w facji głębokowodnej zaznacza się przewaga cienkoskorupowych małżów z *Amussium denudatum* nad ślimakami. Wobec braku wapieni litotamniowych i małej ilości punktów z makrofauną, która zresztą w spągu i stropie utworów ilastych jest słabo zróżnicowana, rozdzielenie warstw pod- i nadlitotamniowych jest trudne do przeprowadzenia. Warstwy denudatowe zajmują szeroki pas terenu w Karpatach wschodnich pod nasunięciem fliszu, a także w obrębie samych fałdów. Również na platformie w rejonie Podniestrza są one dobrze rozwinięte.

W średnio głębokich wodach na obszarze śląsko-krakowskim i świętokrzyskim wśród przegrzebków zaznacza się większe zróżnicowanie. Pekteny gładkie ustępują żeberkowanym jak *Chlamys koheni*, *Ch. trigonocosta*, *Ch. scabrella niedzwiedzkiej*. Ku wschodowi w facjach piaszczysto-mułkowych większą rolę odgrywają *Chlamys scissa* z odmianami, *Ch. resurrecta*, *Ch. lilli*, *Ch. rybnicensis*. Są to elementy, które przywędrowały z obszarów wschodnich (Lubelskie, Ukraina Zachodnia), niektóre z nich są endemiczne (K. K o w a l e w s k i 1958).

Paleogeograficzne rozmieszczenie zespołów przegrzebkowych zależało od różnic głębokościowych, od istniejących przeszkód na drodze migracji ze wschodu na zachód, a także od położenia stratygraficznego w stosunku do średnich warstw litotamniowych przegradzających je niejednokrotnie (W. K r a c h 1962).

Zagadnienie to wymaga pewnego naświetlenia mimo wielokrotnego omawiania przez wcześniejszych autorów, tym bardziej, że należy ustosunkować się do nowych osiągnięć mikrofaunistów negujących istnienie starszych poziomów niż nadlitotamniowe (baranowskie) w zapadlisku przykarpackim. Potrzebne nam najpierw stwierdzenie następujących faktów:

1. Termin warstwy baranowskie wprowadzony został po raz pierwszy przez M. Ł o m n i c k i e g o, a nie przez V. H i l b e r a, jak to starał się wykazać J. C z a r n o c k i (1935). Sprawę tę wyjaśnił W. F r i e d b e r g (1931, 1933), a ostatnio uznał też K. K o w a l e w s k i (1957, 1958).

2. Należą tu utwory marglisto-piaszczyste z zespołem przegrzebków według W. F r i e d b e r g a (1932) — *Chlamys seniensis* Lam. var. *niedzwiedzkiej* Hilb., *Ch. opercularis* L. var. *trigonocosta* Hilb., *Ch. koheni* F u c h s, *Ch. resurrecta* Hilb., *Amussium denudatum* R e u s s., *A. cristatum* B r o n n mut. *badensis* F o n t. Utwory te na Podolu i Opolu leżą na kredzie, helwecie, dolnych wapieniach litotamniowych, a pod średnimi M. Ł o m n i c k i e g o.

3. W okolicy Lwowa (M. Ł o m n i c k i 1897) prócz normalnych warstw baranowskich (zniesieńskich), leżących w położeniu wspomnianym, występują na średnich litotamniach lub bez ich pośrednictwa podobne facje

i zespoły przegrzebków według W. Friedberga — *Chlamys scissa* Favre z odmianami (var. *wulkae*, *wulkaeformis*), *Ch. resurrecta* Hilb., *Ch. lilli* Pusch i rzadziej z *Amussium denudatum* Reuss. Dało to J. Czarnockiemu (1935) podstawę do wyróżnienia warstw przegrzebkowych dolnych i górnych. Według W.P. Kazakowej (1952), M.J. Sierowej (1955), L.S. Piszwanowej (1960) i innych badaczy radzieckich jest to wyższy poziom z *Chlamys seniensis* Lam. var. *niedzwiedzkiej* Hilb. var. *łomnickiej* Hilb. i *Ch. scissa* Favre z mikrofauną nierobulusową występującą w dolnych warstwach.

4. M. Łomnicki, W. Friedberg, i inni, jedne i drugie warstwy nazywali baranowskimi, inni mieszały tu nawet facjalnie podobne, a różne stratygraficznie warstwy kajzerwaldzkie (J. Czarnocki 1935).

Według badaczy ukraińskich warstwy baranowskie rozwinięte są w różnych facjach od marglistej do piaszczysto-wapnistej (W.P. Kazakowa 1952, A.E. Michajłow 1951, O.S. Wjałow 1951, O.A. Soroczan 1958) z zespołem: *Pecten solarium* Lam., *Chlamys scissa* Favre, *Ch. lenzi* Hilb., *Ch. koheni* Fuchs, *Amussium denudatum* Reuss., *A. cristatum* Bronn. var. *badensis* Font., *A. comitatum* Font. Utwory te leżą na kredzie, helwecie a pod litotamniami, gipsami i wapieniami ratyńskimi. (Typowe miejscowości — Baranów, Łany, Tlustobaby okolic Podhajec i Buczacza). Brak ich nad litotamniami średnimi. Za współrzędne facje uważają oni utwory z węglem brunatnym, piaski i wapienie miejscami litotamniowe. Skład przegrzebków zmienia się zależnie od facji, prócz wymienionych wyżej dochodzi *Pecten latissimus* i *Chlamys elegans*. Widać stąd, że ci autorzy włączyli tu wapienie litotamniowe dolne, które zgodnie z K. Kowalewskim (op. cit.) uważam za niższe nie należące do baranowskich, dalej, że pojęcie warstw baranowskich *sensu stricto* jest ograniczone do warstw pod wapieniami litotamniowymi średnimi.

Pomijając okolice Lwowa, gdzie stosunek warstw baranowskich czy wyższych scissusowych jest przedstawiony przez M. Łomnickiego (1897) niejasno (nad- i pod litotamniami średnimi), stwierdzić należy normalne ułożenie ich pod wapieniami litotamniowymi średnimi na dużych obszarach Podola. Istnienie dwóch poziomów przegrzebkowych może być lokalne; przy braku litotamniów średnich obie warstwy zlewają się w jedną, wobec tego celowe jest zgodnie z K. Kowalewskim (1957, 1958) uznawać jeden horyzont stratygraficzny baranowski *sensu lato* z tym, że pionowo i poziomo może zachodzić zmiana facji od marglistej do piaszczystej, a z nią zachodzą zmiany w składzie przegrzebków. Zmiany te przejawiają się w częstszym występowaniu w górze *Chlamys scissa* z odmianami. Rola wapieni litotamniowych jako poziomu zależy od należytego rozpoznania, czy chodzi o dolne, środkowe w obrębie tortonu dolnego czy o górnotortońskie. Trudności leżą w podobnych faunach (mikrofauna też nie daje podstaw), co było przyczyną wielu pomyłek w klasyfikacji stratygraficznej tych utworów. Ogólnie można zauważyć, że wapienie dolne mają bogatszą faunę z przewodnim *Chlamys latissima* i na Ukrainie Zachodniej mają ograniczony zasięg w przeciwstawieniu do średnich, o uboższej faunie, szeroko rozprzestrzenionych (por. mapki u O.A. Soroczana (1958). Przeniesienie stosunków panujących na Ukrainie do Polski napotyka na trudności. Opierając się na klasycznych profilach tortonu w okolicy Korytnicy widzimy warstwy baranowskie występujące nad litotamniami, które powinny odpowiadać dolnym M. Łomnickiego, tak jak przypuszcza K. Kowalewski (1957). Niżej wy-

stępują margle heterosteginowe, które w rejonie świętokrzyskim, jak i miechowskim mają zespół przegrzebków zbliżony do warstw baranowskich. To samo obserwujemy na Podolu (Kurzany, Brzeżany, Dryszczów), gdzie zjawia się ponadto *Chlamys latissima*. Wynika stąd, że zespół baranowski zależy głównie od facji i w wypadku rozporządzania niekompletnym składem mogą zaistnieć trudności w klasyfikacji wiekowej danych utworów. Warto tu przytoczyć jeszcze jeden fakt świadczący o słuszności wypowiedzianego poglądu. W Dryszczowie pod warstwami heterosteginowymi występują ily z bogatą fauną typu korytnickiego (W. Friedberg 1947) z przegrzebkami *Amussium cristatum* var. *badensis*, *Ch. koheni*, *Ch. seniensis*. Podobnie jak w Korytnicy brak tu *A. denudatum* (z powodu innej facji, a niekoniecznie wieku).

Przyjmując równoważność wapieni litotamniowych świętokrzyskich i dolnych podolskich, powinniśmy również na zachodzie znaleźć odpowiedniki wapieni litotamniowych średnich, które na Ukrainie mają duże rozprzestrzenienie. Być może, iż do tego typu należą opisane z Górnego Śląska wapienie litotamniowe przedzielające warstwy baranowskie (W. Krach 1960). S. Alexandrowicz (1958) uważa je za redeponowane. Podobne stosunki znajduje K. Kowalewski w profilach odwierconych w okolicy Solca (1957), a także informuje ustnie E. Luczkowska.

Sprawa powiązania poziomów litotamniowych zachodu i wschodu nie jest wyjaśniona. Według K. Kowalewskiego wapienie dolne świętokrzyskie ku wschodowi przechodzą w sandomierskie i lubelskie, przy czym zmienia się i ubożeje fauna, m. in. zanika *Chlamys latissima*. Wydaje się jednak słuszniejszy pogląd, że na tych terenach mamy do czynienia z poziomem średnim, a dolnego brak. Wynika to z przesłedzenia stosunków i faun w okolicach Lwowa i na obszarze lubelskim. Np. w okolicy Józefowa i Zaklikowa (B. Areń 1959, M. Bielecka 1959) na wapieniach litotamniowych z ubogą fauną bez *Ch. latissima* leżą warstwy baranowskie wyższe z masowo występującymi pektenami *Ch. scissa* a bez *A. denudatum*. Mikrofauna z tych warstw oznaczona przez mgr Natusięwicz wprawdzie nie rozstrzyga wieku, ale nie ma typu zespołów lancendorfskich znamienych dla warstw baranowskich niższych *sensu stricto*.

W poziomie nadlitotamniowym (baranowskim) występuje bogata fauna otwornicowa. Wyróżniono tu znamieny poziom z mikrofauną lagenidową przesłedzony na dużej przestrzeni, nie tylko przy Karpatach, ale i w rejonach północnych basenu (Z. Kirchner 1956, E. Luczkowska 1958, S. Alexandrowicz 1958). Należy tu zauważyć, że ten jednolity charakter mikrofauny panuje nawet w punktach, gdzie makrofauna jest silniej zróżnicowana i była podstawą do wydzielenia helwetu i tortonu podlitotamniowego (W. Krach 1958).

Stosunkowo dobrze przebadano mikrofaunę okolic Wieliczki i Bochni. Zarówno w sfaldowanym miocenie autochtonu, jak i w nasunięciu w otworach Kolanowa, Łapczyc, Siedlca, Kłaja i Gdowa wydzieliła E. Luczkowska (1958) spagowy horyzont z *Candorbulina universa*, przez Z. Kirchnera (1956) zwany wcześniej uwigerinowym, a przez S. Alexandrowicza (w druku) krakowskim lub II A, B. Według Luczkowskiej (1957) ten sam poziom występuje w Andrychowie, Benczynie, Konarach i Brzozowej. W obrębie tego poziomu E. Luczkowska pomieszcza także wyższy zespół orbulinowy, który Z. Kirchner wyróżnił w obrębie swego poziomu dendrofriowego I w miocenie Przedgó-

rza Karpat środkowych (1956), a S. Alexandrowicz (1958) nazwał zespołem II B w regionie śląsko-krakowskim. E. Łuczowska i Z. Kirchner przeprowadzili porównania z mioceniem Ukrainy Zachodniej, gdzie M. J. Sierowa (1955) podobny zespół znalazła w tzw. dolnym poziomie globigerinowym dolnego tortonu, a L. S. Piszwanowa (1960) w poziomie z *Candorbulina universa* w warstwach z *Amussium denudatum*. Poziom ten mieści się dobrze w poziomie lancendorfskim Czechosłowacji i Austrii (M. Vašiček 1948, 1951, R. Grill 1941, 1955). Poziom dendrofriowy I z podpoziomami, wg Z. Kirchnera ma szeroki zasięg geograficzny w Przedgórzu Karpat środkowych i wschodnich.

POZIOM ERWILIOWY

Poziom ten jest bardzo charakterystyczny dzięki pojawieniu się odrębnej makro- i mikrofauny. Zjawisko to wiąże się ze spływaniem basenu. Osady odznaczają się małymi miąższościami; w zapadlisku charakter ich mało się zmienia — są to w dalszym ciągu ily, w strefie brzeżnej na warstwach baranowskich poziom ten stanowi cienka warstewka marglisto-piaszczysta z monotonną fauną: *Ervilia pusilla*, *Modiola hoernesii*, *Cardium praeobsoletum*, *Hydrobia*. Z pektenów masowo nieraz zjawia się *Chlamys lilli*, rzadziej *Ch. scissa* i *Ch. wolfii*. Ten typ fauny przebywał w środowisku o zmniejszonej koncentracji soli. K. Kowalewski przeciwnie widzi tu wpływ większego zasolenia (1957). Poziom erwiliowy jest słabo rozwinięty na obszarze śląsko-krakowskim — w Czechowicach koło Gliwic (W. Krach 1960) i w Filipowicach w obrębie rowu krzeszowickiego. Stwierdzono go w licznych punktach w zatoce nadnidziańskiej i w szerokim pasie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich po Sandomierz, Biłgoraj (K. Kowalewski 1957) i na obszarze lubelskim. Stąd ciągnie się szerokim pasem w kierunku Lwowa i Podola na północ od Dniestru (Kudrin L. N. 1957, 1958).

Mikrofauna towarzysząca warstwie erwiliowej nosi piętno brakiczne (S. Alexandrowicz 1958) wyrażające się dużą ilością *Rotalia beccarii*. W zapadlisku, gdzie wysłodzenie nie miało miejsca, mikrofauna jest stenohaliczna o typie bentonicznym. W przedgórzu Karpat środkowych Z. Kirchner (1956) wyróżnił tu zespół buliminowy. W zachodnich Karpatach z braku danych jest warstwa buliminowa słabo rozpoznana. Zespołowi warstwy buliminowej odpowiada zespół wielicki S. Alexandrowicza (1958, 1961) w regionie śląsko-krakowskim oraz zespół z *Uvigerina costai* i *Pseudotriplasia* E. Łuczowskiej (w druku) południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Na Ukrainie według Z. Kirchnera ten zespół mieści się w serii górnej nadwórniańskiej F. Putrii (1950) i prawdopodobnie w górnej części serii stebnickiej (wg F. Putrii), w poziomie globigerinowym podgipsowym M. Sierowej (1955) oraz w poziomie z *Uvigerina asperula* L. Piszwanowej (1960).

W jednej z ostatnich prac Z. Kirchner (1962) w miocenie podgipsowym wyróżnia tylko dwa poziomy — niższy z *Karrerella* (zespół uvigerinowy i orbulinowy) i wyższy z *Bulimina buchiana*. Odpowiadają one zespołowi krakowskiemu i wielickiemu S. Alexandrowicza.

W okolicy Opawy pod gipsami poziom z *Pseudotriplasia* znajduje I. Cicha (1961). Na terenie południowych Moraw E. Łuczowska

(w druku) dopatruje się istnienia zespołu z *Uvigerina costai* i *Pseudotriplasia* w strefie otwornic aglutynujących. Strefa ta ze względu na obecność elementów grabowieckich zastępuje poziom gipsowy, którego tam brak, oraz część tortonu nadgipsowego.

POZIOM GIPSOWY

Według zgodnego poglądu geologów basen przedkarpacki w ostatniej fazie tortonu dolnego przeszedł w stadium regresywne na skutek utrudnionych połączeń z Tetydą. Częściowo zapewne uległ rozbićciu na mniejsze baseny jako następstwo ogólnego spłylenia i nadmiernego parowania w gorącym klimacie, co prowadziło do powstania osadów chemicznych. Sedymentacja odbywała się nierównomiernie — w zapadlisku osadzają się ily z ubogą fauną lub bez niej, wreszcie sole, anhydryty i gipsy przeławiczone ilami. Miąższość ich jest znaczna. Basen przykarpacki zasadniczo nie zmieniał swego położenia. Soczewkowate rozmieszczenie soli miało swą przyczynę w różnych głębokościach na linii rozciągłości basenu i miało związek z późniejszymi procesami rozpuszczania. Tym też należy tłumaczyć brak większych soczewek soli na wschód i zachód od Wieliczki i Bochni, natomiast świadectwem szerokiego rozmieszczenia soli w zapadlisku są solanki oraz sól natrafiona w otworach wiertniczych (J. Nowak 1947, E. Jawor, J. Stemulak 1961, R. Ney 1961).

Warstwy solonośne Wieliczki i Bochni są sfałdowane; w Kłaju i Żorach leżą nie zaburzone. Porównanie profilów w połączeniu z badaniami mikrofaunistycznymi doprowadziło do wniosku, że mamy do czynienia z jednym horyzontem stratygraficznym osadów chemicznych (Z. Kirchner 1956, S. Alexandrowicz 1960), nie ulega jednak wątpliwości, że okres ten trwał odpowiednio długo, skoro w jego obrębie mamy grubą serię sfałdowanych ilów solno-anhydrytowych oraz wyżej nie zaburzoną serię margli siarkonośnych (Swoszowice). Ponadto zachodzą pewne różnice w faunie i florze towarzyszącej tym utworom. W samych solach znajdują się dobrze zachowane korale osobnikowe oraz liczna fauna mięczaków (K. Kowalewski 1935), w ilach Wieliczki ponadto znaleziono przegrzebki *Amussium denudatum*, *Chlamys trigonocosta*, *Ch. lilli*, co było podstawą do zaliczenia tych warstw do baranowskich (K. Kowalewski 1935, W. Krach, T. Kuciński 1959). Podobny pogląd o wcześniejszym osadzaniu się soli spotykamy u B. Żiszczenki (1952) i O. Soroczana (1958). Również i flora opracowana przez F. Ungera (1849) i J. Zabłockiego (1930) z Wieliczki i Swoszowic wykazuje znaczne różnice w składzie jako następstwo dwóch etapów klimatycznych(?) czy środowiskowych.

W Wieliczce wyróżnia się obecnie warstwy baranowskie z *Amussium denudatum*, poziom erwiliowy(?), gipsowo-solny i nadgipsowy (warstwy chodenickie) należący już do tortonu górnego.

Poziom gipsowo-solny zajmuje rozległe obszary w północnej części basenu. Są to różnorodne ily przewarstwione gipsami, marglami i wapieniami. Na Śląsku od Opawy przez szereg miejscowości jak Racibórz, Żory (z solami), Pszów, Czernica, Krywałd, Gliwice znajdujemy powiązania z obszarem krakowskim i świętokrzyskim Busko, Solec, Staszów, Tarnobrzeg i in. Brak tego poziomu na terenie wyżyny lubelskiej. W zapadlisku prócz rejonu Wieliczki, Bochni wiercenia natrafiły na ten poziom w rejonie Tarnowa, Mielca, Pilzna, Przeworska i Rzeszowa.

Badania mikrofaunistyczne Kirchnera (1956), S. Alexandrowicza (1960) warstw podścielających osady chemiczne a także warstw nadległych (poziom z *Bulimina* i *Pseudotriplasia*) wykazały istnienie tylko jednego poziomu. Być może, iż sedymentacja w lokalnych lagunach zaczęła się wcześniej niż na innych obszarach i dała grubszy i pełniejszy cykl z solami i gipsami w stropie.

W Karpatach wschodnich, jak wspomniano na wstępie, seria stebnicka górna obejmuje warstwy uherskie i balickie z *Amussium denudatum* (warstwy nadlitotamniowe). W stropie występuje poziom gipsowo-anhydrotowy kończący dolny torton, (większość geologów radzieckich zalicza je już do tortonu górnego). W podobnej sytuacji występują warstwy balickie w okolicy Przemyśla (R. Ney 1957). Na platformie poziom gipsowy najlepiej rozwinięty jest w szerokim pasie przydniestrowym (J. Nowak 1938).

Niekiedy w poziomie gipsowym spotykamy równowiekowe wapienie zbite, ratyńskie i siarkę, nie mówiąc o drobnych skupieniach innych minerałów, jako produktów przemian chemicznych gipsów (Swoszowice, Koniusza, Pszów, Czarkowy, Posąda, Staszów, Tarnobrzeg). Szczątki organiczne w poziomie gipsowym spotykamy rzadko. Rozwój fauny został przerwany wskutek zwiększonej koncentracji soli, lecz w przewarstwie niach ilastych, z nawrotem stosunków normalnych, zjawia się skąpa fauna spirialisowo-pektenowa (np. w Krywałdzie *Spirialis*, *Chlamys elini* Żiszczy). W otworach okolic Sandomierza stwierdził K. Kowalewski (1957a) mieszaną faunę warstw baranowskich i górnotortońskich (z *Chlamys neumayri* i *Ch. elyni*) jako świadectwo przejściowego charakteru tego poziomu.

Zjawisko powolnego przechodzenia tego poziomu do górnego tortonu zaobserwowano w wielu punktach (Krywałd), zwłaszcza w strefie przykarpackiej.

TORTON GÓRNY — GRABOW

W górnym tortonie połączenie basenu przedkarpackiego z Tetydą śródziemnomorską zostało przerwane na zachodzie, natomiast istniało szerokie połączenie z basenem wschodnim, który prawdopodobnie łączył się inną drogą z Tetydą (J. Seneš 1961). Ruchy fałdowe i nasuwawcze Karpat spowodowały spiętrzenie i nasunięcie fliszu wraz z mioceniem na przedpole zbudowane z warstw opolskich (J. Nowak 1947). W niekawatych obniżeniach (Bochnia), gdzie sedymentacja trwała jeszcze w dolnym oddziale górnego tortonu, ruchy te zaznaczyły się po złożeniu grubych warstw chodenickich, przefałdowanych wraz z opolem¹. Czoła fałdów obniżyły się na tyle, że zostały zalane równocześnie wraz z opolem przedgórze. Nierównomierność zapadania dna na linii Karpat powoduje różny stopień zapiaszczenia osadów i zmienną ich miąższość. Stosunek górnego tortonu do podłoża jest zgodny, penakordantny lub niezgodny.

¹ Zaliczenie warstw chodenickich s. s. (nad osadami chemicznymi) do tortonu górnego opiera się na badaniach mikrofaunistycznych tych warstw w Chełmie nad Rabą (S. Alexandrowicz 1961). Taki pogląd stoi w kolizji z dotychczasowymi badaniami geologów, wg których po sedymentacji formacji solnej i warstw chodenickich s. s. nastąpiły ruchy fałdowe poprzedzające sedymentację spokojniej ułożonych warstw grabowieckich.

Osady są na ogół ilasto-piaszczyste. W wyższych warstwach obok facji ilastych grabowieckich przewijają się piaszczyste bogucickie.

Torton górny odznacza się występowaniem innych zespołów faun, przede wszystkim przegrzebków *Chlamys galiciana*, *Ch. elini*, *Ch. neumayri*. Wprawdzie sygnalizowano je już ze starszych poziomów, lecz masowo zjawiają się one dopiero teraz. Fauna towarzysząca nie jest stratygraficznie ważna np. *Chlamys scissa*, *Ch. multistriata*, *Ch. elegans* i inne gatunki małży i ślimaków. Z tych ostatnich pewne znaczenie ma *Turritella pythagoraica* var. *rabae*. Znamienne też jest masowe występowanie skrzydłonogów z rodzaju *Spirialis* (H. Jurkiewicz, P. Karnkowski 1961). Dla facji głębokowodnych właściwy jest *Chlamys elini*, dla przejściowych *Ch. galiciana* i *Ch. neumayri*, dla ilasto-piaszczystych *Ch. scissa*, *Ch. lilli*, *Ch. elegans*, *Ch. multistriata* i in.

POZIOM CHODENICKI

Oprócz pektenów mikrofauna górnego tortonu pozwoliła na wydzielenie co najmniej dwóch poziomów o zespołach innych niż w dolnym tortonie. W warstwach chodenickich *sensu stricto*, które przez wielu badaczy zaliczane były do opolu, natomiast na podstawie badań E. Łuczkońskiej (1955) do górnego tortonu, a S. Alexandrowicza do dolnego (1958), a następnie do górnego (1961), w spągowej części brak mikrofauny, wyżej występuje ubogi zespół bentoniczny i planktoniczny. W górnej części zjawia się masowa fauna planktoniczna globigerinowo-radiolariowa wraz z pteropodami (*Spirialis*). Z tej części warstw opisano dwie wkładki tufitów. Poziom globigerinowy Z. Kirchnera (1956) wydzielony został poza Chełmem, Chodenicami, Bochnią na przedgórzu Karpat środkowych w Kłaju, Łazach, Brzezowcu koło Brzeska, w Pilźnie i w okolicy Mielca (E. Łuczkońska 1957, 1958, Z. Kirchner 1956).

Kirchner znajduje ten poziom na przedgórzu Karpat wschodnich w warstwach nadgipsowych kosowskich i uherskich W. E. Liwentala (1953) w spągu warstw pokuckich według M. Sierowej (1955). Według L. Piszwanowej (1960) jest to poziom z *Globigerina bulloides*. Odpowiedniki tego poziomu zajmują duży obszar śląsko-krakowski (S. Alexandrowicz, zespół III A 1958) i świętokrzyski jako poziom z *Globigerina* i *Neobulimina longa* (E. Łuczkońska 1958, w druku) w rejonie Chmielnika, Staszowa i Tarnobrzega.

POZIOM BOGUCICKO-KAJZERWALDZKI

Poziom ten rozwinięty jest w facji ilastej (warstwy kajzerwaldzkie i grabowieckie) i w piaszczystej (warstwy bogucickie). Utwory te leżą zwykle niezgodnie na warstwach chodenickich i ciągną się wąskim pasem wzdłuż brzegu Karpat. W okolicy Wadowic są to ropy, żwiry i piaski (M. Książkiewicz 1932, W. Krach, W. Nowak 1956¹, R. Gradziń-

¹ Wg K. Kowalewskiego (1958) w Benczynie koło Wadowic występuje grabow z przemieszaną fauną starszych poziomów. W podanej przeze mnie faunie z tego punktu wśród pektenów znamienych dla warstw heterosteginowych brak *Chlamys galiciana* i *Ch. neumayri* cytowanych przez K. Kowalewskiego.

ski 1961). W Bogucicach są to piaski z bogatą fauną m. i. z *Chlamys elegans*, *Ch. cf. scissa*, *Ch. lilli*, *Ch. gloria maris* (S. Liszka 1933); w Grabowcu i Brzeźnicy ily z fauną m. i. *Ch. elegans*, *Ch. scabrella lomnickii* (K. Kowalewski 1957, W. Krach 1960a). W tzw. „zatoce Gdowa” i dalej po Tarnów są to ily łupkowe i piaski z otoczakami (F. Mitura 1954). W okolicach Tarnowa bogate fauny znaleziono w Zgłobicach, Błoniach (W. Friedberg 1906), Szynwałdzie (J. Urbaniak 1960), w Szczepanowicach (J. Urbaniak 1961). W kotlinie nowosądeckiej na warstwach lignitowych i piaskach z półsłoną fauną opolu (K. Skoczylasówna 1930, K. Skoczylas-Ciszewska 1960) leżą piaski z fauną morską należące zapewne do grabowianu. W okolicy Rzeszowa w Niechobrzu warstwy grabowieckie leżą na warstwach litotamniowych (T. Kuciński 1961), a w Babicy na fliszu (W. Friedberg 1906); w Nockowej, Świlczy, Pobitnie znane są ily brakiczne z *Potamides schaueri*, *P. nodosoplicatus*, *Ervilia pusilla* (W. Friedberg 1906).

Nieco dalej ku północy od brzegu Karpat grabow występuje w granicach opolu. W obszarze Górnego Śląska w Krywałdzie i Żorach leży zgodnie na gipsach. W facji ilastej kajzerwaldzkiej w Gliwicach poznane zostały bogate fauny z żeberkowanymi pektenami jak *Chlamys scissa* z odmianami, *Ch. lilli*, bez przewodnich gatunków *Ch. neumayri* i *Ch. galiciana* (W. Krach 1954). Bardziej głębokowodne fauny znane są w Wilczy, Żorach i Krywałdzie z *Ch. elini* i *Spirialis* (W. Krach 1939, 1956). Facja ilasto-piaszczysta z obfitą fauną występuje w Gaszowicach. W miocenie świętokrzyskim grabow wykształcony jest jako warstwy pektenowe w facji marglistej i ilastej okolic Pinczowa, Staszowa, Buska (K. Kowalewski 1958). W okolicy Tarnobrzega K. Kowalewski opisuje odwrócony porządek facji — najpierw w iłach piaszczysto-glaukonitowych występuje *Ch. neumayri* i *Ch. lilli*, później w iłach wapnisto-marglistych *Ch. elini* i *Spirialis*.

Na terenie lubelskim istnieje przerwa pomiędzy opolem a grabowem, w którym zresztą brak przewodnich form. Są to osady płytkowodne, piaszczysto-litotamniowe. Możliwe, że w tym czasie tworzyły się też wapienie rafowe haliotisowe.

W Karpatach wschodnich na wschód od Przemyśla flisz wraz z opolem nasunięty jest na przedpole. W przykarpackim pasie miocenu nadgipsowego grabow rozwinięty jest w facji iłów krakowieckich, wiążących się z warstwami pokuckimi dolnymi przedmurza. Wiekowym ich odpowiednikiem mają być tzw. zlepieńce radyckie z fauną grabowu (B. Böhm 1939). Z iłów pokuckich wymieniają J. Czarnocki i Kowalewski (1932, 1933, 1935) liczne fauny, z których część zapewne jest wieku grabowieckiego (Horysławice, Kosów, Pistryń). Fauny te wykazują silne wysłodzenie przejawiające się m.in. występowaniem *Potamides schaueri* (stąd nazwa warstw ceritiowych). Podobne fauny występują w Dżurowie i Myszynie (T. Wiśniowski 1899), Nowosielicy, w okolicy Stryja, Doliny, Felsztyna (B. Böhm 1934, 1939), W. Friedberg (1936, 1938) i in. W przydniestrzańskiej krainie gipsowej grabow wyrażony jest iłami i marglami z *Ch. elini* i *Ch. galiciana*. W północnej stronie platformy ukraińskiej przeważają osady płytkowodne piaszczyste i litotamniowe z bogatymi faunami. Co do ich wieku istnieją różnice poglądów (opol czy grabow — W. P. Kazakowa 1952, O. A. Soroczan 1958).

Mikrofauna warstw grabowieckich jest bogata, plankton ustępuje na korzyść bentosu, wśród którego często wysuwają się na plan pierwszy

miliolidy. Jest to poziom z *Cibicides crassiseptatus* E. Łuczowskiej (w druku) a zespół III B S. Alexandrowicza (w druku), opisane z okolic Bochni (E. Łuczowska 1955), z obszaru śląsko-krakowskiego (S. Alexandrowicz 1958) i świętokrzyskiego (E. Łuczowska 1958, w druku). W rejonie Karpat środkowych Z. Kirchner (1956) w wierceniach wyróżnił w tych warstwach poziom dendrofriowy II z bentosem wapienno-aglutynującym, poziom buliminowy w ilach głębokowodnych i miliolidowy, znamieny dla płytszych wód poza zapadliskiem. Mikrofauna grabowu stwierdzona została ponadto w okolicach Tarnowa (H. Kozikowski, K. Morawska 1957, J. Urbaniakowa 1960, W. Porębska-Szotowa 1960) i Pilzna.

Poziomy te zostały powiązane przez polskich paleontologów z wyróżnionymi poziomami czy zespołami w zapadlisku i na platformie Ukrainy Zachodniej (M. Sierowa 1955, L. Piszwanowa 1960).

Na terenie Czechosłowacji poziom z *Globigerina* i *Spirialis* poznany został w okolicy Opawy (I. Cicha 1961). W basenie wewnętrznym i zewnętrznym wyróżniono torton środkowy i górny nie pokrywający się z podziałem w Polsce i uzgodnienie poziomów mikrofaunistycznych najsuwa znaczne trudności (E. Łuczowska 1958, w druku, T. Buday, I. Cicha 1956, M. Vašíček 1951, V. Pokorný 1958).

SARMAT DOLNY

Regresywny charakter grabowianu w poziomie bogucickim wyraża się przewagą facji piaszczystej i żwirowej oraz płytkowodną facją ilów z zespołem miliolidowym. Odnowione ruchy fałdowe Karpat, równoległe z wznoszeniem się terenów zachodnich, spowodowały przerwanie połączenia basenu podkarpackiego, istniejącego dotychczas na terenie Moraw z Tetydą śródziemnomorską (J. Seněš 1961); otwarcie szerokiego połączenia z obszarem euxinokaspijskim poprzez Ukrainę Zachodnią i równoczesne przesunięcie osi zapadliska w strefie zachodniej od brzegu Karpat w kierunku północno-wschodnim. Obszar zalewowy, zmniejszony na zachodzie Polski, na pozostałych terenach pokrywa się prawie z zasięgiem grabowianu. Sedymentacja zmienia się w małej skali — przy Karpatach jest to facja krakowiecka w postaci ilów łupkowych z cienkimi przewarstwieniami drobnych piasków i mułków, ku północy staje się marglisto-ilasta, wreszcie w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zazębia się z facją detrytycznych piasków i żwirków (K. Kowalewski 1957).

PODPIĘTRO BUHLÓWSKIE

Fauna buhlówu Polski niezupełnie zgadza się z podaną przez Łaskaręwa (1903) z piasków Wołynia. Różnice polegające na bogatszych zespołach mięczaków na Wołyniu, a ubogich w Polsce, mają swą przyczynę w różnych facjach i geograficznym rozmieszczeniu. Wspólnie jednak odznaczają się mieszaną fauną tortońsko-sarmacką, w której brak już pektenów, ostryg, jeżowców, koralii, ramienionogów. W ilach krakowieckich przykarpackich zaznacza się wyraźna przewaga form sarmackich nad nielicznymi tortońskimi. Piętno nadają tu syndesmyje i erwilie, rzadsze i skarłale są ślimaki z rodzaju *Potamides*. Istnieje różnica poglą-

dów odnośnie do mieszanej fauny w ilach krakowieckich. K. Kowalewski (1957) wypowiada się za drugorzędnym złożem gatunków tortońskich i brakiem buhłowianu w rejonie przykarpackim, W. Krach (1957) stara się udowodnić, że mieszana fauna jest naturalnym następstwem transgresji i migracji elementów sarmackich od wschodu. Ku północy syndesmyje zjawiają się masowo. W facji detrytycznej zanikają na korzyść fauny ceritiowej z dołączeniem gatunków tortońskich, według K. Kowalewskiego pochodzących z drugorzędnego złoża. K. Kowalewski (1957) nie widzi podstaw do wydzielenia buhłowu jako osobnego ogniwa stratygraficznego, opiera się on ponadto na braku ostrej granicy pomiędzy buhłowem a dolnym sarmatem *sensu stricto*. Niemniej jednak w swej tabeli wydziela buhłow w obrębie dolnego sarmatu. Pogląd K. Kowalewskiego oparty został na wcześniejszych pracach L. Kudrina (1954), który na podstawie nowych materiałów z obszaru Ukrainy stwierdził niezgodnie leżący poziom koncko-buhłowski z fauną i florą sarmacką, a fauną tortońską na drugorzędnym złożu (L. Kudrin 1961). Ze względu na przeważający udział form sarmackich zaliczenie buhłowu do sarmatu byłoby usprawiedliwione, tym bardziej że wyznaczenie górnej granicy z sarmatem s.s. nasuwa znaczne trudności. Za utrzymaniem tego wydzielenia przemawiają jednak badania mikrofaunistyczne Z. Kirchnera (1956, 1962), który w rejonie Karpat środkowych w otworach Lipin i Mielca wyróżnił kilka poziomów otwornicowych przypadających na strefę przejściową pomiędzy grabowianem a sarmatem. Zajmuje ona do 300 m miąższości. Z tych poziomów główny — anomalinowy można porównać z spągowymi warstwami innych okolic Polski, określanymi jako sarmat (E. Łuczowska 1958, 1962). Najniższy zespół otwornicowy (tzw. nieokreślony), występujący koło Pilzna w Rzechowie, Wąlkach koło Tarnowa porównuje Z. Kirchner z poziomem karagańskim obszaru euxino-kaspijskiego (W. Liwentala 1953). Wyższy anomalinowy i miliolidowy jest szeroko rozpowszechniony w basenie Polski z wyjątkiem okolic południowozachodnich (rejon Bochni). Odosobniony punkt warstw buhłowskich stwierdzony został w okolicach Krakowa (R. Gradziński 1957) i w Gliwicach Starych na G. Śląsku na podstawie makrofauny (W. Krach 1954). W północnej części basenu poziom anomalinowy leży bezpośrednio na poziomie miliolidowym grabowu na linii Solec, Mędrzechów, Biłgoraj (Z. Kirchner 1956). Ku wschodowi Z. Kirchner znajduje ten poziom w warstwach ceritiowych środkowych T. Chlebowskiego i J. Czernikowskiego (1936) i w poziomie konckim W. Liwentala (1953). Wyższe trzy poziomy Z. Kirchnera zawierają faunę mieszaną autochtoniczną i drugorzędnego złoża; poziomy te nie są wszędzie wyodrębnione.

Badania E. Łuczowskiej (w druku) w rejonie pomiędzy Tarnobrzegiem a Chmielnikiem wykazały obecność spągowego sarmackiego zespołu z *Anomalinoides dividens* Łucz. odpowiadającego poziomowi anomalinowemu. E. Łuczowska porównuje swój poziom z poziomem z *Cibicides badenensis* z dolnego sarmatu zapadliska przedkarpackiego Ukrainy Zachodniej (L. Piszwanowa 1960) i zapadliska zakarpackiego (I. Wengliński 1953).

W przykarpackim miocenie wschodnim do buhłowu zaliczano na podstawie makrofauny ily krakowieckie (pokuckie górne) z piaskami i żwirami, Liczne fauny podawano z okolic Drohobycza, Chyrowa, Stryja, Przemyśla (B. Böhm 1939, J. Czarnocki i K. Kowalewski 1934,

1935, W. Friedberg 1936, 1938). Zmienny stosunek gatunków tortońskich do sarmackich był powodem różnego określania wieku tych utworów (buhłów czy sarmat).

PODPIĘTRO WOŁYŃSKIE

Postępujące wznoszenie obszarów przykarpackich od zachodu i południa spowodowało dalsze przesunięcie osi basenu od brzegu Karpat ku północy i wschodowi. Obszar zalewu z końcem buhłowu zmniejszył się od strony południowo-zachodniej. Zalew wołyński, który należy rozumieć jako przedłużenie istnienia morza buhłowskiego z wzmożonym dopływem wód od wschodu, pokrywa swymi osadami obszar rozmieszczenia buhłowianu. Dotychczas nie stwierdzono wyraźnej niezgodności pomiędzy osadami tych dwóch ogniw. Istnieje szerokie połączenie basenu z obszarem wschodnim. Granica zachodnia zalewu przebiega przez Tarnów, południowa przez Wałki na wschód od Tarnowa i Gorliczynę koło Przeworska. W tych rejonach wołyn rozwinięty jest w facji ilów krakowieckich. Ku północy w pasie Chmielnik, Szydłów, Staszów, Tarnobrzeg prócz facji ilastej rozwinęły się facje piaszczyste i zlepy muszlowe. Ku południowemu wschodowi w ilach zwiększa się zapiaszczenie, a nawet pojawiają się wkładki zlepieńców. Odsłonięcia wołyn opisano z okolic Tarnobrzega i Sobowa (W. Friedberg 1905), Sandomierza (K. Kowalewski 1957), z doliny Koprzywianki i Opatówki (K. Kowalewski 1950, 1957), Szydłowa, Staszowa, Chmielnika (E. Łuczowska, w druku) i innych.

Na obszarze lubelskim wołyn rozwinięty jest w zatokach w facji przejściowej ilasto-detrytycznej z bentonitami i detrytem muszlowym (np. w Hamerni koło Józefowa, B. Areń 1959), przeważnie jednak w facji płytkowodnej piaszczysto-wapnistej z zlepami muszlowymi. W piaskowcach detrytycznych, które trudno oddzielić od buhłowskich, zaznacza się duży udział gatunków tortońskich na drugorzędnym złożu. Szczególnie bogate w faunę są na Roztoczu facje rafowe wapieni serpulowo-mszywiołowych (B. Areń 1959, M. Bielecka 1959). W północnej stronie lubelskiego obszaru (Rejowiec, Chełm, na południe od Lublina) występują najmłodsze warstwy piaskowców krzemienistych, zaliczane przez K. Kowalewskiego do środkowego sarmatu (1958).

Makrofauna ilów krakowieckich jest uboga, syndesmyowo-erwiliowa, w facji piaszczystej ceritiowa, bogata w osobniki.

Przeciwnie zachowuje się mikrofauna. W ilach jest ona bogata i mogła posłużyć do celów korelacyjnych, zwłaszcza w wierceniach. W okolicy Mielca w warstwach odpowiadających wołynowi wyróżnił Z. Kirchner (1956) poziom articulino-elfidiowy. W Sarmacie Tarnobrzega, Staszowa, Chmielnika wyróżniła E. Łuczowska (w druku) ten sam poziom pod nazwą *Quinqueloculina karreri ovata*, ponadto dwa wyższe poziomy — z *Quinqueloculina sarmatica* z miliolidami i elfidiami oraz poziom z *Elphidium hauerinum*.

Według Z. Kirchnera i E. Łuczowskiej zbliżone zespoły otwornicowe wyróżniono na przedgórzu Karpat wschodnich (M. Sierowa 1955, L. Piszwanowa 1960), mniej zgodne są zespoły w zapadlisku zakarpackim (I. Wengliński 1953). Korelację regionalną udało się też przeprowadzić z sarmatem Austrii (M. Vašíček 1948) i Czechosłowacji — w basenie wewnętrznym Moraw (S. Svoboda 1957) i Słowacji (H. Bystricka 1959).

PRZEGLĄD STRATYGRAFICZNO-PALEOGEOGRAFICZNY

Transgresja dolnomioceńskiej odnogi Paratetydy doszła tylko do Przemysła (iły solne). Z zachodniej strony inna odnoga Paratetydy sięgała od południa po Ostrawę. Nie mamy dowodów na połączenie tych odnóg w burdygalenie w rejonie Karpat zachodnich i środkowych, jak to przedstawia J. S e n e š na swych mapkach (1959, 1961).

W helwecie basen wschodni przekształca się w laguny wysychające (sole, gipsy) lub w jeziora pólslone (warstwy stebnickie dolne). Na platformie istniała w okolicy Buczacza zatoka z brakiczną fauną rzechakiową, która uległa wysłodzeniu (Ł o m n i c k i 1886).

Możliwe, że na Górnym Śląsku istniała zatoka helwecka z osadami regresywnymi koło Zawady, opisana jako oligocen przez M i c h a e l a (1913), a taki obraz zgodny byłby z mapką J. S e n e š a, na której zalew helwecki obejmuje krawędź Karpat od północy.

Na granicy z tortonem nowa transgresja zaznacza się na Przedgórzu zachodnich Karpat grubą serią zlepieńców dębowieckich oraz ilami z *Balantium fallauxi* (spagowe iły podsólne Andrychowa, Gdowa i in.). Zalew ten sięgał na Górny Śląsk (Silesia, Brzeszcze, Mszana), gdzie wraz z mikrofauną dolnotortońską przetrwały reliktowe elementy helweckie. W wysłodzonych zatokach (okolice Korytnicy, dolina Opatówki i in.) trwała sedimentacja słodkowodna formacji burowęglowej. Najstarsze warstwy morskie dolnego tortonu zachowały się fragmentarycznie, w postaci ilów pleurotomowych (Korytnica), ilów z soczewką węgla (Grudna Dolna), przemytych ilów (Benczyn, Iwkowa).

Mimo braku pośrednich punktów istniało zapewne połączenie basenu zachodniego ze wschodnim, gdyż na Podolu stwierdzono obecność faun korytnickich (Dryszców). W poziomie heterosteginowolitotamniowym połączenie to znacznie się poszerza. Warstwy heterosteginowe odkryto przy Karpatach (Benczyn, Brzozów), w zatoce Miechowa, Korytnicy, w Zabrze na Górnym Śląsku, koło Krakowa i in. Czasem wyżej wiążą się z nimi właściwe wapienie litotamniowe czy litawskie (rejon G. Śląska, Miechowa, Pinczów, Korytnica, Busko, Staszów i in., wapienie ostrygowe Krakowa, Chełma, litotamniowe Niechobrza). Są to dolne litotamnia, którym na Podolu odpowiadają wapienie z *Chlamys latissima* na małym obszarze przydniestrzańskim.

Prawie równocześnie z tymi utworami w obszarze podniesionego dna osadzały się utwory brakiczne słodkowodne i lądowe (rejon śląsko-krakowski — Przeciszów, Libiąż, dalej na wschód Tarnobrzeg, Niskowa).

W poziomie nadlitotamniowym zaznacza się pogłębienie zapadliska na obszarze od Moraw po Ukrainę Zachodnią. Przy Karpatach rozwija się facja ilów z *Amussium denudatum* (szlir), na przedpolu iły margliste (tegel) z pełnym kompletem faun pektenowych baranowskich — *Chlamys koheni*, *Ch. trigonocosta*, *Amussium denudatum* i in. (przy Karpatach Andrychów, Gdów, Wieliczka, na Śląsku Zabrze, Krywałd, Makoszowy, w Krakowskim — Imielin, Filipowice, Zabrze, koło Miechowa, w rejonie świętokrzyskim — Pinczów, Korytnica, Staszów, rejon Sandomierza i Tarnobrzega, rejon wyżyny lubelskiej). Mikrofauna jest tu bogata lagenidowa (poziom z *Candorbulina universa*)¹. W przewarstwieniach tego poziomu występują niekiedy wapienie litotamniowe średnie szeroko roz-

¹ Poziomy mikrofaunistyczne podano wg pracy E. Ł u c z k o w s k i e j (w druku). przestrzenione na Ukrainie. W tym czasie na płycznach Opola ukraiń-

Stratygrafia miocenu Polski południowej W. Krach 1962

Piętro		Podpiętro	Poziom	Facja i fauna	E. Łuczowska	Kowalewski 1958		L. N. Kudrin 1957		T. Buday, I. Cicha 1957				
						Wołyń, Podole		Ukraina Zachodnia		Czechosłowacja				
								platforma	zapadlisko zona wewnętrzna	basen wewnętrzny				
Miocen	górnym	sarmat	środkowy	Besarab		Piaskowce krzemionkowe lubelskie	Elphidium hauerinum							
			dolny	Wołyn		Piaski żwiry, wapienie, ily — z fauną sarmacką	Quinqueloculina sarmatica Qu. karreriovata	Wołyń	Piaskowiec, zlepy okolic Równego					
				Buhow		Ily z Syndosmya, w. łądowe, lignitowe	Anomalinoidea dividens	Buhow	Piaski buhowskie Wołynia Ily syndosmyowe ok. Lwowa					
		górnym	Opol		Grabow	bogucicko-kajzerwaldzki	Piaski, ily z Chlamys elegans, Turritella rabae, ily, margle z Ch. elini, Ch. galiciana, Ch. neumayri, Spirialis	Cibicides crassiseptatus	Warstwy nadgipsowe (grabow)	Piaski Oleska, Podhorc, W. nadgipsowe i kajzerwaldzkie ok. Lwowa. Wapienie drobnolitotamniowe (górne)				
						chodenicki	Ily z tufitami	Neobulimina longa		Ily z Chlamys elyni okolic Lwowa				
							gipsowo-solny	Gipsy, anhydryty, sole, wapienie ratyńskie	poziom gipsowy					
	środkowym	Torton	górnym			erwiliowy	Piaski-margle, wapienie z Modiola hoernesii, Ervilia pusilla	Uvigerina costai	W. gipsowe poziom osadów chemicznych	Gipsy, wapienie ratyńskie, piaski, piaskowce, ily ok. Lwowa i Podola				
							nadlitotamniowy (baranowski)	Ily-muski z Amussium denudatum, Chlamys koheni, Ch. triginocosta. Przewarstwienia wapieni litotamniowych średnich	Candorbulina universa	W. nadlitotamniowe (baranowskie) z w. erwiliowymi	Warstwa erwiliowa ok. Lwowa i Podola			
							litotamniowo-heterosteginowy	Wapienie litotamniowe i litawskie dolne, margle z Heterostegina, Amphistegina, Chlamys latissima Wapienie słodkowodne		Warstwy litotamniowe środkowe W. scissusowe i denudatowe okolic Lwowa. Warstwy denudatowe Podola				
			dolnym	Opol				podlitotamniowy	W. z węglem brunatnym brakiczne i limniczne dolne, piaski, ily z Amussium cristatum, ily pleurotonowe ily z Ch. felsineum i Balantium fallauxi		Przerwa, transgresja			
											Na Podolu zmyte	Wapienie grubolitotamniowe z otoczkami krzemieni z ok. Lwowa		
											W okolic Lwowa brak	Warstwy świerzkowieckie z Heterostegina i Pecten latissimus (strzępy), piaski z Clavatula polonica z Tarnopola (strzępy)		
								Warstwy słodkowodne Warstwy onkoforowe (z Rzehakia) z Podola						
									W. słodkowodne W. onkoforowe (z Rzehakia)					
										Balicka świta z przew. iłó, piaskowców, zlepieńców. Stebnicka świta				
											Górnoworołyńska świta (zlep. słobódzkie i truskawieckie)			

skiego tworzyły się osady brakiczne z węglem brunatnym oraz w szerokim pasie przydniestrzańskim warstwy baranowskie w różnych facjach.

W poziomie erwiliowym obszar zalewu nie zmienia się. W strefie brzeżnej zaznacza się częściowe wysłodzenie i pojawienie ubogiej fauny erwiliowej (rejon śląsko-krakowski, świętokrzyski, lubelski, Ukraina). W strefie osiowej zapadliska zasolenie wody było normalne, przy pewnym spłyconiu. Makrofauna nie zawiera form charakterystycznych, natomiast w mikrofaunie pojawia się zespół z *Uvigerina costai* i *Pseudotriplasia*.

W poziomie gipsowym przerywa się połączenie basenu z Paratetydą Moraw. Zalew kurczy się od zachodu, szeroko łącząc się z Paratetydą wschodnią. W głębszych lagunach osadzają się sole i anhydryty, w płytszych gipsy (Wieliczka, Bochnia — sole, rejon Górnego Śląska — Żory z solami, Pszów, Czernica, Krywałd, Gliwice, rejon świętokrzyski — liczne punkty, rejon Rzeszowa i Przeworska).

Na granicy z tortonem górnym ma miejsce silniejsza faza fałdowań fliszu, który wraz z opolem nasuwa się na przedpole.

Basen mioceniński stanowi odnogę zachodnią Paratetydy wschodniej. Transgresja nie przekracza na zachodzie rejonu Ostrawy. Zapadanie dna jest nierówne, np. w rejonie Bochni dno zapada szybciej dając grube osady warstw chodenickich. Wyżej rozwija się facja ilów pektenowych z *Chlamys elini*, *Ch. galiciana* i *Ch. neumayri* (poziom kajzerwaldzki). W rejonie przykarpackim równoważny jest poziom bogucicki w facji ilasto-piaszczystej, w którym przegrzebki nie są przewodnie. Poza warstwami chodenickimi wyższe utwory ilaste mają bogatą mikrofaunę (poziom niższy z *Globigerina* i *Neobulimina longa*, poziom wyższy z *Cibicides crassiseptatus*. Podobne zespoły znaleziono w zapadlisku i na platformie Ukrainy Zachodniej.

W buhłowskim podpiętrze sarmatu dolnego oś basenu przesuwają się od brzegu Karpat ku północnemu wschodowi, równocześnie podnosi się obszar zachodniego Przedgórze. Szybkie zapadanie dna przy Karpatach prowadzi do osadzania potężnej miąższości ilów krakowieckich obejmujących buhłowskie i wołyńskie podpiętro. W przybrzeżnych strefach (świętokrzyskie, lubelskie) przeważają facje piaszczyste i wapieniste. W faunie przeważają elementy brakiczne sarmackie nad przetrwałymi tortońskimi. Dla facji zapadliskowej znamienne są rodzaje *Ervilia* i *Syndesmya* przy małym udziale form tortońskich, w facji brzeżnej zjawiają się fauny ceritiowe. W mikrofaunie przewodnim jest zespół z *Anomalinoides dividens*. W wołyńskiemu granica zachodnia i południowa basenu przesuwają się jeszcze bardziej ku północnemu wschodowi. Na obszarze przykarpackim utrzymują się facje ilów krakowieckich z ubogimi faunami sarmackimi erwiliowymi i syndesmyowymi, w strefie przybrzeżnej (Świętokrzyskie, Lubelskie, Wołyń) zalew ma charakter płytkowodny piaszczysto-żwirowy z różnorodną fauną ceritiową. Szczególnie na Roztoczu fauny są bogate w facjach wapieni serpulowo-mszywiołowych. W zapadlisku wschodnich Karpat obecność wołyńskiemu jest wątpliwa. W mikrofaunie ilów zapadliskowych wyróżniono ostatnio trzy poziomy (zespoły otwornic) — dolny z *Quinqueloculina karreri ovata* i wyższe z *Qu. sarmatica* i *Elphidium hauerinum*. Możliwe, że najwyższy poziom należy już do sarmatu środkowego (rejon świętokrzyski). W facji brzeżnej obecność sarmatu środkowego upatruje K. K o w a l e w s k i (1958) na wyżynie lubelskiej na podstawie litologii i makrofauny. Ustąpienie morza sarmackiego wiąże się z końcowymi ruchami wznoszącymi Karpat.

WYKAZ LITERATURY
BIBLIOGRAPHIE

- Alexandrowicz S. (1956), Uwagi o stratygrafii polskiego tortonu. *Prz. Geol.*, z. 6, Warszawa.
- Alexandrowicz S. (1958), Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. *Kwart. geol.* T. 2, z. 1.
- Alexandrowicz S. (1959), O wieku transgresywnych osadów miocenu w Mazańcowicach (koło Bielska) (Age of transgressive Miocen Deposits at Mazańcowa near Bielsko (Western Carpathians). *Kwart. geol.* T. 3, z. 3.
- Alexandrowicz S. (1960), Profil stratygraficzny dolnego tortonu w Czechowicach koło Gliwic. *Biul. Inst. Geol.* nr 155.
- Alexandrowicz S. (1961), Stratygrafia warstw chodenickich i grabowieckich w Chelmie nad Rabą (Stratigraphy of Chodenice and Grabowiec Beds at Chełm on the Raba River). *Kwart. geol.* T. 5, nr 3.
- Alexandrowicz S. (w druku), Stratygrafia i tektonika miocenu w Zagłębiu Górnośląskim. *Biul. Inst. Geol.*
- Areń B. (1959), Wyniki badań na odcinku Roztocza Lubelskiego w latach 1956—1957. *Prz. geol.*, nr 1, Warszawa.
- Areń B. (1959 a), Miocen Roztocza Lubelskiego w okolicy Wierzchowisk. *Biul. Inst. Geol.* nr 130. Warszawa.
- Bieda F. (1936), Miocen Brzozowej i Gromnika i jego fauna otwornicowa (Le miocène de Brzozowa et de Gromnik et sa faune de Foraminifères). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 12, Kraków.
- Bieda F. (1951), Młodszy trzeciorząd Karpat i Przedgórze. *Reg. Geol. Polski.* T. 1, Karpaty, z. 1, Stratygrafia. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- Bielecka M. (1959), Główne problemy trzeciorzędu okolic Zaklikowa (Main Problems of the Tertiary in the Zaklików Region (Lublin Plateau).
- Böhm B. (1934), Fauna Przedgórze Karpat w okolicy Doliny i jej znaczenie stratygraficzne (La faune de l'Avant-Pays des Karpates dans les environs de Stryj et de Dolina et sa signification pour la stratigraphie). *Stacja Geol. Borysław*, Biul. 21.
- Böhm B. (1939), O tortonie przedgórze Karpat w okolicy Felsztyna ark. Sambor., *P. Inst. Geol., Biul.* 17, Warszawa.
- Buday T., Cicha I. (1956), Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocenu Dolnomoravského uvalu a Pováží. *Geol. Práce*, z. 43, Bratislava.
- Bujalski B. (1931), Budowa geologiczna przedgórze Karpat wschodnich między Łukwią a Rybnicą. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 6.
- Bystricka H. (1959), Mikrofauna sarmatu wchodného Slovenska. *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen.*, Geol. 1.
- Cicha I. (1961), Mikrostratigrafia miocenu ostravské oblasti. *Sborn. UUG.* zv. 26.
- Cicha I. (1961 a), Zur Oligocän-Miocän Grenze und zur Stratigraphie des Miocän der Westkarpaten und seiner nomenklatorischen Vereinheitlichung. *Geol. Práce*, z. 60, Bratislava.
- Cicha I., Tejkal J. (1959), Zum Problem des sog. Oberhelwets im Karpatischen Becken. *Věstn. U.Ú.G.* 34, Praha.
- Cicha I., Tejkal J., Seneš J. (1959), Zur Frage des Helwet s. s. und zum sog. Oberhelwet im parathetyschen Gebiet. *Congr. Com. du Neogene méditerranéen.* Wien.
- Chlebowski T., Czernikowski J. (1956), Badania mikrofaunistyczne na Przedgórze Pokuckim i okolic Stryja. *Przem. naft.*, z. 15.
- Čtyroký P. (1958), Předběžná správa o revisním paleontologickém výskumu na Jaklovci v Ostravě. *Věstn. U.Ú.G.*, r. 33, č. 1, Praha.

- Czarnocki J. (1935), O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu (Die wichtigsten stratigraphischen und paläogeographischen Probleme des polnischen Torton). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 8, z. 2, Warszawa.
- Czarnocki J., Kowalewski K. (1932), Torton górny i jego fauna z otworów wiertniczych okolic Daszawy. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 32.
- Czarnocki J., Kowalewski K. (1933), O miocenie młodszym na połud.-wschód od Przemyśla w okolicy Niżankowic ect. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* z. 36, Warszawa.
- Czarnocki J., Kowalewski K. (1934), Fauna miocénska z Kotowani... w okolicy Sambora, Drohobycza i Kałusza. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 39, Warszawa.
- Czarnocki J., Kowalewski K. (1935), O prasarmacie i o dyluwium w okolicach Medyki na podstawie zdjęć wykonanych w pd-zach. końcu arkusza Mościska. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 42, Warszawa.
- Friedberg W. (1903), Zagłębie miocénskie Rzeszowa. *Rozpr. PAU*, B 43, s. III, t. 3, Kraków.
- Friedberg W. (1906), Młodszy miocen Galicji zachodniej i jego fauna. *Spraw. Kom. Fizj. PAU*, 40, Kraków.
- Friedberg W. (1905), Eine sarmatische Fauna aus der Umgebung von Tarnobrzeg in Westgalizien. *Sitzb. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien. Math-Nat.* Bd. 114, Ab. 1. Wien.
- Friedberg W. (1912), Utwory miocénskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski II (Miocän in Europa und die jetzigen Versuche der Einteilung des Miocäns in Polen). *Kosmos*. T. 37.
- Friedberg W. (1931), Uwagi nad nowszymi próbami podziału naszego miocenu (Bemerkungen über neue Versuche der Stratigraphie des Miocäns von Polen). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 7, Kraków.
- Friedberg W. (1932), Die Pectiniden des Miocäns von Polen und ihre stratigraphische Bedeutung, I, II. *Bull. Ac. Pol.* s. B, Kraków.
- Friedberg W. (1933), Przyczynki do znajomości miocenu Polski (Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Polen) cz. II, *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 9, Kraków.
- Friedberg W. (1936), Przyczynki do znajomości miocenu Polski (Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Polen) cz. III, *Ibidem*. T. 12.
- Friedberg W. (1938), Makrofauna z wierceń wykonanych przez S. A. „Pionier” na obszarze Podkarpacia w latach 1936—1937 (Makrofauna aus der durch die „Pionier” in den Jahren 1936—37 in Karpatischen Vorland durchgeführten Bohrungen). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 14, Kraków.
- Friedberg W. (1947), Przyczynki do znajomości miocenu Polski (Beiträge zur Kenntnis des Miocäns von Polen) cz. IV, *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1939, Kraków.
- Ganss O. (1936), Das Miocän des Jaklovec bei Mähr. Ostrau und dessen Bedeutung für die Stratigraphie des schlesisches Miocäns. *Firgenwald*. 9, H. 4, Reichenberg.
- Gradziński R. (1957), Uwagi o sedymentacji miocenu w okolicy Proszowice (Notes on the Sedimentation of the Miocene in the Environs of Proszowice). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 26, Kraków.
- Gradziński R. (1961), Z badań nad sedymentacją gruboklastycznego materiału w środkowym tortonie na przedpolu Karpat. *Spr. Pos. Kom. PAN* (1960).
- Grill R. (1941), Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Arten. *Oel u. Kohle*, 37, nr 31, Wien.
- Grill R. (1955), Über die Verbreitung des Badener Tegels im Wiener Becken. *Verh. d. geol. Bundesanst.* H. 2.
- Gołąb J. (1932), Przyczynek do geologii okolic Niechobrza (Contibution à la

- connaissance de la géologie des environs de Niechobrz). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 8, z. 1, Kraków.
- Jawor E., Stemulak J. (1961), Formacja solonośna w otworze „Szczepanów” koło Brzeska. *Prz. geol.* 11, Warszawa.
- Jurkova A. (1959), Zavislost miocennich basálnich klastik na reliéfu karbonu a na neogenní tektonice v nových důlních polích na Stanavě. *Věstn. ÚÚG*, roč. 34, č. 1.
- Jurkiewicz H., Karnkowski P. (1961), Poziom spiralisowy w tortonie Przedgórze Karpat. *Prz. geol.* nr 1, Warszawa.
- Kazakowa W.P. (1952), Stratigrafia i fauna płastinczatożabiernych molliuskow sriedniemiocenowych otłóženij Opolia. *Trudy MGRI.* T. 26, Moskwa.
- Kittl E. (1887), Die Miocänabl. d. Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers *Ann. d. naturhist. Hofmus.*, Bd. 3, Wien.
- Kirchner Z. (1956), Stratygrafia przedgórze Karpat środkowych na podstawie mikrofauny. *Acta geol. pol.* V. 6, Warszawa.
- Kirchner Z. (w druku), Mikrostratygrafia miocenu przedgórze i Karpat środkowych.
- Konior K. (1948), O węglu brunatnym w Trzydniu Małym koło Kraśnika. *Ann. Un. M. Curie-Skłodowska*, V. 3, 1, B. Lublin.
- Kowalewski K. (1931), Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy, w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 6, Warszawa.
- Kowalewski K. (1935), W sprawie wieku i fauny formacji solnej Wieliczki. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* T. 8, Warszawa.
- Kowalewski K. (1950), O miocenie okol. Rybnicy pod Klimontowem. *Acta geol. pol.* V. I, Warszawa.
- Kowalewski K. (1957), Uzupełnienia i nowe dane dotyczące podziału miocenu w Polsce, I, II, *Prz. geol.*, 1, 2, Warszawa.
- Kowalewski K. (1957 a), Trzeciorzęd na północnym obszarze Niziny Sandomierskiej. *Biul. Inst. Geol.*, nr 119, Warszawa.
- Kowalewski K. (1958), Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* T. 2, Warszawa.
- Kozikowski H., Morawska K. (1957), Miocen Zgłobic koło Tarnowa w świetle badań geologicznych i mikropaleontologicznych. *Acta geol. pol.* V. 7, Warszawa.
- Krach W. (1939), Badania nad mioceniem śląsko-krakowskim (Études sur le miocène Silesien et Cracovien). *P. Ak. Um., Prace śląskie* nr 7, Kraków.
- Krach W. (1947), Miocen okolic Miechowa. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 43, Warszawa.
- Krach W. (1954), Nowy profil i fauna miocenu z Gliwic Starych na G. Śląsku. *Inst. Geol. Biul.* 71, Warszawa.
- Krach W. (1956), Analiza faunistyczna profilu mioceńskiego w Krywałdzie na G. Śląsku. *Inst. Geol. Biul.* 107.
- Krach W. (1956 a), Uwagi w sprawie podziału miocenu w Polsce. *Prz. geol.* nr 1, Warszawa.
- Krach W. (1957), W sprawie stratygrafii polskiego tortonu. *Prz. geol.* nr 1, Warszawa.
- Krach W. (1957 a), Z dyskusji nad trzeciorzędem w Polsce. *Ibid.* nr 9.
- Krach W. (1958), Stratygrafia miocenu dorzecza górnej Odry i górnej Wisły oraz jej związek z obszarem wschodnim. *Kwart. geol.* T. 2, Warszawa.
- Krach W. (1960), Profil miocenu z wiercenia Czechowice 2 koło Gliwic na Górnym Śląsku. *Inst. Geol. Biul.* nr 152, Warszawa.
- Krach W. (1960 a), Materiały do znajomości miocenu Polski. Cz. II (Materiaux

- pour la connaissance du Miocène de Pologne, II-ième partie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 30, z. 2, Kraków.
- Krach W. (1962), Fauna i ekologia warstw baranowskich występujących w Górnikach Nowych koło Józefowa (woj. lubelskie). *Spraw. z pos. Kom. Oddz. PAN w Krakowie*, I—VI 1961.
- Krach W., Książkiewicz M. (1950), Dolny torton w Benczynie koło Wadowic (The Lower Tortonian at Benczyn near Wadowice). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 18 (1948) Kraków.
- Krach W., Kuciński T. (1959), Neogén južného Polska a prilahlých území. *Geol. Práce*, z. 15, Bratislava.
- Krach W., Nowak W. (1956), Miocen okolicy Andrychowa (Le Miocène des environs d'Andrychów). *Pol. Tow. Geol.* T. 25, z. 1, Kraków.
- Książkiewicz M. (1932), Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 8, Kraków.
- Kuciński T. (1957) (in Mitura F.), Die Perspektiven der Gasführung des Oberschlesischen Kohlenbeckens in Polen. *Z. f. angew. Geol.*, H. 10.
- Kuciński T. (1957 a), Uwagi dotyczące stratygrafii miocenu północnego Nizżu Sandomierskiego. *Prz. geol.* nr 1, Warszawa.
- Kuciński T. (1958), Uwagi na temat granicy zachodniej morskich osadów tortońskich i sarmackich w Polsce. *Prz. Geol.* nr 5, Warszawa.
- Kuciński T. (1958), Nowe dane dotyczące geologii tzw. zatoki rzeszowskiej. Cz. I, *Kwart. geol.* T. 5, z. 4, Warszawa.
- Kuciński T., Mitura F. (1958), Wpływ tektoniki na rzeźbę powierzchni karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Naft. Ser. A*, nr 55, Katowice.
- Kudrin L. N. (1954), O konskom gorizonte miocena. *Uczén. Zap. Lwow. Gos. Un. Geol. Ser.*, w. 7. Lwów.
- Kudrin L. N. (1955), O wozrastie pieszczano-glinisto-uglistych otłóženij na terri-torii jugo-zapadnoj okrainy Russkoj platformy. *Dokł. AN, SSSR.* T. 101, nr 3, Moskwa.
- Kudrin L. N. (1957), O sopostawlenii miocenowych otłóženij Priedkarpatja i centralnogo Priedkawkazja. *Dopow. ta powidom.*, w. 7, c. 3, Wyd. Lwow. Uniw. Lwów.
- Kudrin L. N. (1958), Erviliowij horizont nižnioho tortonu piwdennozachidnoj okrainy Rosijskoj platformy i usnowy jeho utworenia. *Naucz. Zap. Naucz-Prirodn. Muzeja AN, URSSR*, w. 6, 1957.
- Kudrin L. N. (1961), O granice tortona i sarmata w przedielach tierritorii zapadnoj Ukrainy. *Geol. Sborn. Lwow. Gieol. Obcz.* 7, 8.
- Kuźniar Cz. (1939), Złoże solne w Kałuszu. *Pr. Państw. Inst. Geol.* T. 3, Warszawa.
- Liszka S. (1933), Fauna piasków bogucickich w okolicy Wieliczki (Fauna Bogucicer Sande in der Umgebung von Wieliczka). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 7, Kraków.
- Liszka S., Panow E. (1935), Nowe stanowisko wapieni ostrygowych w Tyńcu koło Krakowa (Sur un nouvel affleurement des calcaires à huitres à Tyniec près de Cracovie). *Ibid.* T. 11.
- Liwentel W. E. (1953), Materiały k paleontologiczeskoj charakteristieke Buliminidae miocenowych otłóženij Prikarpatja. *Trudy Lwow. Gieol. Obcz. Paleont. Sier.*, w. 2.
- Ładyżenski N. P., Antipow W. I. (1961), Gieologiczeskoje strojenije i gazo-nieftienosnost sowietskogo Priedkarpatja. *Inst. gieol. polezn. iskop. AN, USSR*, Moskwa.
- Łaskariw W. (1903), Fauna bugłowskich słojew Wołyni. *Trudy Gieol. Kom. n. Sier.*, w. 5, Petersburg.

- Łomnicki M. (1886), Słdkowodny utwór trzeciorzędowy na Podolu galicyjskim. *Spraw. Kom. Fizj. PAU.* T. 20, Kraków.
- Łomnicki M. (1897), Geologia Lwowa i okolicy. *Atlas Geol. Galicji* z. 10, cz. 1, Kraków.
- Łomnicki M. (1902), Materiały do miocénskiego utworu słdkowodnego w okolicach Krakowa. *Kosmos.* T. 27, Lwów.
- Łuczowska E. (1955), O tortońskich otwornicach z warstw chodenickich i grabowieckich okolic Bochni (Tortonian Foraminifera from the Chodenice and Grabowiec Beds in the Vicinity of Bochnia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 23, Kraków.
- Łuczowska E. (1957), Stratygrafia ilów dolnotortońskich z Benczyna koło Wadowic na podstawie mikrofauny (Stratigraphy of the Lower Tortonian Clays from Benczyn near Wadowice on the Basis of Microfauna). *Ibid.* T. 27, z. 3.
- Łuczowska E. (1958), Mikrofauna miocénka przedgórze karpacciego. *Kwar. geol.* T. 2, nr 1, Warszawa.
- Łuczowska E. (w druku), Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu siarkonośnego w rejonie Tarnobrzeg—Chmielnik. *Pr. Kom. Nauk. Geol.*
- Michael R. (1913), Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. *Jhb. d. preuss. geol. L. Anst. Mnbr.* 34, T. 1.
- Michajłow A. E. (1951), Osnownyje etapy rozwitija Priedkarpatskogo progiba. *Biul. Mosk. Ob. Isp. Prir., od. geol. n. s.* T. 56, Moskwa.
- Mitura F. (1954), Miocen Przedgórze Karpat. *Prz. geol.* z. 11.
- Mitura F., Moskała-Martini Z. (1954), Tymczasowe sprawozdanie z badań geologicznych na Przedgórze Karpat w rejonie Brzesko-Wojnicz w r. 1952/53 na ark. Bochnia. *Inst. Geol. Z badań surow. miner.* 2, Warszawa.
- Mitura F., Kuciński T. (1952), Przyczynki do budowy geologicznej rejonu Dębowca-Drogomyśla. *Biul. inf. Państw. Inst. Geol.* 3.
- Ney R. (1957), O miocenie na Przedgórze Karpat między Przemyślem a Chyrowem. *Prz. geol.* nr 1, Warszawa.
- Ney R. (1961), Objawy solonośności miocenu wzdłuż brzegu Karpat na południe od Przemyśla. *Prz. geol.* nr 11, Warszawa.
- Nowak J. (1938), Dniestr a gipsy tortońskie (Das Dniestr Fluss und die tortone Gipse). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 14.
- Nowak J. (1947), Miocen północnej krawędzi Karpat (The Miocene of the northern Border of the Carpathian). *Ibid.* T. 17.
- Piszwanowa L. S. (1960), Foraminifiery miocena Priedkarpattja i ich stratigraficzkeskoje znaczenije. *Autoref. dissert.*
- Poborski J. (1952), Złoże solne w Bochni na tle geologicznym okolicy. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 78, Warszawa.
- Pokorny V. (1958), Grundzüge der zoologischen Mikropaleontologie. Bd. 1.
- Porębska-Szotowa (1960), Profil mikrofaunistyczny w Łękach Dolnych oraz próba jego rozpozniowania. *Kwart. geol.* T. 4, nr 1, Warszawa.
- Preda O. M. (1927), Geol. de la vallée du Teleajen. *Guide d. exc. Ass. ect. des Carpathes*, 2-me reun. en Roumanie.
- Prohazka V. J. (1900), Das ostböhmisches Miocaen. *Arch. Naturw. Deutschl.-Böhmens*, Praha.
- Putria F. (1950), K stratygrafii miocénowych otłóženij wostocznych Karpat. *Biul. Mosk. Ob. Isp. Prir.* T. 55, Moskwa.
- Quaas A. (1906), 1. Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorendorf. 2. Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung von Przeciszów. *Jhb. d. k. preus. geol. L.-Anst.*, Berlin.
- Roemer F. (1870), Geologie von Oberschlesien, Breslau.

- Ružička B., Beneš K. (1952), Mikropaleontologický výskum svinovského tortonu. *Sb. ÚÚ. Geol.*, sv. 20.
- Seneš J. (1950), La faune de Schlier Helvétien des environs de Modrý Kameň. *Geol. Sborn.* 1, Bratislava.
- Seneš J. (1959), Současné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratetydy. *Geol. Práce*, z. 55, Bratislava.
- Seneš J. (1961), Palaeogeographie des westkarpathischen Raume in Beziehung zur übrigen Parathetys im Miocän. *Geol. Práce*, z. 60, Bratislava.
- Sierowa M. J. (1955), Stratigrafia i fauna foraminifier miocenowych otłóženij Priedkarpatja. *Mattier. po biostr. zapad. obl. Ukrainskoj SSR* (Min. Geol. i Ochr. Niedr.) Moskwa.
- Skoczylasówna K. (1930), Przyczynek do znajomości miocenu kotliny sądeckiej (Beitrag zur Kenntniss der Miocänablagerungen in der Umgebung von Nowy Sącz). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* T. 6 za 1929, Kraków.
- Skoczylas-Ciszewska K. (1952), Budowa geologiczna brzegu Karpat w okolicy Bochni. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 77. Warszawa.
- Skoczylas-Ciszewska K. (1960), Budowa geologiczna strefy żegocińskiej [Geology of the Żegocina zone (Western Flysch Carpathians)], *Acta geol. pol.* Vol. 10, nr 4, Warszawa.
- Sokołowski S. (1935), Badania geologiczno-górnice nad złożem węgla brunatnego w Grudnie Dolnej. *Prz. gór.-hut.* Sosnowiec 1935.
- Soroczan O. A. (1958), Stratigrafija seredniomiocenowych widkładiw wołyno-podolskoho schyła ukraińskoho krystalicznoho szczyta za faunoju pelecypod. *AN USSR.* Kijów.
- Svoboda S. (1957), Přehled mikrofaunitického vývoje sarmatu v česko-slovenské části vnitroalpské pánve. *Věstn. ÚÚ. Geol.* 32, č. 60.
- Subbotina N., Głysko W., Piszwanowa L. S. (1955), O wozraztie niżniej worotiszczenskej swity priedkarpatskoho krajewoho progiba. *Dokł. AN SSSR.* T. 104, nr 4.
- Subbotina N., Piszwanowa L. S., Iwanowa L. W. (1960), Stratigrafija oligocenowych i miocenowych otłóženij Priedkarpatja po foraminifieram. *Trudy WNIGRI*, w. 153.
- Vašiček M. (1948), Stratigrafické zhodnocení neogenních mikrofaun ostravské oblas. *Věstn. SS. Úst. r.* 23.
- Vašiček M. (1951), Současný stav mikrobiostatigrafického výzkumu miocenních sedimentů ve vněkarpatské pánvi na Moravě. *Sbor. ÚÚ. Geol.* T. 18.
- Tołwiński K. (1950), Brzeg Karpat. *Acta geol. pol.*, 1, Warszawa.
- Unger F. (1849), Blätterabdrücke aus dem Schwefelflötze von Swoszowice in Galizien. *Naturwis. Abh. W. Haiding.* III, 1, Wien.
- Urbaniak J. (1960), Próba opracowania stratygrafii miocenu okolic Szywnaldu koło Tarnowa. *Biul. Inst. Geol.* 141, Warszawa.
- Urbaniak J. (w druku), Miocen okolic Szczepanowic i Błonia. *Ibid.*
- Wenglinskij I. W. (1953), O mikropaleontologičeskich issledowanijach zakarpatskoj oblasti. *Tr. Lwow. Geol. Ob. Pal. Ser.* 2, Lwów.
- Wiśniowski T. (1899), O miocenie podkarpackim w Dżurowie i Myszyńie. *Kosmos*, t. 24.
- Wjałow O. S. (1951), Schiema dielenija miocena Priedkarpatja. *Dokł. An SSSR.* T. 28, nr 25, Moskwa.
- Zabłocki J. (1930), Teriäre Flora des Salzlagers in Wieliczka I u. II Teil. *Acta Soc. Botan. Pol.* Vol. 5, 7, nr 2.
- Žiszczenko W. P. (1952), Miocenowyje otłóženija Czernowickogo rajona. *Biul. MOIP n. s.*, T. 7. Od. geol. t. 27, w. 2.

RÉSUMÉ

Abstract. Les transgressions de la mer miocène en Pologne et en pays voisins ont eu lieu dans le Miocène inférieur (Karpates orientales), dans le Helvétien, dans le Tortonien et dans le Sarmatien. On a distingué dans le Tortonien deux parties, à savoir: le Tortonien inférieur et supérieur, et dans le Sarmatien les étages de Buhlovien et de Volhynien. On a énuméré les plus importants affleurements de ces unités stratigraphiques dans le Miocène autochtone et parautochtone. On les a comparés avec le Miocène en Ukraine occidentale et en Tchécoslovaquie. La stratigraphie des formations des eaux profondes est basée surtout sur les associations de la microfaune, tandis que celle de la zone littorale sur la macro- et microfaune.

Jusqu'à dernières années le Miocène polonais fut classifié d'après plusieurs schémas. En 1961 les géologues de Kraków ont consenti à admettre une stratigraphie dans laquelle le Tortonien fut divisé en Tortonien inférieur et Tortonien supérieur, les étages sont séparés par des gypses; le Sarmatien comprend deux sous-étages: le Buhlovien et le Volhynien.

L'âge de la plus ancienne formation de sel apparaissant dans la partie orientale des Karpates Polonaises fut déterminé comme Miocène inférieur; des conglomérats de Dubnik et des couches inférieures de Stebnik — comme Helvétien. Les couches supérieures de Stebnik et les couches de Balice appartiennent au Tortonien. Quant à la région occidentale la présence du Burdigalien ne fut pas constatée que près d'Ostrava. Le Helvétien n'y est suffisamment documenté; il se peut que les conglomérats de Dębowiec y appartiennent.

Les couches inférieures du Miocène de la Silésie renferment une macrofaune rapprochée à celle de Karpatien et une microfaune du type de Lanzendorf appartenant au Tortonien inférieur.

Au bord des Karpates on rencontre un résiduel niveau correspondant au niveau à *infra* — *Lithothamnium* avec une macrofaune du type de Korytnica, ainsi qu'un niveau à *Lithothamnium* représenté par des couches à *Heterostegina*. Les calcaires à *Lithothamnium* et les calcaires de Littau inférieurs apparaissent dans la région de la Silésie, dans la région des Montagnes de St. Croix et dans la région de Rzeszów.

Les couches de Baranów représentent une transgression, ayant eu lieu dans le niveau déterminé comme le niveau à *supra* — *Lithothamnium*. Il y a des caractéristiques associations de Pecténides avec *Amussium denudatum* et *Chlamys scissa*. Dans les couches de Baranów en Silésie apparaît un niveau supplémentaire à *Lithothamnium*, nommé par A. Łomnicki le niveau moyen à *Lithothamnium*. Ce dernier est bien développé dans la région de Lublin et en Ukraine occidentale. La microfaune des couches de Baranów c'est celle du type de Lanzendorf (niveau à *Candorbulina universa*). Le niveau à *Ervilia* avec une faune mi-saline n'est connu que dans la zone littorale septentrionale. Ce type de la faune n'existe pas au centre du bassin, il n'y en a que des associations sténohalines à *Pseudotriplasia* et *Neobulimina longa*. Le niveau des gypses ne contient aucune faune caractéristique; on l'a distingué tenant compte des sédiments chimiques (anhydrites, gypses, sels) appartenant à un seul niveau stratigraphique.

Dans le Tortonien supérieur une nouvelle transgression a eu lieu sur le Flysch plissé et sur le Tortonien inférieur. Près des Karpates, dans le niveau inférieur de Chodenice, persiste encore la sédimentation contenant les argiles avec des tuffites, on y trouve une microfaune avec *Spirialis*,

Stratigraphie du Miocène de la Pologne méridionale W. Krach 1962

Étage	Sous-étage	Niveau	Faciès et faune	E. Łuczowska	K. Kowalewski 1958		L. N. Kudrin 1957		T. Buday, I. Cicha 1957				
					Volhynie, Podolie		Ukraine occidentale		Tchécoslovaquie				
							Plate-forme	avant-fosse zone intérieure	Le bassin intérieur				
M i o c è n e	Supérieur	Sarmatien	moyen	Bessarabien	grès siliceux de Lublin	Elphidium hauerinum							
			inférieur	Vohlymien	sables, graviers, calcaires, argiles à faunes sarmatiennes	Quinqueloculina sarmatica. Qu. karreri ovata	Volhynien	gravier, conglomérats, sables de Volhynie	Le niveau supérieur (le niveau de Volhynie)	Le niveau de Volhynie	Elphidium hauerinum E. antoninum Articulina sarmatica		
			Buhlovien	argiles à Syndosmya, couches ligniteuses	Anomalinoïdes dividens	Buhlovien	Sables buhloviens de Volhynie, argiles à Syndosmya des environs de Lwów	Le niveau inférieur (Le niveau de Buhlov)	Le niveau de Buhlov	E. reginum, E. josephinum E. aculeatum E. crispum			
		Tortonien	supérieur	Grabovien	d- Boguc ce et de Kajzerwald	sables, argiles avec Chlamys elegans, Turritella rabae, argiles, marnes avec Ch. elini Ch. galiciana, Ch. neumayri, Spiralis	Cibicides crassiseptatus	Les couches au dessus des gypses	Sables d' Olesko et de Podhorce, les couches au dessus des gypses e.c. de Kajzerwald des environs de Lwów. Les calcaires à petits Lithothamnium (supérieures)	Le niveau supérieur couches à Lithothamnium, à Pholas, Chlamys neumayri etc)	de Pokucie	Le niveau de Czerniowce	Zones: à Rotalia à Bulimina à Bolivina, à Spiroplectamina
				de Chodenice	argiles avec les tuffites	Neobulimina linga	Argiles à Chlamys elini des environs de Lwów	Gypses, calcaires de Ratyn, sables, argiles avec les faunes stenohalines, Pholas	Le niveau à gypses et anhydrites, conglomérats de Dobromil et Radycz, argiles, sables, gypse				
				gypso-salin	gypses, sels anhydrites, calcaires de Ratyn	Niveaux gypseux	Les couches gypseuses, le niveau sédimentation chimique	Les couches à Ervilia des environs de Lwów	niveau supérieur (couches à Ervilia)	n'apparaît pas intervalle		Amphistegina Heterostegina	
	inférieur	Opolien	Tortonien	à Ervilia	sables, marnes, calcaires à Modiola hoernesi, Ervilia pusilla	Uvigerina costai	Les couches à supra Lithothamnium (de Baranów) avec des couches à Ervilia	Les couches à supra Lithothamnium moyens, les couches à Chlamys scissa et Amussium denudatum des environs de Lwów Couches à Amussium denudatum de la Podolie	niveau moyen, (couches à Lithothamnium)	de Czaple	Le niveau à Lithothamnium	riche faune à Lagena (faune de Lanzendorf)	
				couches à supra-Lithothamnium (de Baranów)	Argiles à Chlamys koheni, Ch. trigonocosta Amussium denudatum Intercalations de calcaires à Lithothamnium	Candorbulina universa	Les couches à intervalle, transgression	En Podolie n'apparaissant pas	Calcaires à grands Lithothamnium avec galets siliceux des environs de Lwów		niveau inférieur à Amussium denudatum, Brachiopodes, Echinoïdes etc	Le niveau à Amussium denudatum de (Tarchan)	
				à Lithothamnium et Heterostegina	Calcaires à Lithothamnium et de Littau (couches inférieures) marnes à Heterostegina, Amphistegina, Chlamys latissima, calcaires d'eau douce.		Les couches à Lithothamnium	Dans environs Lwów n'apparaissant	Les couches de Swierzkowiec à Heterostegina et Pecten latissimus (en fragments) sables à Clavatula polonica de Tarnopol (en fragments)				
				couches à infra-Lithothamnium	Couches d'eau saumâtre et d'eau douce avec lignites (inférieures) Sables, argiles à Amussium cristatum, argiles à Pleurotoma, argiles à Chlamys felsineum et Balantium fallauxi		Les couches à infralithothamnium						
				Helvétien	Conglomérats de Debrowiec couches avec lignites		Helvétien	Les couches d'eau douce, couches à Oncophora (Rzehakia) de Podolie	Couches d'eau douce Couches à Oncophora (Rzehakia)		Série supérieure de des intercalations des argiles, des sables, des conglomérats, des grès Série de Stebnik		
				inférieur	Aquitaniens	Burdigalien							Serie supérieure de Worotyszcze (conglomérats de Sloboda et Truskawiec)

les radiolaires et une association avec *Neobulimina longa*. Près des Karpates, dans le niveau supérieur de Grabowiec se trouvent des faciès argileux (de Grabowiec) et sablonneux (de Bogucice). Leur macrofaune n'est point caractéristique, cependant dans les faciès des eaux profondes de Kajzerwald dans l'avant-pays des Karpates il y a des couches caractéristiques à Pecténides avec *Chlamys elini*, *Ch. galiciana* et *Ch. neumayri* et une microfaune avec *Cibicides crassiseptatus* et *Spirialis*.

Dans le Sarmatien les nouveaux mouvements de plissement des Karpates ont causé une regression de la mer, dans la partie occidentale et méridionale du bassin, tandis que cette mer a obtenu une liaison avec le bassin oriental, d'où les espèces sarmatiennes sont venues. Les formes de Buhlov présentent un mélange de la faune tortonienne et de la faune sarmatienne, elles paraissent près des Karpates dans les argiles de Krakowiec et au Nord dans les sables et dans les argiles littoraux. La microfaune a le caractère de la faune des eaux saumâtres, on y rencontre *Anomalinoides dividens*. Des pareils faciès se trouvent dans le sous-étage volhynien avec une macrofaune caractéristique, mi-saline. On voit dans cette microfaune l'association à *Miliolidae* avec *Quinqueloculina karreri ovata*, *Qu. sarmatica* et *Elphidium hauerinum*.

Laboratoire de Géologie Stratigraphique
dé l'Académie de Sciences Polonaise
Cracovie