

Leszek KOSZARSKI, Wiesław NOWAK

## Uwagi w sprawie wieku warstw Igockich

### WSTĘP

Zagadnienie wieku warstw Igockich jest w piśmiennictwie geologicznym od dawna dyskutowane i przez różnych autorów odmiennie ujmowane.

L. Hohenegger (1861) dla warstw Igockich<sup>1</sup> przyjął wiek albu, A. Liebus, V. Uhlig (1902) — aptu, natomiast J. Nowak (1927) — albu dolnego.

W późniejszym czasie, najprawdopodobniej ze względu na brak nowych dokumentów paleontologicznych, poglądy na wiek warstw Igockich nie uległy zasadniczej zmianie i w pracach z tego okresu dla warstw Igockich przyjmowano wiek wyższego aptu—niższego albu, lub aptu—niższego albu (J. Burtanówna, K. Konior, M. Książkiewicz, 1937; H. Świdziński, 1947; M. Książkiewicz, 1951, 1956, 1956a; J. Wdowiarsz, 1952; S. Wdowiarsz, 1953; S. Geroch, 1959 i inni). Przyjmowano dla tego ogniwa także wyłącznie wiek niższego albu (M. Książkiewicz, 1956b), jak również jeszcze młodszy, obejmujący oprócz albu również najniższy cenoman. Za obecnością cenomanu w najwyższej części warstw Igockich wypowiedzieli się

---

<sup>1</sup> Wiek albski przyjął L. Hohenegger (*op. cit.*) dla „piaskowca godulskiego“, z którego dolnej części dopiero później C. M. Paul i E. Tietze (1877) wydzielili osobne ogniwo, które nazwali warstwami Igockimi (*Illgother Schichten*). Warstwy Igockie są szeroko rozprzestrzenione w Karpatach fliszowych w jednostce śląskiej i podśląskiej. Zwykle dzieli się je na trzy oddziały: dolny (gruboławicowe piaskowce albo łupki z wkładkami gruboławicowych piaskowców), środkowy (ciemne łupki przekładane cienkoławicowymi piaskowcami laminowanymi lub ciemne, niekiedy także zielonawe łupki z podrzędnymi cienkimi ławicami piaskowców) i górny, znany pod nazwą rogowców mikuszowickich (niebieskawe spongiolity wśród ciemnych łupków, ciemnych łupków z wkładkami piaskowców laminowanych lub wśród piaskowców średnio i gruboławicowych).

W wielu profilach oddział dolny lub górny lub obydwa te oddziały nie wyodrębniają się litologicznie i wtedy całe ogniwo Igockie rozwinięte jest jako typ facjalny środkowego oddziału.

W jednostce podśląskiej i w brzeźnej strefie jednostki śląskiej górny i częściowo środkowy oddział tego ogniwa zastąpiony jest przeważnie przez fację gazową (warstwy gazowe górne).

W jednostce skolskiej (= skibowej) odpowiednikiem warstw Igockich są górne łupki spaskie rozwinięte albo wyłącznie jako ciemne łupki, albo jako ciemne łupki z wkładkami piaskowców i z kompleksem gruboławicowych piaskowców w spągu (piaskowce bryłowe).

Należy zaznaczyć, że w Karpatach Ukrainińskich dla poszczególnych oddziałów serii spaskiej stosują geolodzy radzieccy (O. S. Wiałow, 1951 i inni) odrębne nazwy: „jabłonowska swita“ (dolne łupki spaskie), „terzowska swita“ (piaskowce bryłowe), „jankowska swita“ (górne łupki spaskie). Dla nadległej serii margli krzemionkowych oraz pstrych i zielonych łupków z nimi związanych stosuje się tam nazwę „gotowińska seria“.

w 1956 roku autorzy na I Sesji Naukowej Karpackiej Stacji I. G. w Krakowie. Pogląd ten również utrzymali L. Koszarski, W. Nowak, K. Żytko (1959), biorąc za podstawę stosunek warstw lgockich i gezowych do warstw godulskich i pstrych łupków godulskich, dla których przyjęli wiek wyższego cenomanu-dolnego senonu.

W czasie wykonywania prac geologicznych w różnych obszarach Karpat stwierdzano od szeregu lat w warstwach lgockich tu i ówdzie liczne stanowiska małych belemnitów. Stwierdzono ponadto ostatnio, że niektóre opisywane w piśmiennictwie stanowiska fauny z łupków (warstw) wierzowskich znajdują się w nieco innej pozycji niż dotychczas podawano. Wreszcie przesunięcie górnej granicy warstw lgockich i ich odpowiedników z albu do dolnego cenomanu (L. Koszarski, W. Nowak, K. Żytko, 1959) skłania do zastanowienia się, czy i dolna granica tych warstw nie zajmie wyższego położenia w tabeli stratygraficznej.

### STANOWISKA Z FAUNĄ W WARSTWACH LGOCKICH

Rozpatrzmy obecnie wszystkie dotychczas poznane dokumenty paleontologiczne z warstw lgockich.

Z obszaru Moraw, z Chlebowic, pochodzi mały belemnit (*Belemnites minimus* Leym.), znaleziony przez L. Hoheneggera (op. cit.). Belemnit ten został następnie oznaczony przez A. Liebusa, V. Uhliga (1902) jako *Belemnites* cf. *minimus* Lister. Hohenegger znalazł go w spoiwie zlepieńca w najniższej części „piaskowca godulskiego“, tuż powyżej łupków wierzowskich. Zlepieńec ten zatem może odpowiadać swoją pozycją dolnej części warstw lgockich z Karpat Polskich.

Z Moraw pochodzą również dalsze stanowiska bliżej nieokreślonych, małych belemnitów z tych warstw z okolicy Stařic (A. Matějka, Z. Roth, 1952). Jak wynika z opisu rozwoju litologicznego warstw lgockich z tej okolicy, stanowiska te mogą także pochodzić z dolnej części warstw lgockich.

W Krasnej, również na obszarze Moraw, w omawianym ogniwie znaleziono inoceramę, oznaczone przez A. Liebusa i V. Uhliga (op. cit.) jako *Inoceramus laubei* i *Inoceramus concentricus* Sow. (?). Z tego stanowiska pochodzi również wymieniony przez A. Liebusa i V. Uhliga (op. cit.) *Parahoplites* (*Acanthoplites*) *bigoureti* Seun. M. Książkiewicz (Objaśnienie arkusza Wadowice, 1951) wypowiedział przypuszczenie, że amonit ten może pochodzić ze środkowej części warstw lgockich, ponieważ znaleziono go w syderycie<sup>2</sup>.

Szereg stanowisk z fauną z warstw lgockich pochodzi również z obszaru polskich Karpat Zachodnich.

Na terenie Beskidu Śląskiego, na zachód od Żywca, Doc. J. Burtanówna znalazła w 1955 roku dwa małe belemnity w piaskowcach należących do dolnego oddziału warstw lgockich. Według sprawozdania<sup>3</sup> oraz ustnej informacji autorki, belemnity te przypominają formę *Neohibolites minimus*,

<sup>2</sup> Syderyty spotyka się wprawdzie w środkowej części warstw lgockich, jednakże autorzy spotykali je niekiedy również w dolnym oddziale warstw lgockich oraz w najwyższej części ogniwia wierzowskiego, tuż poniżej granicy z warstwami lgockimi.

<sup>3</sup> J. Burtan — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych na ark. Żywiec w 1955 r. (Archiwum I. G.).

W Karpatach Bielskich, w warstwach lgockich serii śląskiej na terenie Straconki, Lipnika i Kóz, jeden z autorów tej pracy (W. N.) znalazł szereg stanowisk z masowo występującymi małymi belemnitami. Na tym obszarze warstwy lgockie są trójdzielne i występowanie obfitej fauny belemnitowej związane jest z dolnym piaskowcowo-zlepieńcowym oddziałem tych warstw. Belemnity stwierdzono na tym obszarze w szeregu odmian skał detrytycznych dolnego oddziału. Na tej podstawie można przypuszczać, że belemnity nie są związane jedynie z jednym horyzontem, ale tworzą przynajmniej kilka takich horyzontów w oddziale dolnym. Zebrane z tych miejscowości belemnity, w liczbie ponad 150 egzemplarzy, występują jako ułamki lub całe rostra. Są to wyłącznie formy małe, o średniej długości rostrum 20—30 mm, o zarysie maczugowatym, o kolistym przekroju poprzecznym lub niekiedy eliptycznym, o maksymalnym średnim przekroju poprzecznym w granicach 1,5—2,5 mm. Na podstawie porównania tych egzemplarzy z formami opisanymi jako *Neohibolites minimus* Lister przez E. Stolleya (1911), E. Passendorfera (1930), G. J. Krimholza (1939), B. Kokoszyńską (1949), B. Kokoszyńską, K. Birkenmajera (1956), W. Cieślińskiego (1959), H. H. Swinnertona (1955), można je zaliczyć do grupy *Neohibolites minimus*. Fauna warstw lgockich z Karpat Zachodnich, ze Straconki, Lipnika i Kóz będzie przedmiotem osobnej pracy jednego z autorów.

Z okolic Lipnika znana jest również z konglomeratu dolnej części warstw lgockich fauna znaleziona przez K. Jossé (1926). Autor ten wymienia *Bryozoa* i małe belemnity „wśród reszty fauny silnie zniszczonej działaniem fal morskich“. Na marginesie tego komunikatu należy zaznaczyć, że impulsem i zachętą do poszukiwań belemnitów w piaskowcach dolnego oddziału lgockiego w tej okolicy stała się właśnie wzmianka K. Jossé (*op. cit.*).

Z obszaru Karpat Wadowickich należy przypomnieć o znalezieniu przez M. Książkiewicza ułamka belemnita w zlepieńcu z dolnych warstw lgockich, na Górze Lanckorona (M. Książkiewicz, 1951).

Wiadomość o stwierdzeniu jednego, małego belemnita w warstwach lgockich w Rybiu, na terenie Karpat Bocheńskich, zawdzięczają autorzy uprzejmej informacji Doc. K. Skoczylas-Ciszewskiej. Według jej informacji bliższe określenie pozycji tej skamieniałości w profilu warstw lgockich w tym przypadku jest utrudnione, gdyż w miejscowości tej nie stwierdzono dolnego, piaskowcowego oddziału warstw lgockich. Czy jest to brak pierwotny, czy wtórny — ze względu na silne zaburzenie tektoniczne tych warstw — trudno dać obecnie ostateczną odpowiedź.

Szereg stanowisk z fauną belemnitów w warstwach lgockich występuje również na terenie Karpat Środkowych, głównie w fałdzie Grabownicy koło Sanoka.

W Grabownicy (S. Wdowiarz, 1953) okazy małych belemnitów oznaczonych jako *Belemnites (Neohibolites) minimus* Lister, stwierdzono w trzech otworach w obrębie piaskowców dolnych warstw lgockich. W jednym z nich („Graby-84“) pozycja belemnita znalezionego przez S. Depowskiego (*vide* S. Wdowiarz, *op. cit.*) jest dokładnie określona; stwierdzono go w stropowej części piaskowców warstw lgockich dolnych. Z ostatnio odwierconego, na pograniczu Lalina i Grabownicy, otworu „Grabownica-104“ pochodzi z piaskowca, z dolnego oddziału

warstw lgockich, belemnit przypominający *Neohibolites minimus* (na podstawie uprzejmej informacji prof. dr S. Wdowiarza).

W głębokim otworze „Trepcza-6“, S. Depowski znalazł jeden okaz *Neohibolites minimus*. W innym otworze („Galicja“) na terenie Trepczy stwierdzono dwa okazy małych belemnitów, które — jak można się zorientować z opisu próbek sporządzonego jeszcze przez B. Bujalskiego — występują w górnej części piaskowcowego oddziału warstw lgockich.

Należy wspomnieć o nowym stanowisku belemnitów w Międzybrodziu, które, jak wynika z informacji znalazcy, p. Z. Wolińskiego z Trepczy, znajduje się w strefie wychodni piaskowców dolnego oddziału. Być może że i w tym przypadku mamy tu tego samego rodzaju faunę małych belemnitów jak w powyżej wymienionych stanowiskach.

Od dawna znane jest stanowisko z belemnitami z Załuża (W. Rogala, B. Kokoszyńska, 1932, 1934; S. Weigner, *fide* S. Wdowiarz, 1953), skąd B. Kokoszyńska (1949) wymienia dwa okazy *Neohibolites minimus* Lister. W 1950 roku dalsze okazy tej fauny znalazł S. Wdowiarz i S. Depowski (in S. Wdowiarz, *op. cit.*). Z tego samego stanowiska pochodzi również kilka fragmentów rostrów małych belemnitów, obok ułamków małży, kolców jeżowców i drobnych koralu, które znalezione zostały w 1955 roku przez D. Poprawę i jednego z autorów (L. K.). Fauna ta występuje w zwirowcach ilastych („skamieniałe błoto“) z egzotykami. Utwory te A. Tokarski (zdjęcie rękopiśmienne fałdu Międzybrodzia — Załuża w skali 1:25000) zaliczył do warstw lgockich, a S. Wdowiarz (*op. cit.*) określił bliżej ich pozycję na środkową część dolnego oddziału lgockiego. Badania prowadzone w ostatnich latach wykazały, że zwirowce te występują we wschodniej części fałdu Grabownicy, w dolnej części dolnych warstw lgockich, na pograniczu z warstwami wierzowskimi. W 1955 roku, w tym samym profilu jeden z autorów tej pracy (L. K.) na wspólnej wycieczce z T. Ćwiklikiem znalazł następne stanowisko z trzema małymi belemnitami w ławicy zlepieńca, występującej w środkowej części piaskowców dolnego oddziału. Belemnity te mają rostra rozszerzające się ku dołowi (zakończenia jednakże mają ukruszone), przekrój poprzeczny kolisty. Ogólnym zarysem przypominają formy z grupy *Neohibolites minimus*.

Z nowszych stanowisk z belemnitami z grupy *Neohibolites minimus* należy wymienić kopalnię „Las“ w fałdzie Zmiennicy — Turzego Pola, gdzie forma ta, według informacji Prof. S. Wdowiarza, występuje w warstwach lgockich dolnych.

#### ZAGADNIENIE WIEKU WARSTW LGOCKICH I ICH STOSUNEK DO WARSTW WIERZOWSKICH

W przedstawionym przeglądzie fauny pochodzącej z warstw lgockich uderza fakt wyjątkowo liczego występowania w piaskowcach dolnych warstw lgockich — małych belemnitów, o których w większości przypadków można powiedzieć (o ile pozwala na to stan ich zachowania), że odpowiadają formom z grupy *Neohibolites minimus*. Mają one bardzo szerokie rozprzestrzenienie — ich stanowiska rozrzucone są na olbrzymiej połaci Karpat zewnętrznych, od Moraw po Karpaty Sanockie. Należy podkreślić, że belemnity te nie występują w jednym ściśle określonym horyzoncie dolnego oddziału warstw lgockich, lecz znajdowane są

w różnej pozycji i w różnych typach skał detrytycznych tego oddziału. Szczególnie dobrze jest to widocznie na przykładach profilów z Lipnika—Straconki oraz z Załuża. Nie stwierdzono ich natomiast w warstwach bezpośrednio starszych (wierzowskich) lub młodszych (lgockich środkowych i górnych oraz godulskich)<sup>4</sup>.

Fakty te wskazują, że na okres osadzania się dolnych warstw lgockich przypadało optimum rozwojowe tej grupy belemnitów. Ponieważ uważa się, że masowe występowanie *Neohibolites minimus* przypada na środkowy alb, z którego te belemnity znane są z olbrzymich obszarów (E. Stolley, 1911; E. Passendorfer, 1930; G. J. Krimholz, 1939; B. Kokoszyńska, 1949; B. Kokoszyńska, K. Birkenmajer, 1956; W. Cieśliński, 1959; H. H. Swinnerton, 1955), można przypuszczać, że dolne warstwy lgockie lub ich część osadziła się w tym właśnie czasie.

Przypuszczenie to potwierdzają stanowiska inoceramów z tego ogniwa, wymieniane przez A. Liebusa, V. Uhligą (1901). *Inoceramus concentricus* Sow. (?), którego stwierdzono w warstwach lgockich, znany jest z poziomu *Hoplites dentatus* w kredzie tatrzańskej razem z *Neohibolites minimus* Lister (E. Passendorfer, 1930) oraz w albie środkowym i górnym w kredzie niżowej (W. Pożaryski, 1957; W. Cieśliński, 1959).

Za obecnością w warstwach lgockich również i albu dolnego może przemawiać znane z nich stanowisko *Parahoplites (Acanthoplites) bigoureti* Seun. Forma ta odpowiada najniższemu poziomowi albu według podziału C. Jacoba (1907). Jednakże, jak już poprzednio zaznaczono, pozycja tego amonita w warstwach lgockich nie jest w sposób pewny określona.

Dla określenia wieku wyższych oddziałów warstw lgockich (oddziału środkowego i górnego) z samych warstw lgockich brak jest danych. Jednakże na podstawie poprzednio przytoczonych faktów wydaje się, że obejmować one muszą górny alb i prawdopodobnie najniższy cenoman, jak to już wcześniej przypuszczano (L. Koszarski, W. Nowak, K. Żytko, 1959). Świadczy o tym obecność rotalipor (J. Liszkowa, 1956 i W. Nowak, 1956) w górnej części warstw gezowych (odpowiadającej wiekowo górnej części warstw lgockich) oraz obecność faun (globotrunkany, inoceramy) cenomanu lub dolnego turonu w dolnej części warstw godulskich, margli krzemionkowych i pstrych łupków, występujących ponad warstwami lgockimi, gezowymi lub spaskimi (l. c.)<sup>5</sup>.

<sup>4</sup> Oprócz wymienionych licznych stanowisk z *Neohibolites minimus* z warstw lgockich dolnych, znane jest z Karpat Północnych (B. Kokoszyńska, 1949) tylko jedyne stanowisko tego belemnita (dwa egzemplarze), stwierdzone w ławicy zlepieńca występującej w spągu margli krzemionkowych w jednostce skolskiej (Busowisko koło Starego Sambora). Wobec paralelizacji przeprowadzonej ostatnio przy pomocy horyzontów korelacyjnych i wobec stwierdzenia w spągowej części margli krzemionkowych obfitej mikrofauny globotrunkan z grupy *lapparenti* (L. Koszarski, W. Nowak, K. Żytko, 1959), utwory te zajmują tak wysoką pozycję w profilu stratygraficznym, że obecność w nich w jednym tylko stanowisku *Neohibolites minimus* nie może być brana na razie pod uwagę przy rozważaniach stratygraficznych.

<sup>5</sup> Wnioski te oparto na założeniu, że górna granica warstw lgockich, gezowych i spaskich jest stratygraficznie stała, o czym świadczy zespół charakterystycznych cienkich horyzontów korelacyjnych (zielone łupki radiolarowe, radiolaryty, tzw. łupki manganowe z drobnymi koncentracjami rud manganu, spongility i inne), występujących bezpośrednio powyżej i poniżej tej granicy we wszystkich jednostkach tektonicznych (oprócz płaszczowiny magurskiej, gdzie utwory dolnej kredy nie są znane) Polskich Karpat filizowych (L. Koszarski, W. Nowak, K. Żytko, 1959).

Wiek środkowego albu — najniższego cenomanu, jaki przyjęliśmy dla warstw lgockich na podstawie wyżej przedstawionych danych, potwierdza również analiza rozmieszczenia w profilach faun znanych z łupków wierzowskich i dolnych łupków spaskich, a także z warstw grodziskich, które w wielu przypadkach włączano jeszcze do niedawna do warstw wierzowskich.

Fauny baremskie znane z łupków wierzowskich z Karpat Zachodnich (V. Uhlig, 1883), jak wynika z ostatnio przeprowadzonych badań na terenie Karpat Bielskich, pochodzą głównie z niższej, sydereytonośnej części tego ogniwa. Również, jak wynika z profili podanych przez B. Kokoszyńską (1949), fauny z dolnych łupków spaskich serii skolskiej znaleziono w dolnej części dolnych łupków spaskich. W jednym i drugim przypadku fauny te mają obok form baremskich znaczną domieszkę form aptu. Wynikałoby z tego, że górna część łupków wierzowskich i dolnych łupków spaskich, z której nieznana jest dotychczas fauna, reprezentuje zapewne cały apt (jak już zwracał na to uwagę J. Nowak, 1927, str. 13—14), tym bardziej że z nadległych warstw lgockich nie opisano dotychczas ani jednej formy aptu.

Świadczą o tym także niektóre fauny z warstw grodziskich, pochodzące z profili, w których warstwy te zaliczano do łupków wierzowskich. Tak np. w wyniku prowadzonych ostatnio badań okazało się, że baremska fauna z Lisznej koło Sanoka, opisana przez W. Rogalę i B. Kokoszyńską (1932, 1934) oraz B. Kokoszyńską (1949), pochodzi z dolnej części grubego kompleksu warstw grodziskich (L. Koszarski, 1956), na których spoczywa jeszcze 80÷100 m kompleks łupków wierzowskich. Fauna z Dumaradza (a właściwie z Lutczy — *vide* S. Wdowiarz, 1953) opisana przez J. Grzybowskiego (1901) i B. Kokoszyńską (*op. cit.*) pochodzi ze stropowej części piaskowców grodziskich i spagowej części nadległego ogniwa wierzowskiego. Fauna ze Słotowej koło Pilzna (B. Kokoszyńska, *op. cit.*), (J. Wdowiarz, 1951) pochodzi z kompleksu złożonego z naprzemianległych warstw łupków wierzowskich i ławic piaskowców grodziskich, ponad którym występują grube, wybitnie łupkowe warstwy wierzowskie.

Jest rzeczą znamionną, że w obydwu ostatnio wymienionych stanowiskach faun (zwłaszcza w stanowisku z Lutczy), jak i w wielu innych, pochodzących z dolnych łupków spaskich lub z łupków wierzowskich, oprócz form baremskich i stosunkowo licznych form aptu pojawiają się również formy mające charakter albski. Zdaniem autorów tak znaczna domieszka faun o charakterze albskim może wskazywać na to, że nadległe łupki wierzowskie, w których nie znaleziono fauny, reprezentują co najmniej apt jeśli także nie najniższy alb.

Przyjęcie dla górnej części ogniwa wierzowskiego wieku aptu — najniższego albu wydaje się tym bardziej prawdopodobne, jeśli weźmie się pod uwagę, że pelityczne łupki wierzowskie (często zawierające wkładki litytów) osadzały się zapewne dłużej niż bardziej piaszczyste warstwy lgockie.

Reprezentowany przez autorów pogląd o młodszym wieku warstw lgockich może być, jak się wydaje, w pełni transponowany na ekwiwalenty tego ogniwa (tabl. I) w serii skolskiej (górne łupki spaskie wraz z piaskowcami bryłowymi) oraz w serii podśląskiej (warstwy gezowe górne). Za słusznością tego może między innymi przemawiać obecność

w omawianych ogniwach, zarówno w serii śląskiej, jak i podśląskiej, formy *Plectorecurvoides alternans* Noth. Według wielu autorów, forma ta, jak dotychczas się podaje, znana jest wyłącznie z utworów albu lub albu-cenomanu. W serii śląskiej, w profilu Straconki, forma ta występuje w całym ogniwie lgockim (S. Geroch, 1959), a w serii podśląskiej Węglówki (F. Huss, 1957) brak jej jedynie w najniższej części piaskowców z Węglówki (piaskowce z Węglówki = warstwy gezowe górne + piaskowce lgockie dolne — M. Książkiewicz, 1956). Za obecnością cenomanu (niższego) w tych ogniwach przemawia między innymi obecność rotalipor w warstwach gezowych górnych na terenie Karpat Bielskich, na co już powyżej zwracano uwagę.

Na podstawie dotychczasowych obserwacji wydaje się, że granica między warstwami lgockimi i wierzowskimi, w porównaniu do innych granic między ogniwami fliszowymi, jest bardziej stała. W pewnych obszarach jednak, jak np. we wschodniej części fałdu Grabownicy (gdzie już wśród najwyższej części łupków wierzowskich pojawiają się wkładki gruboławicowych piaskowców typu dolnolgockiego), może mieć ona przebieg nieco diachroniczny. Również w łusce Bystrego koło Baligrodu (A. Ślaczka, 1959), gdzie brak zindywidualizowanego kompleksu łupków wierzowskich, a piaskowce warstw lgockich dolnych leżą bez przerwy sedymentacyjnej na warstwach grodziskich, wydaje się, że sedymentacja piaskowców typu lgockiego i w tym przypadku rozpoczęła się nieco wcześniej. A. Ślaczka (l. c.) wyraził pogląd, że całe warstwy wierzowskie mogą tam być zastąpione facjalnie przez warstwy lgockie, ponieważ wśród piaskowców lgockich dolnych występują wkładki łupków wierzowskich. Podobne wkładki występują jednak także wśród piaskowców grodziskich łuski Bystrego, można więc przypuszczać, że większą część łupków wierzowskich zastępuje tam piaskowiec grodziski, a jedynie najwyższa ich część jest zastąpiona facjalnie przez piaskowce typu lgockiego.

#### PORÓWNANIE Z KARPATAMI WSCHODNIMI I POŁUDNIOWYMI

Przy okazji tego komunikatu należy podkreślić, że wnioski przedstawiane przez autorów odnośnie wieku warstw lgockich i innych ogniw kredowych Karpat Polskich, są zgodne z poglądami, jakie reprezentują geolodzy rumuńscy, jeśli chodzi o wiek analogicznych ogniw na terenie Karpat Rumuńskich (M. G. Filipescu, 1952, 1955). Omówienie tego zagadnienia wydaje się o tyle celowe, że ostatnio M. G. Filipescu (1958) przedstawił próbę paralelizacji utworów kredowych Karpat Rumuńskich między innymi również z utworami kredowymi północnych Karpat Polskich. Paralelizacja ta opiera się wyłącznie na zgodności dotychczas przyjmowanego wieku, a nie na zgodności faun i rozwoju litologicznego, dlatego też nastąpiły w niej pewne nieścisłości. Autorzy tej pracy, biorąc pod uwagę nowe dane z Karpat Polskich, uważają (tabl. I), że „górne piętro sferosyderytowe“ Karpat Rumuńskich, zaliczane tam do baremu — odpowiada nie całemu ogniwu wierzowskiemu, a jedynie jego dolnej, syderytonośnej części, z której z Karpat Polskich opisano faunę podobnego wieku. Bezpośrednio młodsza „seria łupków“ — zaliczana w Rumunii do aptu i dolnego albu, odpowiada zapewne w Karpatach Polskich pozostałej, nadsyderytonośnej części łupków wierzowskich, a nie warstwom lgockim i częściowo godulskim, jak przyjmowano dotychczas (l. c.).

Stosunek warstw lgockich i ich odpowiedników do ogniw starszych i młodszych w Karpatach fliszowych (schemat uproszczony)

	Seria skólska (skibowa)	Seria podśląska	Seria śląska	Seria czarnohorska	Karpaty Rumuńskie
SENON DOLNY	warstwy inoceramowe („seria stryjska..“)	margle (głównie psre)	warstwy godulskie	lupki zielonawoszare, margliste z cienkoławicowymi piaskowcami („IV seria szyrocka..“)	
TYRON	margle krzemionkowe		(lupki zielonawe i piaskowce glaukonitowe)		„seria warstw Zagosa..“
CENOMAN	lupki psre	lupki psre (głównie czerwone)	lupki psre (głównie czerwone)	lupki psre (głównie czerwone) („III seria szyrocka..“)	
	zielone lupki, radiolaryty, konkrecje manganowe, lupki manganonośne	lupki zielone i margle, radiolaryty, konkrecje manganowe, lupki manganonośne spongiolity	zielone lupki i margle, radiolaryty, konkrecje manganowe, lupki manganonośne	lupki szare i zielone, radiolaryty, konkrecje manganowe	
ALB	lupki ciemne („jabłonowska swita..“)	warstwy gezowe górne	spongiolity, warstwy gezowe górne, piaskowce cienkoławicowe laminowane, często krzemieniste, często glaukonitowe z ciemnymi lupkami lub ciemne lupki.	lupki ciemne, piaskowce cjenkoławicowe, krzemieniste, wkładki gez	„seria krzemienistych piaskowców glaukonitowych..“
	lupki spaskie górne	warstwy lgockie	warstwy lgockie	warstwy lgockie	warstwy szyrockie górne („II seria szyrocka..“)
APT	lupki czarne	warstwy wierzowskie (czarne lupki)	lupki czarne	lupki czarne	„seria lupków..“
	lupki spaskie dolne	warstwy gezowe dolne	warstwy wierzowskie (czarne lupki)	warstwy wierzowskie	warstwy szyrockie dolne („I seria szyrocka..“)
BAREM	lupki czarne z syderytami	warstwy grudziskie	warstwy grudziskie	lupki czarne z syderytami	„seria kornie piętro sierosyderytowe..“
	lupki spaskie dolne	warstwy wierzowskie (czarne lupki)	lupki czarne	lupki czarne z syderytami i piaskowce burkockie (?)	

Wiek warstw lgockich



„Seria krzemienistych piaskowców glaukonitowych“ Karpat Rumuńskich (bezpośrednio młodsza od „serii łupków“), dla której między innymi na podstawie obecności w niej *Neohibolites minimus* Lister i rotalipor przyjmuje się wiek albu-cenomanu, odpowiadałaby warstwom Igockim<sup>6</sup>, a nie warstwom godulskim, jak to zostało przedstawione w cytowanej pracy M. G. Filipescu. Dużą zgodność (zarówno pod względem rozwoju litologicznego, jak i ze względu na obecność podobnej mikrofauny) z naszym ogniwem godulskim w serii podśląskiej, rozwiniętym tu w facji pstrych łupków i margli wykazują „warstwy Zagonu“ zaliczane w Rumunii do cenomanu-turonu.

Zgodność następstwa warstw, ich rozwoju litologicznego i faun, jaka zaznacza się w omawianych ogniwach kredy między Karpatami Polskimi i Rumuńskimi, jest tak duża, że stanowi jeszcze jeden argument przemawiający za słusznością przedstawionych w tej pracy poglądów.

Obecnie warto jeszcze przeprowadzić porównanie ze strefą Czarnohory i Bukowiny w Karpatach Ukraińskich, która znajduje się pomiędzy obydwooma porównanymi poprzednio obszarami. Z analizy prac Z. Sujkowskiego (1936, 1938), w których podano szczegółowe opisy wykształcenia ogniów kredy w płaszczynie czarnohorskiej, wynikałoby, że występujące tam serie szypockie, zarówno pod względem następstwa, jak i rozwoju litologicznego wykazują dużą zgodność z omawianymi ogniwami Karpat Polskich i Rumuńskich. Było to już zresztą niejednokrotnie podkreślane przez różnych autorów (K. Skoczylas-Ciszewska, M. Książkiewicz, 1937; Z. Sujkowski, 1938; H. Świdziński, 1947; B. Kokoszyńska, 1949; M. Książkiewicz, 1951, 1956, 1956 b; K. Guzik, 1957; A. Ślaczka, 1959). Zgodność ta była podstawą dla określania wieku poszczególnych ogniów serii szypockiej. W związku z wprowadzonymi ostatnio zmianami w stratygrafii kredy Karpat Rumuńskich i Polskich, należałoby konsekwentnie przyjąć młodszy wiek również dla wyższych ogniów serii szypockich.

Za młodszym wiekiem serii szypockich wypowiedzieli się już M. W. Muratow i N. I. Masłakowa (1951) na podstawie stwierdzenia mikrofauny mastrychtu w ogniwie świdowieckim (między innymi prawdopodobnie IV seria szypocka Z. Sujkowskiego, *op. cit.*). Ogniwo czeremoskie (I i II seria szypocka) zaliczyli natomiast do turonu — koniaku, na podstawie stwierdzenia w nim nielicznej mikrofauny z *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira ex gr. gordialis* (Parker et Jones), *Reophax* sp. i innymi, która zdaniem cytowanych autorów ma szeroki zasięg pionowy, jednakże jest najbardziej charakterystyczna dla górnej kredy i młodszych utworów (M. W. Muratow, N. I. Masłakowa, *ip. cit.*)<sup>7</sup>. Później J. O. Kulczycki (1959) przyjął (nie podając jednak nowych dokumentów paleontologicznych) dla „serii szypockiej“ (I i II seria szypocka Z. Sujkowskiego, *op. cit.*) wiek cenomanu — dolnego senonu, dla „serii jałowieckiej“ (III i IV seria szypocka Z. Sujkowskiego) — wiek dolnego senonu, a dla wyższych serii, „czarnohorskiej“ i „skupowskiej“ — wiek

<sup>6</sup> Piaskowce warstw Igockich w Karpatach Polskich są bardzo często silnie glaukonitowe, zwłaszcza w Karpatach środkowych.

<sup>7</sup> W Polskich Karpatach *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) oraz formy z rodzaju *Trochamminoides* występują także w warstwach Igockich. Dlatego uważamy, że uboga i długowieczna mikrofauna podana z ogniwa „czeremoskiego“ przez W. M. Muratowa i N. I. Masłakową (*op. cit.*) nie może stanowić podstawy dla ścisłego określania wieku tego ogniwa.

górnego senonu — danu. Ostatnio E. I. Wulczin i J. O. Kulczycki (1959) podają wiadomość o stwierdzeniu w IV serii szypockiej (w ujęciu Z. Sujkowskiego) mikrofauny senońskiej.

Zespoły mikrofauny cytowane przez geologów radzieckich świadczą niewątpliwie o senońskim wieku IV serii szypockiej, jednakże brak dotychczas dowodów na zaliczenie właściwych warstw szypockich (I i II seria Z. Sujkowskiego) do górnej kredy.

Opierając się na znanych z piśmiennictwa materiałach dotyczących serii szypockich, autorzy przypuszczają, że podawana dotychczas w polskim piśmiennictwie geologicznym paralelizacja serii szypockich z warstwami wierzowskimi, lgockimi i nadległymi pstryimi łupkami jest w dalszym ciągu aktualna. Należałoby tylko, w świetle ostatnio zebranych materiałów, zmienić nieco określenia wiekowe poszczególnych ogniw szypockich (tab. 1), na co częściowo już wcześniej zwracano uwagę (L. Koszarowski, W. Nowak, K. Żytko, 1959).

Wydaje się więc, że dolne warstwy szypockie („I seria szypocka“ — czarne łupki, w dolnej części z licznymi syderytami) odpowiadają tak samo wykształconym łupkom wierzowskim i reprezentują, podobnie jak te ostatnie, barem, apt i być może najniższy alb. Górne warstwy szypockie („II seria szypocka“ Z. Sujkowskiego, *op. cit.* — złożona z krzemienistych piaskowców, w dolnej części gruboławicowych, w górnej części cienkoławicowych, przekładanych czarnymi łupkami, z wkładkami gez) stanowią najprawdopodobniej odpowiednik podobnie wykształconych warstw lgockich i należą zapewne do albu środkowego — najniższego cenomanu. Nadległe łupki pstre („III seria szypocka“ — głównie łupki czerwone z szarymi i zielonymi łupkami oraz radiolarytami i konkrecjami manganowymi w spągu) jako ekwiwalent ogniwa godulskiego (rozwinętego na bardzo dużych obszarach Karpat również w facji pstrych, głównie czerwonych łupków z zielonymi łupkami, radiolarytami i konkrecjami manganowymi w spągu) obejmują prawdopodobnie wyższy cenoman — turon, podczas gdy jeszcze wyższe ogniwo („IV seria szypocka“) reprezentuje senon, jak wykazali badacze radzieccy.

#### UWAGI KOŃCOWE

Zmianę osadu z łupkowego na żwirowo-zlepieńcowo-piaskowcowy, jaka zaznacza się na pograniczu łupków wierzowskich i warstw lgockich (oraz ich odpowiedników), jak również pojawienie się charakterystycznej fauny małych belemnitów z grupy *Neohibolites minimus* na olbrzymim obszarze Karpat, od Moraw aż po Karpaty Rumuńskie, należy wiązać z jakąś przyczyną o znaczeniu regionalnym. Najprawdopodobniej zjawisko to wiąże się z nagłym ożywieniem diastrofizmu w geosynklinie karpackiej (w strefach kordylier macierzystych, będących źródłami alimentacji materiału dla piaskowców lgockich dolnych i piaskowców brylowych). To ożywienie się diastrofizmu w geosynklinie karpackiej<sup>8</sup> po-

8. Jednym z przejawów tego diastrofizmu jest pojawienie się w dolnych warstwach lgockich, w różnych obszarach Karpat zlepieńców oraz żwirowców ilastych (powstałych w wyniku dużych podwodnych splywów mułowo-żwirowych) z wielką ilością egzotyków. Egzotyki te mają bardzo urozmaicony skład petrógraficzny (różne skały osadowe i krystaliczne) i niejednokrotnie osiągają duże rozmiary. Na obecność egzotyków w warstwach lgockich zwracał już uwagę J. Nowak (1927).

zostaje być może w związku z tą samą przyczyną, która spowodowała (umożliwiła) wielką transgresję środkowobalbską na olbrzymich przestrzeniach Europy. Z transgresją tą na obszarze Polski Niżowej i w Tatrach, tak samo jak z radykalną zmianą osadów na pograniczu łupków wierzowskich i warstw lgockich dolnych w geosynklinie karpackiej, wiąże się pojawienie wspomnianej, obfitej fauny z *Neohibolites minimus*. Zbieżność wspomnianych zjawisk mogłaby stanowić jeszcze jedną przesłankę wskazującą na to, że w warstwach lgockich brak jest nie tylko aptu, ale też i albu dolnego.

Na zakończenie pragniemy podziękować Prof. Dr M. Książkiewiczowi za życzliwe uwagi i przegłądnięcie tekstu tej pracy przed złożeniem do druku oraz Doc. Dr J. Burtanównie i Doc. Dr K. Skoczylas-Ciszewskiej za informacje o nowych stanowiskach belemnitów. Szczególną wdzięczność pragniemy wyrazić Prof. Dr S. Wdowiarzowi za podanie nam szeregu nowych stanowisk belemnitów oraz za dyskusję.

Karpacka Stacja Terenowa I. G.  
Nadesłano dnia 27 listopada 1959 r.

#### PISMIENNICTWO

- BURTANÓWNA J., KONIOR K., KSIĄŻKIEWICZ M. (1937) — Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Pol. Akad. Umiej. Pr. geol. Wyd. śląskie. Wyniki badań i objaśnienie do mapy. Kraków.
- CIEŚLIŃSKI S. (1959) — Alb i cenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 28. Warszawa.
- FILIPESCU M. G. (1952) — Cercetări geologice în Zonă internă și mediană a Flisului dintre V. Uzului și V. Târlungului (communicare preliminară). Dări de Seamă ale ședintelor Comitetului Geologic, 39, p. 156—171. București.
- FILIPESCU M. G. (1955) — Vederi noi asupra tectonicii flisului Carpaților orientali. Rev. Univ. C. I. Parhon și Politehnicii București (ser. Științ., Naturii), nr 6—7, p. 241—261. București.
- ФИЛИПЕСКУ М. Г. (1958) — Параллельное изучение черных сланцев флиша Восточных Карпат и меловых отложений северных Карпат. Международный Геологический Конгресс, Карпато-Балканская Ассоциация. Киев.
- GEROCH S. (1959) — Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. Paläont. Zs., H. 1—2, p. 113—122. Stuttgart.
- GRZYBOWSKI J. (1901) — Dolna kreda w okolicy Domaradza. Kosmos 26. Lwów.
- HOHENEGGER L. (1861) — Die geognostische Verhältnisse der Karpathen. Gotha.
- HUSS F. (1957) — Stratygrafia jednostki Węglówki na podstawie mikrofauny. Acta geol. pol., 7, p. 29—69. Warszawa.
- JACOB C. (1907) — Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. Thes. Fac. Science. Grenoble.
- JOSSÉ K. (1926) — Opis brzegu karpackiego od Białej po Kęty (rękopis).
- KOKOSZYŃSKA B. (1949) — Stratygrafia dolnej kredy Północnych Karpat fliszowych. Pr. Państw. Inst. Geol., 6. Warszawa.

- KOKOSZYŃSKA B., BIRKENMAJER K. (1956) — Fauna albu Pasa Skalkowego Plenin. Acta geol. pol., 4, p. 371—380. Warszawa.
- KOSZARSKI L. (1956) — Stratygrafia serii śląskiej i podśląskiej na północ od Sanoka. Prz. geol., 4, nr 10, p. 461—462. Warszawa.
- KOSZARSKI L., NOWAK W., ŻYTKO K. (1959) — W sprawie wieku warstw godulskich. Kwart. geol. 3, nr 1, p. 127—151. Warszawa.
- KRIMHOLZ G. (1939) — The Mesozoik Belemnitidae of the USSR. Fasc. 1. The Lower Cretaceous Belemnitidae of the Caucasus Paleontology of USSR Monographs. 67. Central. Geol., and Prospecting Inst. Leningrad—Moscov.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1951) — Kreda Karpat zewnętrznych. Reg. Geol. Polski. 1, nr 1. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956) — Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rdsch., 45, nr 2, p. 369—411. Stuttgart.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956a) — Zagadnienia stratygrafii Karpat na tle paleogeografii. Prz. geol., 4, nr 10, p. 445—455. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956b) — Lexique stratigraphique international. Europe, 6a, Pologne. Congrès géologique international, Commission de stratigraphie. Paris.
- КУЛЬЧИЦКИЙ И. О. (1959) — Меловой и палеогеновый флиш юго-восточной части Восточных Карпат. Львовский Госуд. Унив. Львов.
- LIEBUS A., UHLIG V. (1902) — Über einige Fossilien aus der karpatische Kreide und stratigraphische Bemerkungen. Beitr. Paläont. Geol. Öster. Ung., 14, p. 113—130. Wien.
- LISZKOWA J. (1956) — Mikrofauna serii podśląskiej. Prz. geol., 4, nr 10, p. 463—469, Warszawa.
- MATĚJKA A., ROTH ZD. (1952) — Zpráva o geologických výzkumech na listech Nový Jičín a Frydek. Věstn. ÚUG. ČSR. 27, p. 206—211. Praha.
- MATEJKA A., ROTH Z. (1949) — Predbežne poznámky ku geologii moravsko-slezských Bezkyd. Sborn. SGU, 16, p. 293—328. Praha.
- МУРАТОВ М. В., МАСЛЯКОВА Н. И. (1951) — Основные этапы геологической истории Восточных Карпат. Тр. Моск. Общ. Исп. Природы, от. геол., 26, № 3, стр. 3—26. Москва.
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski. Kraków.
- NOWAK W. (1956) — Seria podśląska na obszarze arkusza Biała-Bielsko. Prz. geol., 4, nr 10, p. 460—461. Warszawa.
- PASSENDORFER E. (1930) — Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach. Pr. Państw. Inst. Geol., 2, nr 4. Warszawa.
- PAUL C. M., TIETZE E. (1877) — Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jb. geol. Reichsanst., 27, p. 33—130. Wien.
- POŻARYSKI W. (1956) — Kreda. Regionalna Geologia Polski, 2. Region Lubelski. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- ROGAŁA W., KOKOSZYŃSKA B. (1932) — Dolna kreda antykliny Sanok—Brzozów. Pr. Lwowskiego Tow. Nauk. Lwów.
- ROGAŁA W., KOKOSZYŃSKA B. (1934) — Sprawozdanie z badań nad kredą śląską w Karpatach Środkowych. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol. 39, p. 11. Warszawa.

- SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K., KSIĄŻKIEWICZ M. (1937) — Ein Vergleich des Wienerwald-Flysches mit dem Karpathen-Flysch. Bull. intern. Acad. Pol. Sc. et Lett., [A], nr 6, p. 443—503. Cracovie.
- STOLLEY E. (1911) — Die Belemniten der Norddeutschen unteren Kreide. Die Belemniten des norddeutschen Gault (Aptien und Albien). Abh. Geol. Paleont. N. F., 11, nr 3. Berlin.
- SUJKOWSKI Z. (1936) — Budowa serii szypockiej. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol. nr 44, p. 9—11. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. (1938) — Serie szypockie na Huculszczyźnie. Pr. Państw. Inst. Geol., 3. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1959) — Stratygrafia łuski Bystrego. Biul. Inst. Geol. 131. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1947) — Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. Biul. Państw. Inst. Geol., 37. Warszawa.
- SWINNERTON H. H. (1955) — A monograph of british Lower Cretaceous Belemnites, [V], Palaeontographical Society, 1954. London.
- UHLIG V. (1901) — Die Cephalopoden der Wernsdorfer Schichten. Denkschr. Akad. Wiss., 46. Wien.
- WDOWIARZ J. (1951) — Geologia Karpat i przedgórze okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa. Pr. Państw. Inst. Geol., 7, Księga Pamiątkowa ku czci Prof. K. Bohdanowicza p. 217—255. Warszawa.
- WDOWIARZ S. (1953) — Geologia fałdu Grabownicy. Biul. Państw. Inst. Geol., 120. Warszawa.
- ВЯЛОВ О. С. (1951) — Схема стратиграфии северного склона Карпат. Докл. Акад. Наук СССР, 77, № 4, стр. 689—696. Москва.
- ВУЛЬЧИН Э. И., КУЛЬЧИЦКИЙ И. О. (1959) — О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат. Тр. Укр. Н. И. Г. Р. И., 1. Москва.

Лешек КОШАРСКИ, Веслав НОВАК

### ЗАМЕТКИ О ВОЗРАСТЕ ЛЬГОЦКИХ СЛОЕВ (КАРПАТСКИЙ ФЛИШ)

#### Резюме

Льгоцкие слои относились к разным ярусам: к верхнему апту — нижнему альбу; к апту — нижнему альбу и только к нижнему альбу (Я. Новак, 1927; М. Ксёнджевич, 1956 с).

Выражались взгляды (Л. Кошарски, В. Новак, К. Житко, 1956), что эти слои охватывают и нижний сеноман, так как в верхних гезовых слоях доказана сеноманская фауна, а в нижней части перекрывающего звена — фауны сеноманатурона. Установлено, что верхняя граница слоев льгоцких, гезовых и верхних сласких сланцев стратиграфически постоянна (I. с.). Для определения возраста нижней границы льгоцких слоев авторы анализируют размещение в профилях этих слоев фаун известных по литературе и собранных в последнее

время. На просторе, от Моравии по окрестности Санока, в нижнем песчанистом отделе льгоцких слоев встречаются многочисленные местонахождения малых беллемнитов из группы *Neohibolites minutus* Ldst. (больше всего их найдено около Бялой Бельска — свыше 150 экземпляров — и около Санока). Они попадаются во всем профиле льгоцких нижних слоев, но не обнаружены в слоях нижних (вежовских) и верхних (льгоцких средних и верхних).

Значит, что на период накопления нижних льгоцких слоев приходится оптимум развития этой группы беллемнитов. Следовательно для этих слоев нужно принять среднеальбский возраст, а для высших отделов льгоцких слоев — возраст верхнего альба — самого нижнего сеномана. Такой взгляд подтверждается известной из льгоцких слоев фауной: *Inoceramus concentricus* Sow. (?) (A. Liebus, V. Uhlig, 1902) и *Plectorecurvoides alternans* N. o. h. (Ст. Герох, 1959). Цитированный из льгоцких слоев *Acanthoplites bigoureti* Se un. (Liebus, Uhlig l. c.) позволяет видеть в них наличие нижнего альба, но позиция этого аммонита в льгоцких слоях определена не совсем точно.

Фауны баррема из вежовских сланцев (V. Uhlig, 1883) и нижних спаских сланцев (Б. Кокошинская, 1949) найдены в нижней сидеритоносной части этих слоев. Так как эти фауны содержат значительную примесь фаун апта, кажется, что верхняя часть вежовских и нижних спаских сланцев представляет весь апт (Я. Новак, 1927). Некоторые фауны гродитских песчаников, как например из Домарадза (Ю. Гжибовски, 1901), из Слотовой (Б. Кокошинская, 1949) содержат кроме барремских и аптских форм также и значительную примесь форм альбских. Это указывает на то, что перекрывающие вежовские сланцы представляют апт, а возможно что и нижний альб. Эти пелитовые сланцы (с лидитами) отлагались вероятно длительнее чем более песчанистые льгоцкие слои. Граница между льгоцкими и вежовскими слоями в общем стратиграфически постоянна, исключителью же (складка Грабовницы, чешуя Выстрого) она может немного снижаться.

Возраст среднего альба — нижнего сеномана можно также принять для эквивалентов льгоцких слоев из других фациальных зон, как гезовые верхние слои, верхние спаские сланцы (вместе с глыбовым песчаником) и наверно верхние шипоцкие сланцы (II шипоцкая серия). Стратиграфическая согласованность отмечается между польскими и румынскими Карпатами, хотя параллелизацию между ними следует, по современным данным, провести несколько иначе, чем это представлено М. Г. Филипеску в 1958 году. По мнению авторов „верхний сферосидеритовый ярус” (баррем) румынских Карпат соответствовал бы возрастно и фациально нижней сидеритоносной части вежовских сланцев, верхняя „серия сланцев” (апт — нижний альб) — верхней части вежовских сланцев, а „серия кремнистых глауконитовых песчаников” (альб — сеноман) соответствовала бы льгоцким слоям часто глауконитовым. „Слой Загона” (сеноман — турон) согласуются по литологии и микрофауне с годульским комплексом из субсилезской свиты, выраженного тут в виде пестрых сланцев и мергелей.

Внезапное изменение осадков из сланцеватых в песчанисто-конгломератовые отмечающиеся на границе вежовских и льгоцких слоев было вызвано оживлением диастрофизма в зонах кордильер геосинклинали. Это явление может быть связано с той же самой причиной, которая вызвала великую среднеальбскую трансгрессию на обширных территориях Европы. С этой трансгрессией на Польской низменности, в Татрах и флишевых Карпатах связано появление богатой фауны с *Neohibolites minutus* List.

Leszek KOSZARSKI, Wiesław NOWAK

## NOTES ON THE AGE OF THE LGOTA BEDS (CARPATHIAN FLYSCH)

### Summary

The Lgota beds used to be assigned to the Upper Aptian-Lower Albian, or the Aptian-Lower Albian, or to the Lower Albian only (J. Nowak, 1927; M. Książkiewicz, 1956c). There also was expressed the opinion (L. Koszarski, W. Nowak, K. Żytko, 1959) that these beds reach as far as the Lower Cenomanian, since in the upper gaize beds a Cenomanian fauna has been observed and, in the lower part of the superimposed member, Cenomanian — Turonian faunae. It also has been ascertained that the upper boundary of the Lgota beds, the gaize, and the upper Spas shales is stratigraphically constant (l. c.). In order to define the age of the lower boundary of the Lgota beds the authors analyze, in known sections of these beds, the distribution of faunae mentioned in literature, or recently discovered. In the wide area extending from Moravia as far as the Sanok region, there occur in the lower, sandstone part of the Lgota beds numerous localities with small belemnites of group *Neohibolites minimus* List. (the greatest number — more than 150 specimens — was found near Biała — Bielsko, and near Sanok too). They are found in the entire section of the lower Lgota beds, but none were discovered in older (the Wierzowice beds) nor in younger strata (the middle and upper Lgota beds). Thus, the optimum of the development of this Belemnites group coincides with the period of deposition of the lower Lgota beds. Therefore, these latter beds should be assigned to the Middle Albian, whereas the higher parts of the Lgota beds correspond to the Upper Albian — lowermost Cenomanian. This opinion is corroborated by *Inoceramus concentricus* Sow. (?) (A. Liebus, V. Uhlig, 1902), known from the Lgota beds, and by *Plectorecurvoides alternans* Noth (S. Geröch, 1959) occurring in these beds. *Acanthoplites begoureti* Seum. (Liebus, Uhlig, l. c.) reported from the Lgota beds, seems to indicate, within these beds, the presence of the Lower Albian too; however, the position of this ammonite in the Lgota beds has not been described in a convincing manner. Faunae of the Barremian from the Wierzowice shales (V. Uhlig, 1883) and the lower Spas shales (B. Kokoszyska, 1949) have been found in the lower, siderite-bearing part of these beds. Since they contain a considerable admixture of Aptian forms, it seems probable that the upper part of both the Wierzowice shales and the lower Spas shales represents the entire Aptian (J. Nowak, 1927). Some faunae from the Grodziszczę sandstones, such as from Domaradz (J. Grzybowski, 1901), from Skotowa (B. Kokoszyska, 1949) disclose, besides Barremian and numerous Aptian forms, also a considerable admixture of Albian forms. This seems to indicate that the overlying Wierzowice shales represent the Aptian, perhaps the lowermost Albian too. These pellic shales (with lydites) have undoubtedly been deposited during a longer period than the more arenaceous Lgota beds. As a rule, the boundary between the Lgota and the Wierzowice beds is stratigraphically constant; exceptionally only (Grabownica fold, Bystre scale) this boundary might be somewhat lowered.

The age of Middle Albian — lowermost Cenomanian should also be assumed for the analogies to the Lgota beds from other facial zones, such as the upper gaize beds, the upper Spas shales (together with the block sandstone) and, probably too, the upper Shipot shales (II Shipot series). Between the Polish and the Roumanian Carpathians there exists a stratigraphical conformity; still, any parallelization

between both these areas should, in view of recent data, be undertaken somewhat differently than has been suggested by M. G. Filipescu (1958). In the author's opinion, the "upper sphaerosiderite stage" (Barremian) of the Roumanian Carpathians rather corresponds, both as to age and facies, to the lower, siderite-bearing part of the Wierzowice shales, whereas the "series of silicified glauconite sandstones" (Albian—Cenomanian) to the Lgota beds which latter are frequently glauconitic too. The "Zagon beds" (Cenomanian — Turonian) show a lithological and microfaunal confirmity with the Godula beds of the Subsilesian series, developed here as variegated shales and marls.

The abrupt change of this deposit, from shale into a sandstone — conglomeratic sediment appearing on the boundary of the Wierzowice and the Lgota beds, has been brought about by the increasing of diastrophism in the cordillera zones of the geosyncline. This feature might be linked with the same cause which, on large areas of Europe, has led to the great Middle Albian transgression. On the Polish Lowland, in the Tatra Mountains and the Flysch Carpathians, there is connected with this transgression the appearance of an abundant fauna with *Neohibolites minimus* List.