

Sylwester MAREK

Szkic paleogeograficzno-stratygraficzny kredy dolnej na Nizu Polskim

Podstawę do ustalenia stratygrafii kredy dolnej na Nizu Polskim dały przede wszystkim badania J. Lewińskiego (1930, 1932), który na podstawie profilu z okolic Tomaszowa Mazowieckiego oraz fragmentarycznych danych z Kujaw podał po raz pierwszy schemat stratygraficzny i szkic paleogeografii kredy dolnej w północnej Polsce.

Wyniki badań J. Lewińskiego stały się w pewnym stopniu fundamentem, na którym opiera się szereg późniejszych opracowań geologicznych dotyczących kredy dolnej na Nizu Polskim. Szerokie rozpoznanie niżowej kredy dolnej, chociaż w dalszym ciągu jeszcze niekompletne, nastąpiło w ostatnich latach, a to dzięki pracom wielu geologów przede wszystkim Instytutu Geologicznego i przemysłu naftowego, co znalazło oddźwięk w licznych publikacjach i opracowaniach archiwalnych. Najnowszym syntetycznym ujęciem problemów dolnej kredy niżowej jest opracowanie wykonane przez S. Marka i A. Raczyńską (1962), w ramach tzw. I etapu badań na Nizu Polskim pod kierunkiem W. Pożaryskiego.

W artykule autor zwraca szczególniejszą uwagę na nowe i dyskusyjne elementy w profilu kredy dolnej, mające duże znaczenie przy interpretacji zjawisk paleogeograficznych.

* * *

Zasięg kredy dolnej w północnej Polsce ogranicza się w zasadzie do obszarów antyklinorium kujawsko-pomorskiego oraz obszarów przylegających: synklinorium łódzko-mogileńsko-szczecińskiego i synklinorium brzeźnego.

Centrum basenu dolnokredowego, gdzie osady są najpełniej rozwinięte i osiągają maksymalne miąższości (dotychczas stwierdzone do 600 m), przypada na synklinorium mogileńskie, antyklinorium kujawskie i środkową część synklinorium brzeźnego. Kierunek strefy największych miąższości osadów jest więc prawie równoleżnikowy, z niewielkim odchyleniem odcinka zachodniego ku północy. Bardzo ważną dla paleogeografii basenu kredowego jest niewątpliwie jego obniżona strefa, biegnąca wzdłuż dzisiejszego antyklinorium kujawsko-pomorskiego. W obszarze

centralnej części basenu neokomskiego oraz częściowo na obszarze dzisiejszego antyklinorium pomorskiego i jego elementów skrzydłowych morze dolnokredowe transgreduje na osady purbeku, natomiast na zewnątrz tych obszarów, gdzie konsekwentnie zanikają coraz to młodsze piętra kredy dolnej — na różne starsze ogniwa malmu lub też (w synklinorium szczecińskim) bezpośrednio na utwory doggeru i liasu.

INFRAWALANŻYN

Transgresja dolnokredowa wtargnęła na obszar Niżu Polskiego już w infrawalanżynie. W początkowej fazie miała ona charakter krótkotrwałych zalewów, które połączyły w centralnej części basenu dawne zbiorniki purbeku, dając w efekcie osady morsko-brakiczne, to znaczy weldeńskie. Wkrótce pogłębia się basen sedymentacyjny, tworzą się morskie osady infrawalanżynu i dolnej części walanżynu *sensu stricto*.

Morskie osady infrawalanżynu dotychczas stwierdzono na antyklinorium środkowopolskim, na odcinku od Tomaszowa Mazowieckiego na południu (J. Lewiński, 1930, 1932; M. Kobyłecki, 1948) po wschodnią część antyklinorium pomorskiego w północno-wschodniej części synklinorium mogileńskiego, skąd niewielkim klinem wchodzi w synklinorium szczecińskie, oraz w synklinorium brzeźnym w regionie Chojnice — Korytowo (S. Marek, 1960, 1961, 1961a; S. Marek, A. Raczyńska, 1962; A. Raczyńska, 1961).

W dolnej części morskiego infrawalanżynu główną rolę odgrywają mułowce piaszczyste, a nawet wapienie piaszczyste, w górnej natomiast — ilowce i mułowce.

Maksymalne miąższości infrawalanżynu, łącznie z osadami facji weldeńskiej, dochodzą do 95 m w depresji kujawskiej i 115 m w północno-wschodniej części regionu Szamotuł.

Osady infrawalanżynu zostały udokumentowane faunistycznie (amonyty) na obszarze antyklinorium kujawskiego oraz w północno-wschodniej części niecki mogileńskiej. Występujące tu formy z rodzajów *Riasanites*, *Paracraspedites*, *Subcraspedites* i *Tollia* sp. wykazują bardzo duże podobieństwo do zespołu fauny amonitowej horyzontu riazkańskiego z platformy rosyjskiej. Jednakże wydaje się, że w infrawalanżynie Polski północnej wybitniejszą rolę odgrywają typowe formy śródziemnomorsko-alpejskie, reprezentowane przez dość liczne *Euthymiceras* cf. *euthymi* (Pict.), *Neocosmoceras* cf. *sayni* (Sim.), *Protacanthodiscus* cf. *malbosi* (Pict.), *Neocomites* cf. *platycostatus* (Sayn.) oraz gatunki z rodzaju *Bersiasella*, charakterystyczne dla berriaskiego poziomu *Subthurmannia boissieri* (Pict.). W horyzoncie riazkańskim, poza fauną *Riasanites* stanowiącą specyficzny i wyodrębniony typ berriaselidowy, formy z południa reprezentuje głównie rodzaj *Euthymiceras* (W. P. Rengarten, 1951; N. P. Luppow, 1956 — patrz I. G. Sazonowa, 1961).

WALANŻYN

Dolny kompleks walanżynu *sensu stricto*, wykształcony podobnie jak wyższa część infrawalanżynu, a więc w facji ilastej, osiąga maksymalne miąższości (55 m) na Kujawach.

W centralnej części basenu oraz w Tomaszowie Mazowieckim jest on udokumentowany faunistycznie na podstawie charakterystycznych, głównie dla basenu północnego, platylenticerasów i polyptychitów i ma nieco szerszy zasięg od infrawalanżynu.

Podczas gdy osady należące niewątpliwie do infrawalanżynu morskiego występują jedynie na obszarze położonym na południe od wschodniej części antyklinorium pomorskiego, to utwory walanżynu platylenticerasowego (poza wyżej wymienionym obszarem) leżą prawdopodobnie również na obszarze zachodniej części antyklinorium pomorskiego oraz na jego elementach skrzydłowych, lecz nie mają tak wyraźnego charakteru morskiego. Leżą one tu miejscami wprost na purbeku i przypuszczalnie (brak bowiem dostatecznych kryteriów faunistycznych) stanowią najstarsze ogniwo neokomu na tym obszarze.

Można więc wnioskować, że połączenie neokomu polskiego z zachodnioeuropejskim wydaje się mieć miejsce dopiero w walanżynie dolnym.

Nie wykluczając takiego połączenia również już w infrawalanżynie — chociaż w pewnym stopniu podważa to przypuszczalny brak morskich osadów tego wieku na antyklinorium pomorskim i w synklinorium szczecińskim — oraz ich prawie bezsporny brak w północno-wschodnich Niemczech i Danii, wydaje się, że główna faza transgresji infrawalanżynskiej z borealną fauną rosyjską i formami medyterańskimi nastąpiła z borealnego basenu platformy rosyjskiej, być może, poprzez północne peryferie geosynkinalnego basenu południowego.

W walanżynie dolnym (platylenticerasowym) natomiast prawdopodobnie traci znaczenie komunikacja z borealnym basenem rosyjskim, a dominuje wpływ basenu północnoeuropejskiego, przy czym połączenie z południem bynajmniej nie musiało być przerwane.

Walanżyn środkowy (polyptychitesowy), prawie zupełnie nieudokumentowany faunistycznie, charakteryzuje się wyraźnym, spłyceniem zbiornika sedymentacyjnego, które wyraża się przede wszystkim piaszczystymi osadami, wykazującymi nawet cechy sedimentu fluwialnego. Zasięg jego pokrywa się na ogół z zasięgiem walanżynu dolnego. Największe miąższości utworów środkowowalanżynskich stwierdzono na antyklinorium w okolicach Włocławka i Kcyni — do 155 m, oraz miejscami w synklinorium mogileńskim — do 140 m.

Po okresie regresji, którą w walanżynie środkowym (polytychitesowym) obserwuje się w wielu obszarach basenu zachodnioeuropejskiego, w walanżynie górnej miała miejsce nowa transgresja neokomska z jednoczesnym pogłębieniem i rozszerzeniem się zbiornika sedymentacyjnego, przy czym maksimum zasięgu basenu, chociaż sygnalizującym już spłycenie, przypada na hoteryw dolny.

Walanżyn górny w centralnych partiach niżowego basenu neokomskiego, a więc na antyklinorium kujawskim i w synklinorium mogileńskim, wykształcony jest w postaci iłowców i mułowców z wkładkami marglistymi i syderytycznymi. Ku peryferiom osad staje się bardziej piaszczysty. Miąższość jego w centralnej części dochodzi do 50 m. Osady walanżynu górnego udokumentowano na podstawie amonitów jedynie w Tomaszowie Mazowieckim oraz na antyklinorium kujawskim. Występuje tam obfity zespół amonitowy z przewodnimi dichotomitami, polyp-

tychitami — charakterystycznymi dla walanżynu górnego Anglii, Niemiec i Rosji. Występują tam również „imigranci“ z południa, jak np. *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.) i *Bochianites neocomiensis* (d'Orb.) wg B. Kokoszyńskiej (1956), tj. formy, które spotykane są także w Niemieckich Zachodnich. Ogromna ilość form rosyjskich może wskazywać, że w walanżynie górnym doszło ponownie do nawiązania łączności z borealnym morzem platformy rosyjskiej.

HOTERYW

Spśród osadów neokomskich najstarszy zasięg wykazuje hoteryw dolny. Leży on przekraczając na infrawalanżynie i walanżynie i występuje na całym obszarze niżowego basenu neokomskiego, z wyjątkiem niektórych odcinków przy monoklinie przedsudeckiej oraz w południowo-wschodniej części synklinorium łódzkiego.

W głębszych partiach basenu hoteryw dolny wykształcony jest na ogół w facji ilasto-mułowcowej, przy czym zawartość materiału piaszczystego wzrasta ku peryferiom. Na specjalną uwagę zasługują osady hoterywu w lubelskiej części synklinorium brzeźnego, gdzie poważną rolę odgrywają wapienie i margle oolitowe i organodetrytyczne. Miąższość hoterywu dolnego na antyklinorium kujawskim osiąga 110 m (Zychlin), w rejonie północnym Szamotuł — 160 m.

Hoteryw dolny jest udokumentowany paleontologicznie jedynie na antyklinorium kujawskim. W spągowych warstwach tego kompleksu występują nieliczne formy z rodzaju *Lyticoceras*, w górnych zaś znaleziono zaledwie jeden amonit *Craspedites cf. cateroni* (d'Orb.), który wymieniany jest również z hoterywu dolnego — *lyticocerasowego*. Wymieniona fauna charakteryzuje borealny basen zachodnioeuropejski (Anglia, Niemcy), chociaż niejednokrotnie spotykana jest w osadach hoterywu prowincji medyterańskiej. Łączność z basenem platformy rosyjskiej zostaje przerwana wskutek regresji, która w centralnej Rosji rozpoczęła się z końcem walanżynu górnego.

Na obszarach, gdzie brak jest dokumentacji faunistycznej w osadach walanżynu górnego i hoterywu dolnego, przeprowadzenie granicy stratygraficznej jest umowne.

Hoteryw dolny na Niżu Polskim, być może, z wyjątkiem obszaru Tomaszowa Mazowieckiego, stanowi najmłodsze ogniwo neokomu, w którym znaleziono faunę amonitową. J. Lewiński (1930, 1932) w górnych warstwach neokomu Tomaszowa Mazowieckiego znalazł ułamki amonitów z rodzaju *Simbirskites*, które uznał za formy górnohoterywskie. Natomiast z doświadczenia na Niżu Polskim osady udokumentowane faunistycznie należy praktycznie zakończyć na hoterywie dolnym.

Hoteryw górny został wyróżniony na Niżu Polskim bez dostatecznych podstaw faunistycznych, a zasięg jego jest wyraźnie mniejszy aniżeli hoterywu dolnego. Przypuszczalnie nie występuje on w synklinorium szczecińskim, brak go w północno-wschodniej części synklinorium brzeźnego oraz w przymonoklinalnej strefie synklinorium mogileńskiego i łódzkiego. Na dolną część tego podpiętra przypada wyraźne spłykanie zbiornika sedymentacyjnego, na górną natomiast — wyraźne pogłębianie się zbiornika.

Dolną część hoterywu górnego tworzą na ogół osady facji piaszczystej o charakterze fluwialnym i deltowym lub osady facji ilasto-mułkowej — typowe dla izolowanych zbiorników śródlądowych. Na antyklinalorium pomorskim osady te stanowią najmłodsze ogniwo neokomu. Natomiast górna część hoterywu górnego jest wyraźnie morska. Na antyklinalorium kujawskim górne ogniwo hoterywu górnego tworzą głównie osady mułowcowe z wkładkami dolomitów i sydereytów, z ubogą fauną małżową i otwornicową, wskazującą według J. Szejn na wiek neokomski *sensu stricto*. Na pozostałych obszarach jest on wykształcony w facji piaszczystej, co bardzo utrudnia lub wręcz uniemożliwia wydzielenie tego poziomu od piaskowców dolnej części górnego hoterywu oraz nadległego kompleksu piaszczystego młodszego od hoterywu, powstałego w okresie pomiędzy hoterywem a albem górnym. W świetle nowych wierceń w rejonie Łodzi przyjąć można, że pomyłkę taką popełnił J. Samsonowicz (1948), który cały kompleks piaszczysty, leżący nad pewnym neokomem odniósł do okresu barrem — apt — alb (dolny). Dolna część kompleksu, zamknięta od góry cienką warstwą ilastą, najprawdopodobniej reprezentuje osady hoterywu górnego. Miąższość hoterywu górnego osiąga maksymalnie wartości do 125 m na Kujawach.

BARREM — ALB (DOLNY I ŚRODKOWY)

Osady leżące ponad utworami odniesionymi do hoterywu, a poniżej albu górnego stanowią niewątpliwie nowy cykl sedymentacji kredowej. Są one pozbawione dowodów paleontologicznych tak, że ich stratygraficzne zaszeregowanie nie może być przeprowadzone w sposób jednoznaczny, co z kolei uniemożliwia jednoznaczne odtworzenie stosunków paleogeograficznych.

Alb środkowy został jedynie udokumentowany w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich przez J. Samsonowicza, a następnie przez S. Cieślińskiego (1959, 1960), ale tylko w partii leżącej bezpośrednio w spągu albu górnego. W centralnych częściach neokomskiego basenu niżowego (antyklinalorium kujawskie i synklinorium mogileńskie), gdzie górne ogniwa hoterywu wyrażone są w facji ilasto-mułkowej, nowy cykl sedymentacji kredowej, wykształcony na całym obszarze Nizu w facji piaszczystej, jest zaakcentowany bardzo wyraźnie. W wielu obszarach bardziej peryferycznych, z uwagi na piaszczysty rozwój hoterywu, granica ta jest problematyczna i trudna do zdefiniowania, chociaż i tu niejednokrotnie zaakcentowana jest warstwą osadów gruboklastycznych i zlepieńcowatych.

Na całym obszarze niżowego basenu kredowego, z wyjątkiem synklinorium mogileńskiego i szczecińskiego, tam gdzie kompleks utworów leżący nad hoterywem, a poniżej margli górnokredowych osiąga miąższości od kilkudziesięciu do około 106 m, prawie całość osadów wykazuje charakter sedymentu fluwialnego, śródlądowego lub przybrzeżnego. Jedynie najwyższa część kompleksu, leżąca bezpośrednio pod marglami albu górnego, a niekiedy i cenomanu, jest niewątpliwie pochodzenia morskiego i w tym przypadku wyraża niedwuznacznie moment transgresji środkowoalbskiej. Miąższość tej morskiej serii osadów, wykształconych

jako piaski kwarcowo-glaukonitowe czy też mułowce piaszczyste z obfitym glaukonitem, kształtuje się z reguły od kilku- a maksymalnie do dwudziestukilku metrów.

Podobną miąższość posiada seria piaszczysto-glaukonitowa również tam, gdzie leży wyraźnie transgresywnie na hoterywie dolnym, a miejscami na dolnych ogniwach hoterywu górnego — w północno-zachodniej części antyklinorium pomorskiego i częściowo na przyległych do niego obszarach synklinorium brzeżnego oraz niekiedy szczecińskiego.

Wyraźnie inna sytuacja ma miejsce w synklinorium mogileńskim i szczecińskim. W centralnej części tego basenu, gdzie omawiany kompleks osadów dochodzi miejscami do 100 m miąższości, mamy do czynienia z piaskowcami, które na całej długości profilu wykazują na ogół większą lub mniejszą zawartość glaukonitu, z wkładkami zlepieńcowatymi w spągu, a niekiedy również i w stropie kompleksu. Jak więc widzimy, cały kompleks osadów posiada wybitny akcent morski z dość wyraźnymi dwiema fazami transgresywnymi.

Górna faza transgresywna odpowiada najprawdopodobniej fazie transgresji środkowoalbskiej, wyrażonej podobnie na wszystkich obszarach. Wiek dolnej fazy transgresywnej, a tym samym całej niższej części kompleksu, jest trudny do sprecyzowania. Trudność ta wynika zarówno z braku dowodów paleontologicznych, jak i z faktu, że podczas gdy w synklinorium mogileńskim niższa część kompleksu reprezentowana jest przez osad morski, na pozostałych obszarach (łącznie z antyklinorium kujawskim) mamy do czynienia z osadami o silnych cechach limnicznych. J. Lewiński (1930, 1932) limniczne osady z Tomaszowa Mazowieckiego, leżące na hoterywie, a pod piaskowcami limnicznymi z glaukonitem, uznał za sedyment powstały w okresie od barremu do albu dolnego.

Na podstawie profilów z niecki mogileńskiej A. Raczyńska i S. Cieśliński (1960) uznali, że cały kompleks utworów należy do albu środkowego, przyjmując jednocześnie, że w okresie barremu, aptu i albu dolnego nie tworzyły się wyraźne osady. W tym ujęciu również i osady o cechach sedymentu limnicznego reprezentowałyby utwory deltowe, powstałe w okresie albu środkowego. Sprawa jest niewątpliwie dyskusyjna i wydaje się, że na obecnym etapie poznania brak jest dostatecznych dowodów dla rozstrzygnięcia tego problemu.

Zakład Geologii Niżu I.G.

Nadesłano dnia 29 czerwca 1963 r.

PIŚMIENNICTWO

- CIEŚLIŃSKI S. (1959) — Alb i cenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (stratygrafia na podstawie głowonogów). *Prace Inst. Geol.*, **28**. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S. (1960) — Biostratygrafia i fauna albu Polski. *Prace Inst. Geol.*, **30**. Warszawa.

- KOBYŁECKI M. (1948) — Neokomskie rudy żelazne okolic Tomaszowa Mazowieckiego. Kredowa niecka Tomaszowa. Biul. Państw. Inst. Geol., 41. Warszawa.
- KOKOSZYŃSKA B. (1956) — Dolna kreda okolic Tomaszowa. Biul. Inst. Geol., 113. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1930) — Utwory dolnokredowe pod Tomaszowem Mazowieckim. Pos. Nauk., Państw. Inst. Geol., nr 28, p. 1—7. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1932) — Das neokom in Polen und seine paläogeographische Bedeutung. Geol. Rundschau, 23, nr 5.
- MAREK S. (1960) — Zarys stratygraficzny kredy dolnej na Kujawach. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- MAREK S. (1961) — Budowa geologiczna antykliny Wojszyc. Kwart. geol., 5, p. 839—858, nr 4. Warszawa.
- MAREK S. (1961a) — Nowy pogląd na stratygrafię neokomu w Rogoźnie. Kwart. geol., 5, p. 345—352, nr 2. Warszawa.
- MAREK S., RACZYŃSKA A. (1962) — Budowa geologiczna Nizy Polskiego — kreda dolna. Prace Inst. Geol., b.n., 1962. Warszawa.
- RACZYŃSKA A. (1961) — Stratygrafia osadów dolnokredowych okolic Sompolna. Kwart. geol., 5, p. 353—369, nr 2. Warszawa.
- RACZYŃSKA A., CIEŚLIŃSKI S. (1960) — W sprawie tzw. serii lądowej kredy na NW od Gór Świętokrzyskich. Przegl. geol., 8, p. 521—525, nr 10. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1948) — O utworach kredowych w wierceniach Łodzi i budowie niecki łódzkiej. Biul. Państw. Inst. Geol., 50. Warszawa.
- САЗОНОВА И. Г. (1961) — Унифицированная схема стратиграфии нижнемеловых отложений Русской Платформы (Проект). Труды Всесоюзного Сопещания, 3, стр. 5—28. Ленинград.

Сыльвестер МАРЭК

СТРАТИГРАФО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Резюме

Распространение нижнемеловых образований в Северной Польше ограничивается, в основном, районами Куявско-Поморского антиклинория и прилегающего к нему Лодзинско-Могильновско-Щецинского синклинория с одной и Краевого синклинория — с другой стороны.

Центр нижнемелового бассейна, где отложения наиболее полно развиты и достигают максимальной мощности (до сих пор установлена до 600 м) приходится на Могильновский синклинорий, Куявский антиклинорий и центральную часть Краевого синклинория. Следовательно, зона самых больших мощностей имеет почти широтное направление с небольшим отклонением западного участка к северу. Второстепенным, тем не менее очень существенным вопро-

сом для палеогеографии мелового бассейна является несомненно зона переуглубления, простирающаяся вдоль современного Куявско-Поморского антиклинория.

Нижнемеловая трансгрессия наступила на территорию Польской низменности еще в нижневаланжинское время. Основная фаза этой трансгрессии наступила, по всей вероятности, из бореального бассейна Восточно-Европейской платформы, возможно, через северные периферические части южного геосинклинального бассейна, о связи с которым свидетельствуют средиземноморские формы, характерные для берриасской зоны *Subthurmannia boisierei*.

В нижнем (платиенцигерасовом) валанжине теряется, вероятно, значение связь с среднерусским бореальным бассейном, а доминирует влияние северо-европейского бассейна, причем связь с югом не должна была прекратиться.

Средний (полиптихитесовый) валанжин почти полностью фаунистически не обоснованный, характеризуется резким обмелением седиментационного бассейна.

После периода регрессии, которую в среднем (полиптихитесовым) валанжине наблюдается во многих районах западноевропейского бассейна, в верхнем валанжине наступает новая неокотская трансгрессия связанная с одновременным углублением и расширением седиментационного бассейна, причем максимальное распространение бассейна, хотя уже отмечается его обмеление, относится к нижнеготеривскому времени.

Верхневаланжинский аммонитовый комплекс указывает на связь так с западноевропейским, как и среднерусским бассейнами бореальной провинции. В нижнем готериве связь с бассейном Русской платформы прекращается вследствие регрессии, которая начинается в центральной части Русской платформы под конец верхнего валанжина.

Верхнеготеривские образования на Польской низменности выделяются условно, без достаточного фаунистического обоснования. К нижней части этого подъяруса относится резкое обмеление седиментационного бассейна, а к верхней — резкое его углубление.

Образования залегающие над отложениями отнесенными к готериву, а также подстилающие верхнеальбские породы, следовательно отвечающие периоду баррем — средний альб, образуют несомненно новый меловый осадочный цикл.

Это песчанистые отложения лишенные палеонтологического материала, что делает невозможным однозначное восстановление палеогеографических условий.

Sylwester MAREK

PALAEOGEOGRAPHICAL AND STRATIGRAPHICAL SKETCH OF THE LOWER CRETACEOUS IN THE POLISH LOWLAND AREA

Summary

Occurrence area of the Lower Cretaceous in northern Poland is practically restricted to the Kujawy-Pomeranian anticlinorium and the adjoining Łódź — Mogilno — Szczecin synclinorium on the one hand, as well as to the marginal synclinorium on the other.

The centre of the Lower Cretaceous basin, where sediments are best developed and reach their maximum thickness (as proved till now — up to 600 m), stretches in the area of Mogilno synclinorium, Kujawy anticlinorium and middle part of marginal synclinorium. Thus, the direction of the zone of greatest thicknesses is almost W — E, disclosing only a slight deviation of the western sector to the north. As concerns palaeogeography of the Cretaceous basin, the deep zone running along the present Kujawy-Pomeranian anticlinorium is of considerable importance there.

The Lower Cretaceous transgression entered the Polish Lowland area already at the Infravalangian time. In all probability, its main phase came from the boreal basin of the Russian platform, perhaps through the northern peripheries of the southern geosynclinal basin. A connection with this latter is undoubtedly proved by mediterranean forms characteristic of the Berriasian *Subthurmannia boisierei* zone.

At the Lower Valangian time (Platylenticeras-Valangian) the importance of communication with the Middle Russian boreal basin probably decreases, and an influence of the North-European basin begins, however, a connection with the southern area continues.

The Middle Valangian (Polyptychites-Valangian), almost completely unfossiliferous, is characteristic of a distinct shallowing of the sedimentary basin.

After the period of regression, the traces of which may be observed in the Middle Valangian (Polyptychites-Valangian) sediments in various regions of the West-European basin, a new Neocomian transgression has begun at the Upper Valangian time, connected with the simultaneous deepening and enlargement of the sedimentary basin. Maximum extension of the basin, although signaling already its shallowing process, falls to the Lower Hauterivian time.

The ammonite assemblage of the Upper Valangian points at the existing connection between both the West-European and the Middle Russian basins of the boreal province. Due to the regression which begun in the Central Russia at the decline of the Upper Valangian, the connection with the basin of the Russian platform was broken up in the Lower Hauterivian.

The Upper Hauterivian deposits of the Polish Lowland area were determined in the present paper in a conventional way, since no adequate faunistic data were available. In the lower part of this stage a considerable shallowing of the sedimentary basin took place, in the upper part, however, a marked deepening of the basin followed.

Sediments covering formations referred to the Hauterivian and resting below the Upper Albian, thus corresponding to the Barrémian — Middle Albian period, undoubtedly constitute a new sedimentary cycle of the Cretaceous.

These are arenaceous deposits lacking palaeontological evidences and this fact does not allow to reconstruct uniformly the palaeogeographical conditions of that time.