

Teresa NIEMCZYCKA, Wojciech BROCHWICZ-LEWIŃSKI

## Rozwój górnourajskiego basenu sedimentacyjnego na Niżu Polskim

Dokonano analizy paleomiąższości i facji utworów oksfordu, kimerydu i wołgu. Na mapach przedstawiono pierwotny zasięg zbiorników sedimentacyjnych od oksfordu po wołg, rozkład paleomiąższości osadów, odzwierciedlający zróżnicowaną subsydencję dna zbiornika, oraz rozkład litofacji określonych na podstawie trójkątów lub prostokątów klasyfikacyjnych. Stwierdzono występowanie strefy maksymalnej subsydencji w centralnej części zbiornika górnourajskiego oraz paleotektonicznych struktur pozytywnych związanych z tektoniką solną na Kujawach. Dokonano analizy paleotektonicznej utworów jury górnej u schyłku ich sedimentacji, wyodrębniając na mapie paleotektonicznej paleostruktury oraz asocjacje litologiczne.

### WSTĘP

Dla przedstawienia rozwoju górnourajskich utworów na Niżu Polskim dokonano szczegółowej analizy miąższościowo-facjalnej i paleotektonicznej (Z. Kottański, J. Sokołowski, 1971). Podstawą analizy był bogaty materiał z otworów wiertniczych i odsłoneń. Korzystano przy tym z prac własnych oraz licznych innych opracowań: J. Dembowskiej (1973, 1976, 1979a, b, 1983), J. Dembowskiej, L. Malinowskiej (1973), Z. Dąbrowskiej (1958, 1962, 1976), J. Głazka, J. Kutka (1970), J. Kutka (1961, 1962, 1968, 1969), K. Radlicza (1972, 1974), J. Kutka i in. (1973), L. Malinowskiej (1960, 1966, 1967, 1970), B.A. Matyi (1977), B.A. Matyi, A. Wierzbowskiego (1981), W. Moryca (1961), E. Morycovej, W. Moryca (1976), W. Pożaryskiego, W. Brochwicza-Lewińskiego (1979), A. Wierzbowskiego (1964, 1978), A. Wierzbowskiego i in. (1983), J. Znoski (1963) i A.M. Żelichowskiego (1961). Przy analizie stratygraficznej posługiwano się podziałem jury opartym głównie na amonitach, przyjmując spąg jury górnej w spągu poziomym *Quenstedtoceras flexicostatum* (L. Malinowska, 1976, 1978, 1980). Dotyczy to profili z zachodniej i północnej oraz częściowo centralnej części Niżu Polskiego, gdzie amonity są dość liczne. W przypadku wschodniej i południowej części Niżu Polskiego

podstawę podziału stratygraficznego obok amonitów, znanych jedynie z dolnych części profili, stanowiły zespoły brachiopodów, małżów i ślimaków oraz mikrofauny (J. Dembowska, 1973, 1976, 1979a, 1983; J. Dembowska, L. Malinowska, 1973; T. Niemczycka, 1976a). Górną granicę jury przyjęto jak dotychczas umownie w spągu poziomu małżoraczkowego A (S. Marek, 1968; S. Marek i in., 1969; S. Marek, A. Raczyńska, 1973; J. Dembowska, 1973), chociaż zgodnie ze stratotypem alpejskim przebiega ona w przyspągowych warstwach osadów wykształconych w facji purbeckiej, tj. między poziomami małżoraczkowymi D i E (J. Dembowska, S. Marek, 1976; S. Marek, A. Raczyńska, 1979 i literatura przedmiotu zawarta w tych pracach).

Mimo tak bogatego materiału litologiczno-stratygraficznego, przy sporządzaniu map miąższościowo-facjalnych istniały znaczne trudności, wynikające z regresywnego charakteru zbiornika. Tylko na ograniczonych obszarach zachowały się bowiem osady o pierwotnych miąższościach. Na dużych obszarach podlegały one erozji już we wczesnym okresie przedkredowym, a także później, przed albem i we wczesnym trzeciorzędzie, lokalnie w rejonie Szczecina także przed środkowym wułem (fig. 1–4). Istniała więc konieczność odtwarzania zniszczonych erozją utworów.

Autorzy serdecznie dziękują W. Morycowi, który wykonał fragment mapy oksfordu na obszarze krakowskim.

## ANALIZA MIĄŻSZOŚCI I FACJI

### OKSFORD

Epikontynentalny zbiornik oksfordzki (fig. 1) zajmował prawie cały Niż Polski, a jego zasięg pokrywał się w ogólnych zarysach z zasięgiem zbiornika kelowejskiego (K. Dayczak-Calikowska i in., 1986). Charakter fauny wskazuje (L. Malinowska, 1976), że łączył się on szeroko i swobodnie z oceanem Tetydy na południu, z morzem borealnym na północy przez rów duńsko-polski oraz ze zbiornikami na zachodzie i wschodzie. Podobnie jak w keloweju, obszary lądowe podlegające erozji znajdowały się w rejonie Sudetów i Łeby. Niewielki ląd istniejący w keloweju między Krakowem a Rzeszowem został w oksfordzie zalany, pojawił się natomiast mały obszar lądowy w rejonie Szczecina, przedłużający się na teren NRD.

Układ paleoizopachyt odzwierciedlających subsydencję w zbiorniku oksfordzkim zmienił się dość znacznie w stosunku do układu kelowejskiego. Największa subsydencja kompensowana przez sedymentację (wyznaczona paleoizopachytą 400 m) istniała w centralnej strefie basenu. Maksymalną subsydencją rzędu 900–1000 m objęta była skrajnie południowo-wschodnia część zbiornika, między Krakowem i Rzeszowem, a więc tam, gdzie w keloweju nie przekraczała ona 20 m (K. Dayczak-Calikowska i in., 1986). W obrębie tej strefy subsydencja była lokalnie mniejsza, co w układzie paleoizopachyt zaznacza się jako niewielkie elewacje i kopuły o względnej wartości nie przekraczającej 100 m.

Na wschód i zachód od centralnej strefy zbiornika subsydencja zmniejszała się stopniowo, była przy tym nieznacznie zróżnicowana, co prowadziło do powstania u schyłku oksfordzkiej sedymentacji niewielkich tarasów i zatoki strukturalnej.

Analiza litofacjalna wykazała znaczne zróżnicowanie osadów powstałych w zbiorniku oksfordzkim. W centralnej i wschodniej jego części, z wyjątkiem niewielkiego obszaru na południowy wschód od Lublina, stwierdza się przewagę

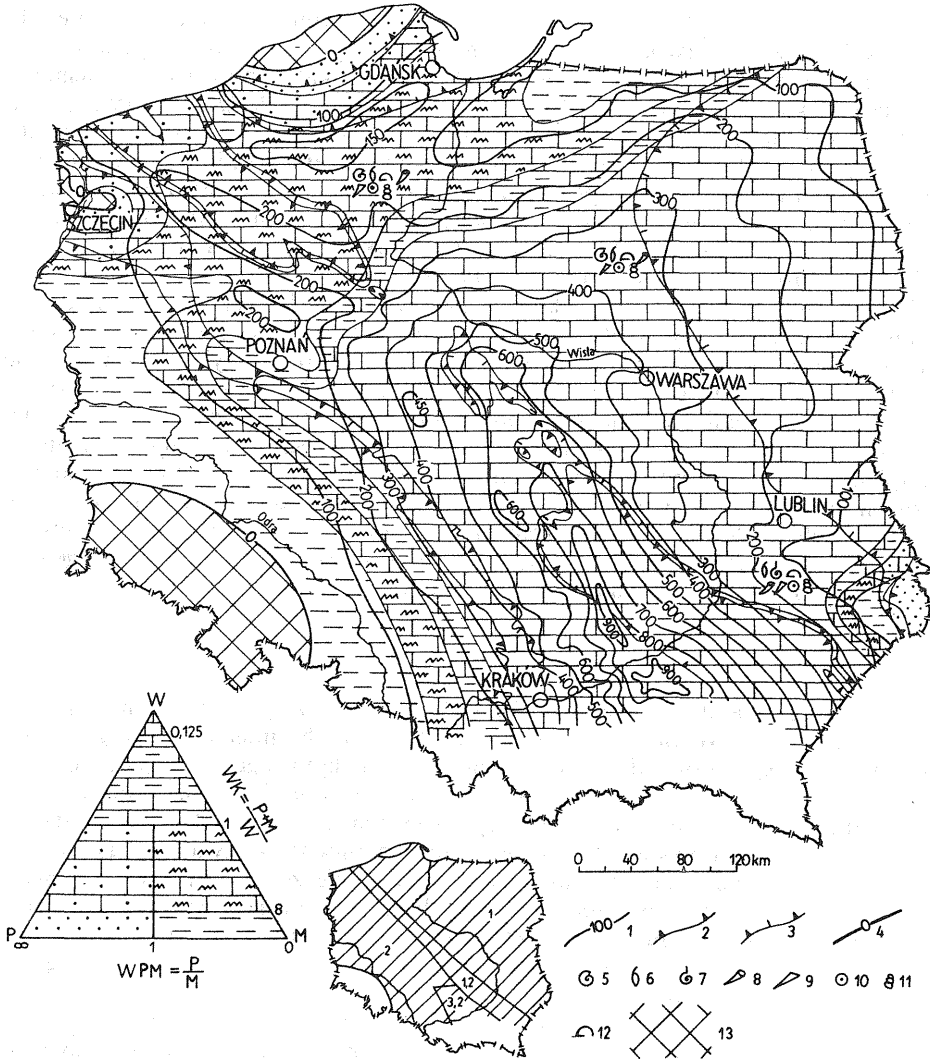


Fig. 1. Paleomiąższości i litofaciejs oksfordu według: T. Niemczyckiej (1), W. Brochwicza-Lewińskiego (2) i W. Moryca (3)

Palaeothickness and lithofacies of the Oxfordian after T. Niemczycka (1), W. Brochwicz-Lewiński (2) and W. Moryc (3)

1 – paleoizopachyty; 2 – linie zasięgu całkowitej erozji epigenetycznej; 3 – linie zasięgu częściowej erozji epigenetycznej; 4 – pierwotny zasięg zbiornika akumulacyjnego; 5 – amonity; 6 – brachiopody; 7 – małże; 8 – ślimaki; 9 – korale; 10 – krynowidy; 11 – otwornice; 12 – małżoraczki; 13 – obszary łądów podlegające erozji; trójkąt klasyfikacyjny: P – piaskowce i zlepnie, M – mułowce, W – wapień, WK – współczynnik klastyczności, WPM – współczynnik piaskowcowo-mułowcowy

1 – palaeoisopachs; 2 – lines of extent of complete epigenetic erosion; 3 – lines of extent of partial epigenetic erosion; 4 – primary extent of the sedimentary basin; 5 – ammonites; 6 – brachiopods; 7 – pelecypods; 8 – gastropods; 9 – corals; 10 – crinoids; 11 – foraminifers; 12 – ostracods; 13 – eroded land areas; classification triangle: P – sandstones and conglomerates, M – siltstones, W – limestones, WK – clastic ratio, WPM – sand-shale ratio

litofacji wapiennej reprezentowanej przez różnego typu wapienie i margle (T. Niemczycka, 1978). Utwory te wyodrębnione są w profilu litostratygraficznym jako formacje: gąbkowa, koralowcowa i oolitowa, o lokalnych nazwach: kraśnicka (fm), jasienicka (fm) i bełzycka (fm) – T. Niemczycka (1976b), J. Dembowska (1979b). Na północ i zachód od litofacji wapiennej zaznacza się w utworach oksfordu stopniowy wzrost ilości materiału terygenicznego i występują tu litofacje wapienno-terygeniczna i terygeniczno-wapienna, z przewagą materiału klastycznego o frakcji grubszej bądź też drobnej. Utwory powstałe w tej części zbiornika oksfordzkiego wyodrębnione są w profilu litostratygraficznym jako formacje: Łyny (VIII), Chociwła (IX) i Brdy (X) – J. Dembowska (1979b).

Utwory terygeniczne o wysokim współczynniku klastyczności stwierdzono lokalnie w południowo-wschodniej części zbiornika. Są to pstre utwory piaszczysto-mułowcowe zbiorników lądowych, często stożków napływowych, wyodrębnione jako formacje: tyszowiecka (fm) i jarczowska (fm) – T. Niemczycka (1976a, b).

Jak wynika z analizy facjalnej, zróżnicowana subsydencja w zbiorniku oksfordzkim nie miała wpływu na charakter i rozkład litofacji. Obecność litofacji wapiennych z wapieniami oolitowymi w strefie maksymalnego obniżenia się dna oraz analogicznych litofacji w strefach o małej subsydencji świadczy o tym, że warunki głębokościowe były podobne w całym zbiorniku, a różnice dotyczyły głównie stopnia ruchliwości dna. Różna była również ilość dostarczanego materiału terygenicznego, który pochodził z południowego zachodu i północy.

#### KIMERYD

W kimerydzie epikontynentalny zbiornik Niżu Polskiego nieznacznie zmniejszył zasięg (fig. 2). Wyraziło się to przesunięciem zachodniej linii brzegowej ku wschodowi, co spowodowało powiększenie obszaru lądowego sięgającego od Sudetów po Szczecin. Połączenie z oceanem Tetydy na południu pozostało szerokie i swobodne, o czym świadczą amonity prowincji medyterańskiej, stwierdzone w kimerydzie Niżu Polskiego aż po jej krańce północne (L. Malinowska, 1986). Podobnie jak w oksfordzie utrzymywało się połączenie ze zbiornikiem borealnym przez rów duńsko-polski, ale ubóstwo fauny borealnej sugeruje znaczne osłabienie tych związków (L. Malinowska, 1986). Połączenie z morzami środkowej części platformy wschodnioeuropejskiej było zapewne okresowe, podobnie jak połączenie z morzem niemieckim.

Z rozkładu paleoizopachyt wynika, że w zbiorniku kimerydzkim, podobnie jak w oksfordzkim, najintensywniejsza subsydencja kompensowana przez sedymentację istniała w centralnej jego części. Wyznaczają ją paleoizopachyty 200 i 250 m. Maksimum subsydencji nieznacznie przekraczające 400 m zaznaczało się lokalnie w południowo-wschodniej oraz w północno-zachodniej części zbiornika.

Ku zachodowi, północy i wschodowi subsydencja dna zbiornika wyraźnie malała. W rozkładzie miąższości osadów kimerydu widać zmiany planu strukturalnego w rejonach Wrześni i Kcyni. Powstało tam szereg struktur wypiętrzonych (paleoizopachyty o wartości 200 m), które układają się wzdłuż ciągów struktur solnych (*Mapa tektoniczna cechstyńskiego-mezozoicznego ...* 1980) i wskazują na ich uaktywnienie w kimerydzie.

Podobnie jak w zbiorniku oksfordzkim litofacje węglanowe występują w południowo-wschodniej części zbiornika kimerydzkiego, mniejszy jest jednak ich zasięg ku północy. Tworzyły się tu wapienie mikrytowe i sparytowe, wapienie ziarniste oraz margle z nieznaczną domieszką materiału ilastego, wyodrębnione w profilu litostratygraficznym jako formacja głowaczowska (fm) – T. Niemczycka (1976a,

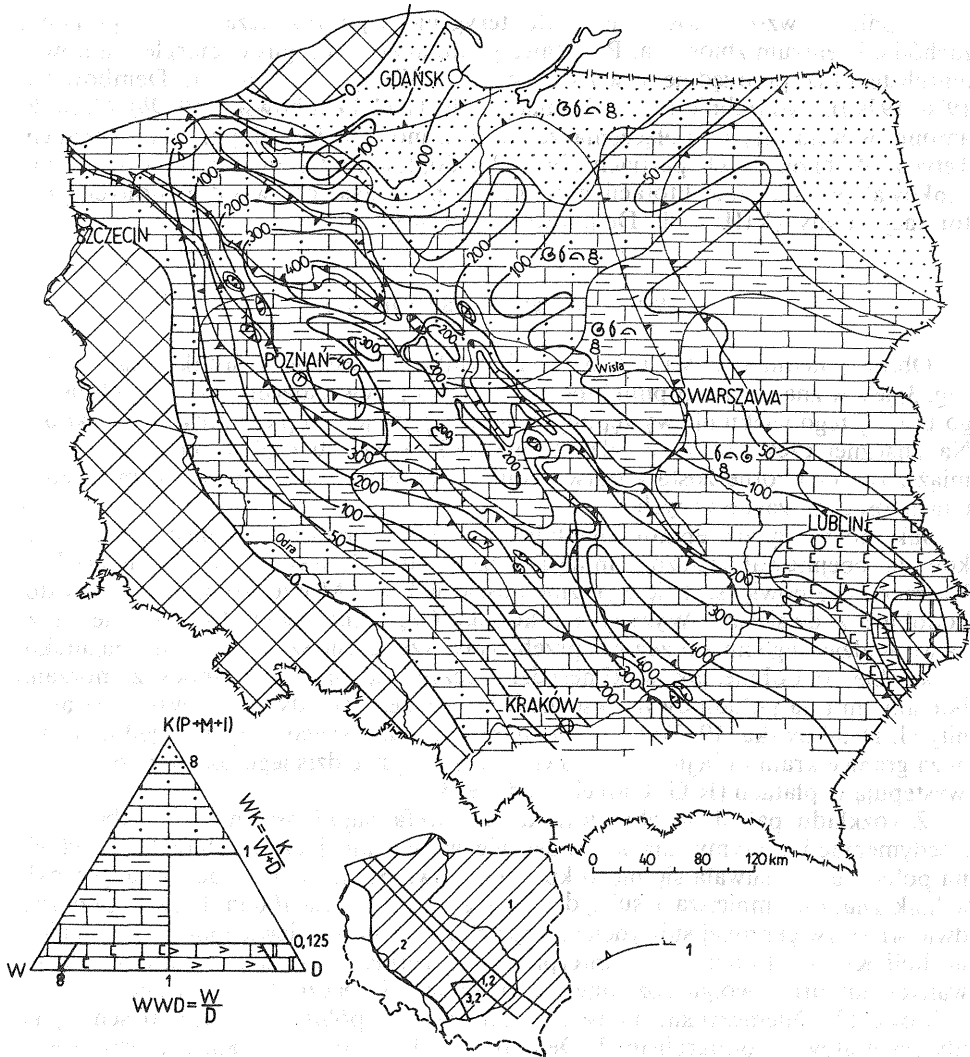


Fig. 2. Paleomiąższości i litofacie kimerydu według: T. Niemczyckiej (1), W. Brochwicz-Lewińskiego (2) i na podstawie niepublikowanych materiałów W. Moryca (3)

Palaeothickness and lithofacies of the Kimmeridgian after T. Niemczycka (1), W. Brochwicz-Lewiński (2) and on the basis of the unpublished data of W. Moryc (3)

1 – linia zasięgu erozji epigenetycznej przypadającej na przełom kimerydu i wołgu; trójkąt klasyfikacyjny: K – skały klastyczne, D – dolomity, I – itowce, WWD – współczynnik wapienno-dolomitowy; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

1 – line of extent of the Kimmeridgian/Volgian epigenetic erosion; classification triangle: K – clastic rocks, D – dolomites, I – claystones, WWD – calcareous-dolomite coefficient; other explanations as in Fig. 1

b). Lokalnie na południowy wschód od Lublina, w strefie, gdzie w oksfordzie tworzyły się osady terygeniczne, występują lagunowe osady ewaporatowe: dolomity i anhydryty, wyodrębnione jako formacja Rudy Lubyckiej (fm) – T. Niemczycka (1964, 1966, 1976a, b).

Stopniowy wzrost ilości materiału terygenicznego zaznacza się na północ i zachód od centrum zbiornika. Powstawały tam utwory margliste, margle i mułowce margliste oraz podrzędnie utwory ilaste (A. Wilczyński, 1962; J. Dembowska, 1976, 1979a), wyodrębnione jako formacja pałucka (J. Dembowska, 1979b). Gatunki amonitów wskazują na połączenia zarówno z morzem borealnym, jak i oceanem Tetydy. W przegowych partiach zbiornika dopływ materiału terygenicznego warunkował powstawanie litofacji mułowcowo-piaszczystych, wyodrębnionych jako formacja Łyny (VIII) – J. Dembowska (1979b).

#### WOŁG WCZESNY I ŚRODKOWY

Obraz paleomiąższości i facji w zbiorniku wczesnego i środkowego wołgu (fig. 3) jest w znacznym stopniu hipotetyczny. Na przeważającej części Niżu Polskiego utwory tego wieku nie występują i wydaje się, że jest to pierwotny brak osadów. Na znacznej części obszaru uległy one całkowitej lub częściowej erozji, a ich miąższości pierwotne zostały odtworzone na podstawie analizy zmian miąższości i facji osadów zachowanych.

Jak można sądzić, epikontynentalny zbiornik morski pod koniec wołgu środkowego obejmował znacznie mniejszą część Niżu Polskiego niż w kimerydzie. Na zachodzie powiększył się wyraźnie obszar lądowy. Morze wycofało się prawdopodobnie z dzisiejszej Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Cofnęło się także na wschodzie i jego linia brzegowa przebiegała przez dzisiejsze wyniesienie mazursko-suwalskie. Podobnie jak w kimerydzie łączyło się ono na północy z morzami borealnymi i na południowym wschodzie z oceanem Tetydy, na co wskazują amonity (J. Dembowska, 1973); na północnym wschodzie sięgało zapewne jednocześnie poza granice kraju i obejmowało również Litwę, gdzie dziś jego osady z amonitami występują w płatach (R.G. Garecki, red. 1985).

Z rozkładu paleoizopachyt wynika, że strefa najintensywniejszej subsydencji i sedimentacji utrzymywała się właściwie w centralnej części zbiornika, jedynie na południu przesuwiała się nieco ku wschodowi. Skala ruchów obniżających była jednak znacznie mniejsza i subsydencja nie przekraczała 100 m. Istniały przy tym dwie strefy zwiększonej subsydencji oddzielone od siebie niewielkim podniesieniem na linii Kielce – Lublin. Taką interpretację sugerują miąższość i charakter zachowanych utworów wołgu rozwiniętych w rejonie Lubaczowa jako jasne wapienie oolitowe (T. Niemczycka, 1976a), w centralnej i północnej części basenu jako utwory mułowcowo-margliste (J. Dembowska, 1973, 1979a; J. Kutek, 1961, 1962). Południowo-wschodnia część zbiornika ciążyła wyraźnie w stronę oceanu Tetydy, podczas gdy centralna i północna – wykazywały związki litofacjalne i faunistyczne z morzami północnymi.

Drobne elewacje i kopuły na Kujawach wskazują na utrzymywanie się ruchu wysadów solnych również we wczesnym i środkowym wołgu (*Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego ...*, 1980).

Zmianie w stosunku do kimerydu uległ rozkład litofacji. W środkowej części zbiornika rozwinęła się litofacja terygeniczo-węglanowa. Są to mułowce ilasto-margliste z wkładkami wapieni, wyodrębniane jako formacja pałucka, oraz wapienie, które stanowią dolne ogniwo formacji kcyńskiej – ogniwo wapieni korbulo-wych (J. Dembowska, 1973; T. Niemczycka, 1983). Litofacja prawie czystych węglanów rozwinęła się na niewielkim obszarze w południowo-wschodniej części zbiornika. Są to białe wapienie oolitowe formacji Babczyna (T. Niemczycka, 1976a, b). W przybrzeżnych strefach basenu rozwijała się zapewne litofacja z prze-

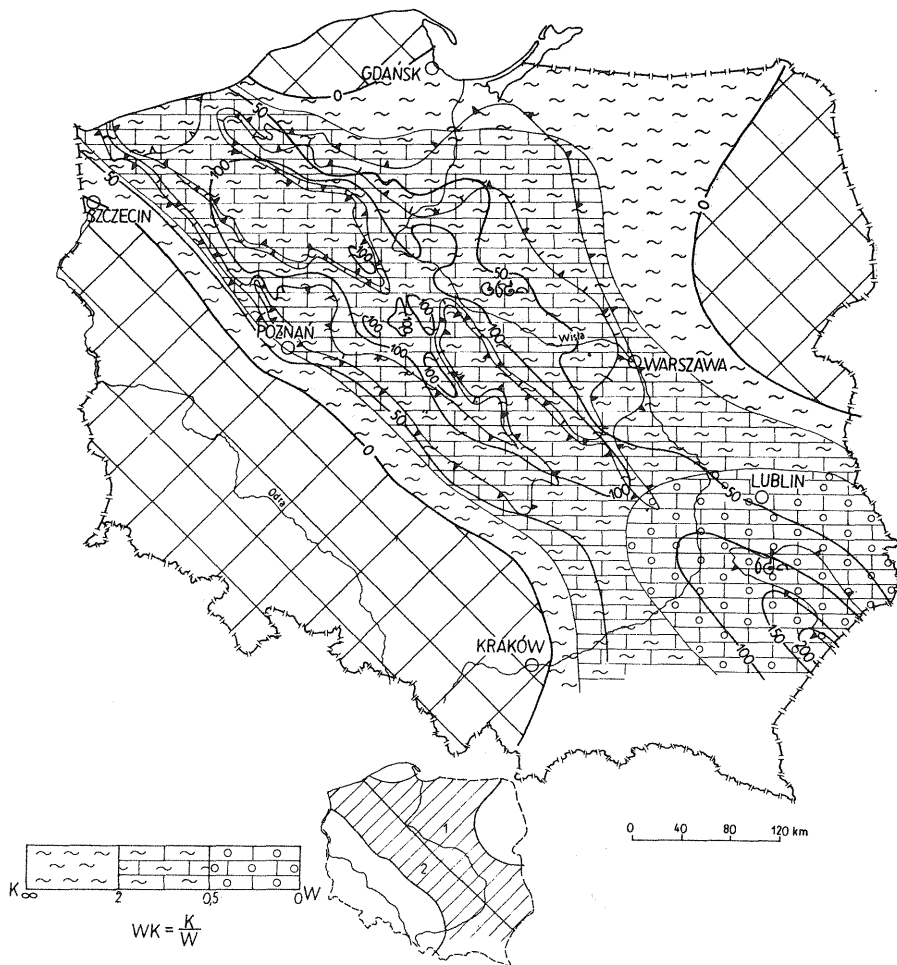


Fig. 3. Paleomiąższości i litofacie dolnego i środkowego wołgu według: T. Niemczyckiej (1) i W. Brochwicza-Lewińskiego (2)

Palaeothickness and lithofacies of the Lower and Middle Volgian after T. Niemczycka (1) and W. Brochwicz-Lewiński (2)

Objaśnienia jak na fig. 1 i 2

Explanations as in Figs 1 and 2

wagą materiału klastycznego. Przyjęto hipotetycznie, że były to utwory mułowcowo-piaszczyste związane z ograniczającymi zbiornik lądami.

#### WOŁG PÓŹNY

Mapa paleomiąższości i facji późnego wołgu (fig. 4) jest najbardziej hipotetyczna. Oparto ją na znacznie mniejszej liczbie otworów wiertniczych, przy czym w południowej części Nizy Polskiego utworów górnego wołgu dotychczas nie stwier-

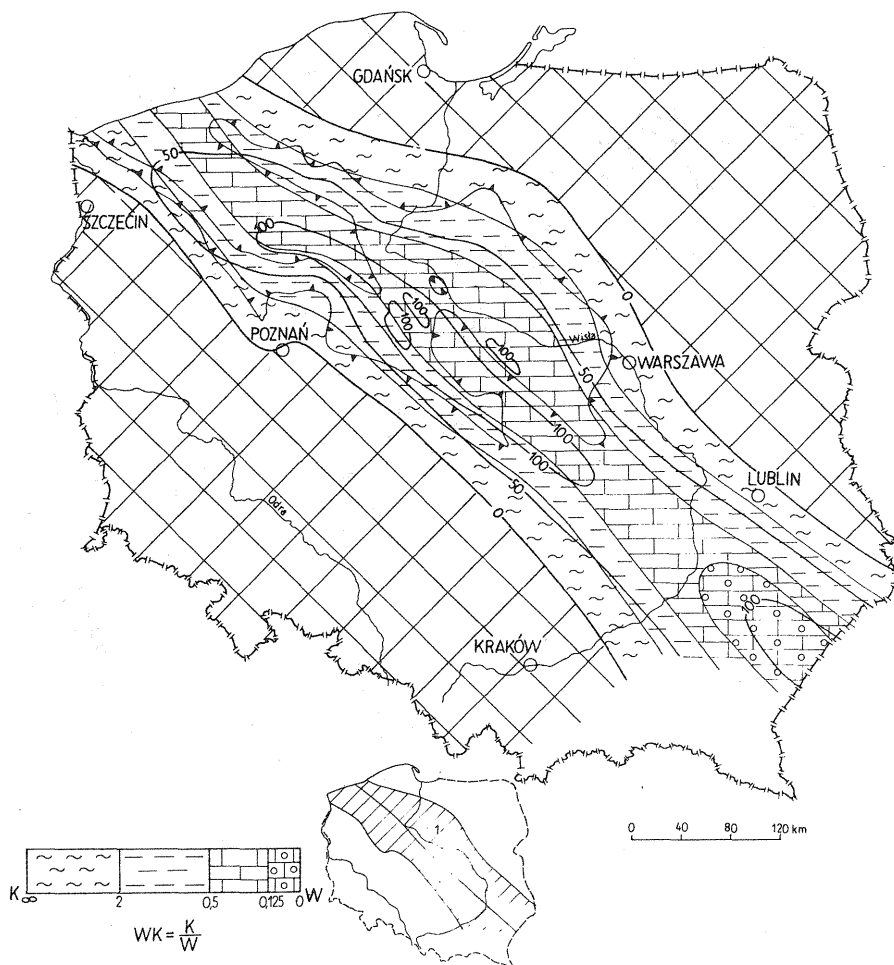


Fig. 4. Paleomiąższości i litofacie górnego wołgu według: T. Niemczyckiej (1) i W. Brochwicza-Lewińskiego (2)

Palaeothickness and lithofacies of the Upper Volgian after T. Niemczycka (1) and W. Brochwicz-Lewiński (2)

Objaśnienia jak na fig. 1 i 2

Explanations as in Figs 1 and 2

dzono w ogóle. Otwory wiertnicze, w których występują dziś osady górnego wołgu, wyznaczają stosunkowo niewielki obszar obecnego ich występowania ograniczony do centralnej części Niziny Polskiej (J. Dembowska, 1973, 1979a, b; J. Dembowska, L. Malinowska, 1973). Na tym obszarze tylko w rejonie Kcyni–Koła–Ciechoćka mamy pełny profil górnego wołgu i jego ciągłe przejście do brakiczno-morskich utworów najniższej kredy (S. Marek, 1983). Występuje wtedy w profilu prawie cała formacja kcyńska z ogniwem wapieni korbulowych, ogniwem z Wienca i ogniwem skotnickim (J. Dembowska, 1979b; T. Niemczycka, 1983). W większości



otworów wiertniczych górne partie utworów węgla są jednak w różnym stopniu zerodowane tak, że brak często ogniwa skotnickiego, części lub całości ogniwa z Wieńca, a niekiedy części ogniwa wapieni korbulowych (J. Dembowska, 1983). Utrudnia to odtworzenie ram zbiornika i pierwotnych warunków sedymentacji. Mimo to autorzy, świadomi niedostatku materiału analitycznego, posługując się analizą miąższości i litofacji, czynią próbę przedstawienia mapy paleomiąższości i facji górnego węgla. Nawiązują przy tym do analogicznej mapy dolnego i środkowego węgla, przyjmując rozwój odziedziczony bez zasadniczej przebudowy strukturalnej.

Charakter litofacjalny zachowanych utworów górnego węgla i ich miąższości pozwalają sądzić, że basen sedymentacyjny w późnym węglu zwęził znacznie swój zasięg i ograniczył się najprawdopodobniej do centralnej części bruzdy duńsko-polskiej. Na północnym zachodzie łączył się on, być może, z ewaporatowo-brakicznym zbiornikiem rowu duńskiego, a na południowym wschodzie, podobnie jak we wcześniejszym węglu, z oceanem Tetydy. Można przypuszczać, że strefy zwiększonej subsydencji występowały podobnie jak w zbiorniku wczesnego i środkowego węgla w części północno-zachodniej i południowo-wschodniej i były w dalszym ciągu oddzielone od siebie niewielkim podniesieniem w rejonie Gór Świętokrzyskich. Przyjęto, że największa subsydencja u schyłku sedymentacji utworów górnego węgla nieznacznie przekraczała 100 m. W obrębie strefy zwiększonej subsydencji istniały pojedyncze, niewielkie struktury wypiętrzane, które podobnie jak wcześniej związane były z wysadami solnymi, wskazując na ich ruchliwość także w późnym węglu. Odtworzone litofacie na obszarach zdarcia erozyjnego mają charakter hipotetyczny.

W centralnej części zbiornika rozwinęła się litofacja wapienno-anhydrytowa z pewnym niewielkim udziałem materiału terygenicznego. Są to wapienie korbulowe, wapienie i anhydryty oraz wapienie z małżoraczkami, wyodrębniane jako ogniwa formacji kcyńskiej. W strefach przybrzeżnych, o znacznie większym dopływie materiału terygenicznego rozwinęły się, jak się wydaje, litofacie klastyczne, utwory ilasto-mułowcowe i mułowcowo-piaszczyste. Zgodnie z poglądem J. Dembowskiej (1973) przyjęto, że na początku późnego węgla wpływy morskie zaczęły wygasać. W części centralnej powstawały gipsy i anhydryty, a ku peryferiom wapienie z udziałem materiału terygenicznego oraz utwory ilasto-piaszczyste.

Na południowym wschodzie istniała zapewne sedymentacja wapieni, która odbywała się w środowisku morskim. Wydaje się prawdopodobne, że część zbiornika o reżimie morskim była oddzielona od części centralnej, w jakiej tworzyły się gipsy i anhydryty, niewielką barierą w rejonie Gór Świętokrzyskich. Po powstaniu serii gipsowej zaczęło się wysładzanie zbiornika, w którym tworzyły się serie marglisto-ilaste z małżoraczkami.

Ogólnie, obszar dzisiejszego Niżu Polskiego w początkach późnej jury miał tendencje obniżające, które pozwoliły na objęcie zbiornikiem morskim znacznej jego części. Obszary wypiętrzone, podlegające erozji, były niewielkie, ograniczały się do rejonu Sudetów i Łeby. Maksymalna subsydencja miała miejsce w centralnej części zbiornika. Niewielki był dopływ materiału terygenicznego; litofacie terygeniczne występowały wąskimi pasami w brzegowych jej partiach. W kimerydzie ruchy obniżające stały się mniej intensywne. Maksymalne obniżanie utrzymywało się w tej samej strefie co w zbiorniku oksfordzkim, ale w jego obrębie pojawiły się drobne struktury wypiętrzone związane z ruchami mas solnych. Wyraźnie powiększyły się obszary erodowane. Zwiększony dopływ materiału terygenicznego do basenu warunkował szerszy rozwój litofacji terygenicznych. Zmniejszył się obszar występowania litofacji węglanowej. W węglu wyraźnie zmniejszyły

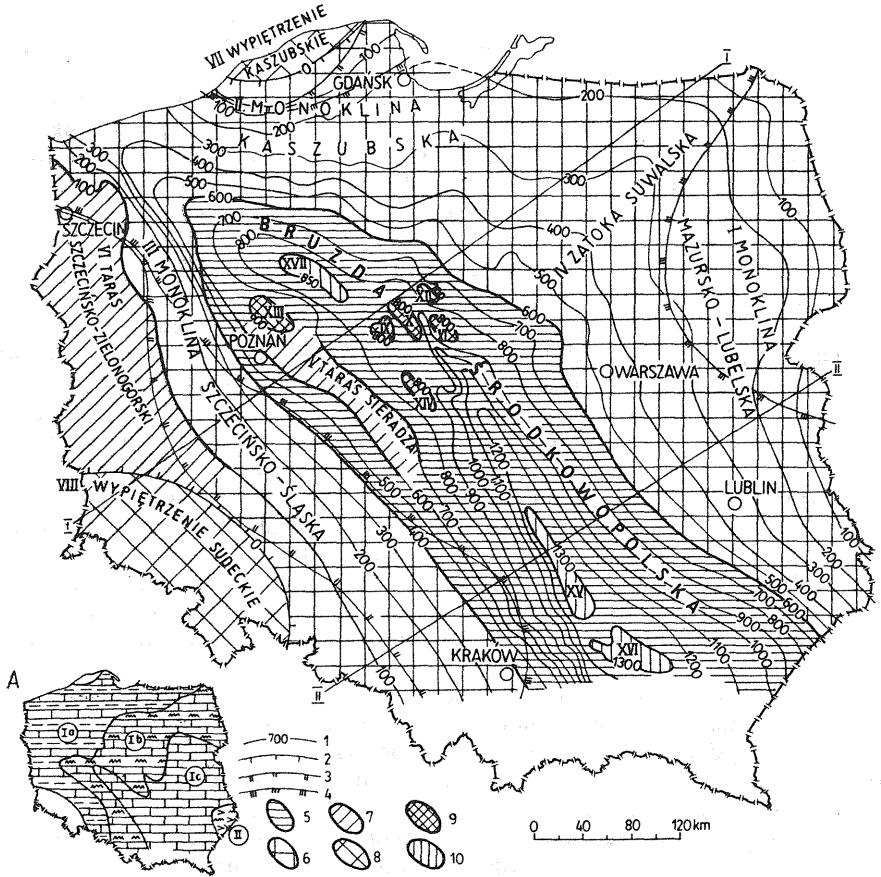


Fig. 5. Mapa paleotektoniczna jury górnej  
Palaeotectonic map of the Upper Jurassic

1 – paleoizopachyty utworów jury górnej; 2 – zasięg basenu oksfordu; 3 – zasięg basenu kimerydu; 4 – zasięg basenu wołgu; 5 – bruzda środkowopolska; 6 – monokliny i zatoki paleostrukuralne: I – mazursko-lubelska, II – kaszubska, III – szczecińsko-śląska, IV – suwalska; 7 – tarasy paleostrukuralne: V – Sieradza, VI – szczecińsko-zielonogórski; 8 – wypiętrzenia: VII – kaszubskie, VIII – sudeckie; 9 – kopuły i elewacje: IX – Kacic, X – Byszyn, XI – Włocławka, XII – Aleksandrowa, XIII – Szamotuł, XIV – Kłodawy; 10 – depresje: XV – Chmielnika, XVI – Radomyśla, XVII – Kcyni; I-I – II-II – przekroje paleotektoniczne; A – platformowe asocjacje litologiczne: I – morska; a – terygeniczo-wapienna, b – wapienno-terygeniczna, c – wapienna; II – łądowo-lagunowa asocjacja terygeniczo-siarczanowa

1 – palaeoisopachs of Upper Jurassic; 2 – extent of the Oxfordian basin; 3 – extent of the Kimmeridgian basin; 4 – extent of the Volgian basin; 5 – Mid-Polish Furrow; 6 – monoclines and palaeostructural embayments; 7 – palaeostructural terraces; 8 – uplifts; 9 – domes and elevations; 10 – depressions; I-I – II-II – palaeotectonic cross-sections; A – platform lithological associations: I – marine; a – terrigenous-calcareous, b – calcareous-terrigeneous, c – calcareous; II – continental-lagoonal terrigenous-sulphate association; for geographical names of palaeotectonic units see Polish text

się ruchy obniżające i miało miejsce dalsze kurczenie się zbiornika. Strefa względnie zwiększonej subsydencji znajdowała się w dalszym ciągu w centrum basenu, ale subsydencja była znacznie mniejsza niż wcześniej. Nadal istniały drobne struktury wypiętrzone, związane z ruchami mas solnych. Znacznie powiększyły się podlegające erozji obszary wyniesień. We wczesnym i środkowym wołgu

większy niż wcześniej dopływ materiału terygenicznego spowodował rozwój litofacji głównie klastycznych. Litofacja wapienna utrzymywała się lokalnie w południowo-wschodniej części zbiornika. W późnym wołgu miejsce litofacji klastycznych w centralnej jego części zajęły utwory lagunowe: wapienie z gipsami i anhydrydami.

## ANALIZA PALEOTEKTONICZNA

Mapa paleotektoniczna jury górnej (fig. 5) przedstawia rozkład pierwotnych miąższości utworów jury górnej u schyłku późnej jury. Powstała jako wynik zsumowania metodą superpozycji map paleomiąższości utworów oksfordu, kimerydu i wołgu. Przedstawia ona jednocześnie ukształtowanie spągowej powierzchni osadów jury górnej w tym czasie. Uwzględniono na niej pierwotne zasięgi osadów poszczególnych pięter jury górnej.

\*

Basen górnourajski obszarów platformowych Polski rozwinął się w obrębie cechsztyńsko-mezozoicznej jednostki paleotektonicznej, usytuowanej na południowo-zachodnim stoku i przedpolu starej platformy wschodnioeuropejskiej. Wewnątrz tego basenu wyodrębnia się wąska synsedymantacyjna bruzda środkowopolska, genetycznie związana z głęboką strefą tektoniczną Teisseyre'a-Tornquista. Odtworzony obraz rozkładu paleomiąższości wskazuje, że sedimentacja przez całą późną jurę była najintensywniejsza w tej właśnie bruzdzie, gdzie grube serie oksfordu, kimerydu i wołgu osadzały się bez przerw (fig. 6, 7) i gdzie zaznacza się ciągłość sedimentacyjna między osadami górnego wołgu i riazania (J. Dembowska, 1983; S. Marek, 1983). We wschodniej i zachodniej części Niziny Polskiego subsydenca i sedimentacja były znacznie mniejsze (fig. 5, 6).

Utwory epikontynentalnego zbiornika górnourajskiego reprezentują późne stadium cyklu tektonicznego, wyrażone rozwojem dwu podstawowych asocjacji (fig. 5a): I – platformowej morskiej asocjacji węglanowej (z trzema subasocjacjami: a – terygeniczo-wapienną, b – wapienno-terygeniczną i c – wapienną), oraz II – platformowej asocjacji lądowo-lagunowej.

Morska asocjacja węglanowa (I) rozwinęła się w prawie całym zbiorniku górnourajskim, natomiast asocjacja lądowo-lagunowa (II) w jego skrajnie południowo-wschodniej części. Platformowy charakter obu asocjacji wyraża się ich rozwojem typowym dla płytkiego morza szelfowego lub obszaru lądowego, zmianami facjalnymi rejestrowanymi w profilu pionowym, zachodzącymi powoli i stopniowo, oraz poziomym lub prawie poziomym ułożeniem.

### PLATFORMOWA MORSKA ASOCJACJA WĘGLANOWA (I)

Obejmuje ona skały węglanowe i terygeniczne w różnych proporcjach. Różnice w udziale tych skał pozwoliły na wyodrębnienie subasocjacji. Układ ich jest wyraźnie strefowy, a przejścia jednej w drugą stopniowe.

Subasocjacja terygeniczo-wapienna (Ia) występuje w północnej i skrajnie zachodniej części zbiornika. Związana była z lądem kaszubskim i sudeckim, a jej zasięg przestrzenny wskazuje na istnienie erodowanego lądu

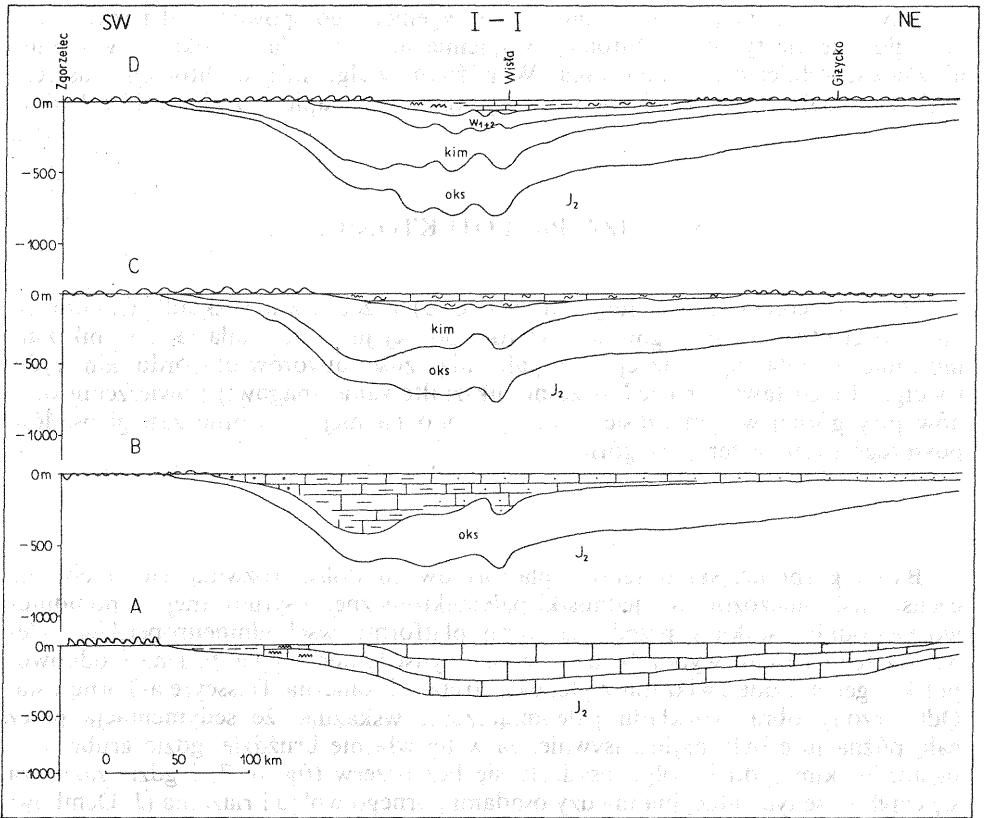


Fig. 6. Przekrój paleotektoniczny (I-I) utworów górnej jury na linii Zgorzelec–Giżycko  
 Palaeotectonic cross-section (I-I) of Upper Jurassic deposits along Zgorzelec–Giżycko line

A – schyłek oksfordu; B – schyłek kimerydu; C – schyłek środkowego wołgu; D – schyłek wołgu;  $J_2$  – jura środkowa; oks – oksford, kim – kimeryd,  $w_{1+2}$  – wczesny i środkowy wołg; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1 i 2  
 A – decline of Oxfordian; B – decline of Kimmeridgian; C – decline of Middle Volgian; D – decline of Volgian;  
 $J_2$  – Middle Jurassic; oks – Oxfordian, kim – Kimmeridgian,  $w_{1+2}$  – Lower and Middle Volgian; other explanations as in Figs 1 and 2

także na jej północno-wschodnim obrzeżeniu. Na tę subasocjację składają się skały piaszczysto-mułowcowe o spoiwie węglanowym oraz podrzędnie skały wapienne. Jej występowanie związane było głównie z monokliną kaszubską i północnym odcinkiem bruzdy środkowopolskiej, gdzie subsydencja kompensowana przez sedimentację wynosiła od 0 do 800 m, dochodząc do 900 m w depresji Kcyni.

Subasocjacja wapienno-terygeniczna (Ib) związana jest ze strukturalną zatoką suwalską, północną częścią bruzdy środkowopolskiej, tarasem Sieradza i częścią monokliny szczecińsko-śląskiej (fig. 5). Charakteryzuje się ona przewagą skał wapiennych nad terygenicznymi. Skały wapienne tworzyły się głównie na początku późnej jury, w oksfordzie, gdy łądy stanowiące źródło materiału terygenicznego były dość odległe od centrum zbiornika, a dostawa tego materiału słaba. Tworzyły się wtedy w warunkach mniej lub bardziej płytkowodnych wapień rafowo-biohermowe, bioklastyczne, oolitowe, onkolitowe i mikrytowe, tylko lokalnie z domieszkami materiału ilastego. W późnym kimerydzie i wczesnym wołgu sedimentacja wapienna została zastąpiona przez sedimentację margli,

mułowców i skał ilastych z podrzędnymi wkładkami piaskowców, a w późnym wołgu – przez sedimentację osadów siarczanowych w centralnych częściach zbiornika (J. Dembowska, 1973, 1976, 1979a, 1983; T. Niemczycka, 1976a).

Subasocjacja wapienna (Ic) ma zasięg ograniczony do południowo-wschodniej części zbiornika górnourajskiego, z wyjątkiem małego obszaru w rejonie Hrubieszowa. Rozwinęła się ona głównie na monoklinie mazursko-lubelskiej i w południowo-wschodniej części bruzdy środkowopolskiej. Tworzą ją różne typy litologiczne wapieni, a udział materiału ilastego jest podrzędny. Są to w niższej części wapienie rafowo-biohermowe, bioklastyczne, oolitowe, onkolitowe, mikrytowe lub wapienie typu mieszanego, a w części wyższej – wapienie margliste i margle ze zlepami muszlowymi oraz (w skrajnie południowo-wschodniej części zbiornika) wapienie ziarniste, oolitowo-onkolitowe. Miąższość utworów tej subasocjacji waha się od 100 do 1450 m. Zróznicowana miąższość wskazuje na zróznicowaną subsydencję dna, a typ osadu na płytkowodny charakter zbiornika.

#### PLATFORMOWA ASOCJACJA LĄDOWO-LAGUNOWA (II)

Rozwijała się ona w południowo-wschodniej części zbiornika górnourajskiego, tj. w południowej części monokliny mazursko-lubelskiej i skrajnie południowo-wschodniej części bruzdy środkowopolskiej. Składają się na nią powstałe w oksfordzie utwory rzeczne, bagienne i stożków napływowych oraz kimerydzkie utwory lagunowe. Pierwsze z nich reprezentowane są przez pstre, czerwono-zielono-szare piaskowce i mułowce z poziomami zlepieńców piaskowcowo-iłowcowych oraz czarne utwory ilaste z florą bagienną, a drugie – przez anhydryty i dolomity (T. Niemczycka, 1964, 1966, 1976a). Ich powstanie warunkowały zapewne intensywniejsze ruchy obniżające w centralnej części zbiornika w późnym oksfordzie, które doprowadziły do powiększenia się obszaru lądowego na jego południowo-wschodnim obrzeżeniu i jednoczesne ruchy obniżające tego obszaru lądowego, umożliwiające nagromadzenie się i zachowanie osadów o miąższościach przeszło 100 m. W kimerydzie ruchy obniżające były mniejsze w centrum zbiornika, a sedimentację lądową zastąpiła sedimentacja ewaporatowa. Jednakże ruchy obniżające wciąż kontynuowały się w strefie lagunowej, doprowadzając do powstania pakietu skał ewaporatowych o miąższościach rzędu 150–200 m.

Układ spągowej powierzchni utworów górnourajskich z końca późnej jury wskazuje na podobnie zróznicowaną subsydencję dna zbiornika sedimentacyjnego jak we wcześniejszym okresie górnourajskim (fig. 1–6). Największa subsydencja istniała w centralnej części zbiornika i doprowadziła do dalszego rozwoju bruzdy środkowopolskiej. Maksimum sedimentacji w obrębie tej bruzdy przypadało między Kielcami a Rzeszowem, gdzie najgłębsze położenie spągu utworów jury górnej określają paleoizopachyty 1300–1450 m – depresje Chmielnika (XV) i Radomyśla (XVI) i nieco płytsza (900 m) – depresja Kcyni (XVII).

W środkowej części bruzdy środkowopolskiej zaznacza się kilka lokalnych struktur wypiętrzonych, często o kształcie zbliżonym do izometrycznego. Struktury te, nazwane elewacjami i kopułami kujawskimi, wyznaczone są przez paleoizopachyty o wartościach od 800 do 700 m, przy względnych różnicach wysokości około 100 m. Ich rozmieszczenie okazuje się zgodne z rozmieszczeniem głównych struktur solnych, jak to przedstawiono na *Mapie tektonicznej cechsztyńsko-mezozoicznego ...*, (1980), a ich powstanie tłumaczy się jako wynik wzrostu struktur solnych oraz związanego z nim ograniczenia sedimentacji. Elewacje i kopuły związane z wysadami solnymi zaznaczały się począwszy od kimerydu zachowując zbliżony kształt.

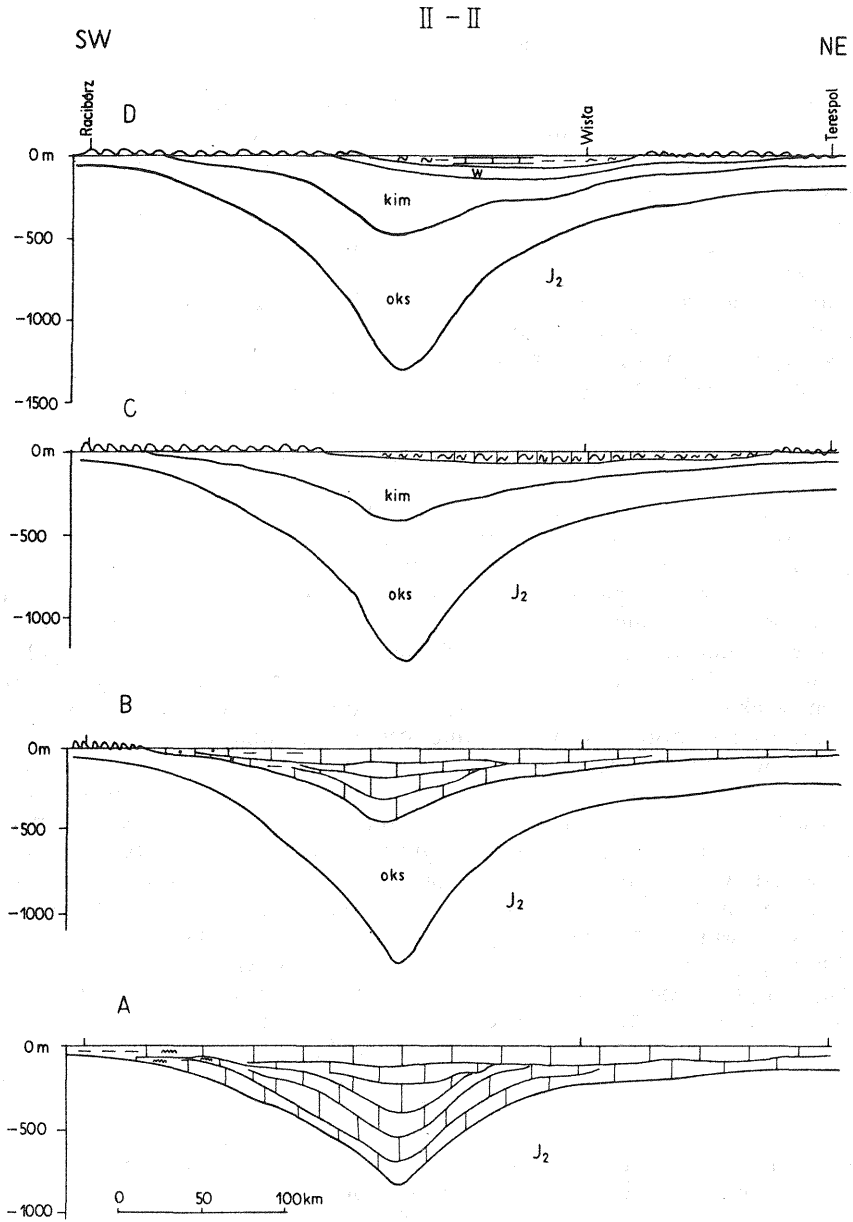


Fig. 7. Przekrój paleotektoniczny (II-II) utworów górnej jury na linii Racibórz-Terespol  
 Palaeotectonic cross-section (II-II) of Upper Jurassic deposits along Racibórz-Terespol line

w - wolg; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1, 2 i 6

w - Volgian; other explanations as in Figs 1, 2 and 6

Zbocza bruzdy środkowopolskiej są dość łagodne, o kącie nachylenia rzędu 2°. Po zachodniej stronie bruzdy można wyróżnić strukturalny taras Siera d z a.

Na wschód, północ i zachód od centrum zbiornika subsydencja jego dna była znacznie słabsza. Na wschodzie i północy wyodrębniły się dwie jednostki strukturalne drugiego rzędu: monoklina mazursko-lubelska i monoklina kaszubska, które rozdziela strukturalna zatoka suwalska, wyznaczona wygięciem paleoizopachyty od kierunku NW-SE ku NE. Powierzchnia spągowa osadów jury górnej w tej zatoce obniżała się na głębokość o 50-150 m większą niż na obszarze przyległych monoklin.

Po zachodniej stronie bruzdy środkowopolskiej paleoizopachyty o wartościach poniżej 400 m wyznaczają monoklinę szczecińsko-śląską. W północno-zachodniej części tej monokliny wyróżnia się płaski taras szczecińsko-zielonogórski.

Na północno-zachodnim, zachodnim i południowo-zachodnim obramowaniu zbiornika istniały łądy, na których erozja przeważała nad sedymentacją. Stanowiły one źródło materiału terygenicznego, warunkując w znacznym stopniu rozkład litofacji w zbiorniku sedymentacyjnym.

W świetle wyników analizy paleomiąższościowo-facjalnej można uznać, że obszar sedymentacyjnego zbiornika górnourajskiego Niżu Polskiego podlegał głównie ruchom obniżającym. Ruchy te były najintensywniejsze na zachód od linii kontaktu starej i młodej platformy, na obszarze dzisiejszego wału kujawsko-pomorskiego, świętokrzyskiego i dolnego Sanu (co wcześniej sugerowali J. Głazek, J. Kutek (1970) i W. Pożaryski, W. Brochwicz-Lewiński (1979)). Były one kompensowane przez sedymentację, stąd też doprowadziły do nagromadzenia się osadów o znacznej miąższości, przekraczającej 1500 m.

Wydaje się, że obniżenie dna zbiornika postępowało stopniowo, a zarazem wzdłuż wielu rozłamów, gdyż nie obserwuje się nagłych skoków miąższości. Potwierdzać to może także fakt, że facje rozwinięte w bliskim sąsiedztwie po obu stronach wału środkowopolskiego nie różnią się w jakiś istotny sposób od facji na obszarze samego wału. Ogólnie stwierdza się znaczne podobieństwo facji na rozległych obszarach wału środkowopolskiego i jego otoczenia. Dotyczy to szczególnie litofacji gąbkowych i oolitowych z niższych części profilu, które wskazują na płytkowodne warunki sedymentacji, zarówno w osiowych częściach zbiornika, jak i na obszarach odległych. Należy tu jednak zauważyć, że są to głównie osady biogeniczne, których powstawanie było w niewielkim stopniu kontrolowane przez czynniki tektoniczne.

Ruchy wznoszące zaznaczyły się przede wszystkim u schyłku późnej jury. Związane one były zapewne z fazą dejsterską i osterwaldzką ruchów kimeryjskich. W ich wyniku począwszy od kimerydu zaczął się zmniejszać zasięg morskiego zbiornika sedymentacyjnego, a powiększać obszar lądowy. Z ruchami tymi należy chyba wiązać lukę erozyjno-sedymentacyjną, stwierdzoną w profilach w rejonie od Szczecina po Koszalin, w których osady wołgu środkowego spoczywają na oksfordzie. Przez całą późną jurę górną zaznaczały się także ruchy wznoszące struktur solnych, lokalnie doprowadzając do zmniejszenia miąższości poszczególnych pakietów osadów czy luk sedymentacyjnych (Z. Dąbrowska, 1958, 1962, 1976; J. Dembowska, 1979a).

## PIŚMIENICTWO

- DAYCZAK-CALIKOWSKA I IN. (1986) – Mapa paleomiąższości i facji keloweju na Niżu Polskim. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKA Z. (1958) – Jura górna w niecce mogileńsko-lódzkiej. Biul. Inst. Geol., **221**, p. 5–103.
- DĄBROWSKA Z. (1962) – Zarys stosunków facjalnych i sedimentacja w niecce mogileńsko-lódzkiej. Kwart. Geol., **6**, p. 724, nr 4.
- DĄBROWSKA Z. (1976) – Jura górna rowu bełchatowskiego i jej rozwój w pozostałych częściach niecki lódzkiej. Biul. Inst. Geol., **295**, p. 169–185.
- DEMBOWSKA J. (1973) – Portland na Niżu Polski. Pr. Inst. Geol., **70**.
- DEMBOWSKA J. (1976) – Jura górna. W: Perm i mezozoik niecki pomorskiej. Pr. Inst. Geol., **79**, p. 78–87.
- DEMBOWSKA J. (1979a) – Jura górna. W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Pr. Inst. Geol., **96**, p. 62–76.
- DEMBOWSKA J. (1979b) – Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. Kwart. Geol., **23**, p. 617–630, nr 3.
- DEMBOWSKA J. (1983) – Jura górna. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Pr. Inst. Geol., **103**, p. 148–161.
- DEMBOWSKA J., MALINOWSKA L. (1973) – Jura górna. W: Budowa geologiczna Polski. 1 – Stratygrafia, cz. 2 – Mezozoik, p. 345–358. Inst. Geol. Warszawa.
- DEMBOWSKA J., MAREK S. (1976) – Stratygrafia i paleogeografia utworów z pogranicza jury i kredy na Niżu Polskim. Biul. Inst. Geol., **295**, p. 187–200.
- GLĄZEK J., KUTEK J. (1970) – The Holy Cross Mts area in the Alpine diastrophic cycle. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Geol. Géogr., **18**, p. 227–235, nr 4.
- KOTAŃSKI Z., SOKOŁOWSKI J., red. (1971) – Podstawowe zasady i metody geologiczne kartografii wglębnej. Inst. Geol. Warszawa.
- KUTEK J. (1961) – Kimeryd i bonon Stobnicy. Acta Geol. Pol., **11**, p. 103–180, nr 1.
- KUTEK J. (1962) – Górny kimeryd i dolny wołg pn.-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Acta Geol. Pol., **12**, p. 445–527, nr 4.
- KUTEK J. (1968) – Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. I – Stratygrafia. Acta Geol. Pol., **18**, p. 493–586, nr 3.
- KUTEK J. (1969) – Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. II – Paleogeografia. Acta Geol. Pol., **19**, p. 221–321, nr 2.
- KUTEK J., MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A. (1973) – Problematyka stratygraficzna górnej jury z kilku wierceń w synklinorium warszawskim. Acta Geol. Pol., **23**, p. 547–575, nr 3.
- MALINOWSKA L. (1960) – Fauna malmu w otworze wiertniczym Piekary koło Poznania. Kwart. Geol., **4**, p. 403–416, nr 2.
- MALINOWSKA L. (1966) – Podstawy stratygrafii dolnego i środkowego oksfordu północnej i północno-zachodniej Polski. Kwart. Geol., **10**, p. 786–800, nr 3.
- MALINOWSKA L. (1967) – Biostratygrafia dolnego i środkowego oksfordu w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Biul. Inst. Geol., **203**, p. 115–126.
- MALINOWSKA L. (1970) – Jura górna. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., **56**, p. 135–182.
- MALINOWSKA L. (1976) – Boreal faunal influences in the Lower and Middle Oxfordian of Poland. Biul. Inst. Geol., **291**, p. 5–49.
- MALINOWSKA L. (1978) – Podziały biostratygraficzne górnej jury Polski pozakarpackiej. Kwart. Geol., **22**, p. 309–321, nr 2.
- MALINOWSKA L. (1980) – Regional biostratigraphic subdivision of the Oxfordian of Extra-Carpathian Poland. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, **28**, p. 23–29, nr 1.
- MALINOWSKA L. (1986) – Paleozoogeography and paleoecology of the Lower Kimmeridgian of Poland. Biul. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., **34**, p. 165–173.



- MAPA TEKTONICZNA CECHSZTYŃSKO-MEZOZOICZNEGO KOMPLEKSU STRUKTURALNEGO NA NIŻU POLSKIM (1980) – Red. R. Dadlez. Inst. Geol. Warszawa.
- MAREK S. (1968) – Zarys stratygrafii kredy dolnej niecki brzeźnej. *Kwart. Geol.*, **12**, p. 345–368, nr 2.
- MAREK S. (1983) – Neokom obszaru warszawsko-radomskiego. *Kwart. Geol.*, **27**, p. 287–298, nr 2.
- MAREK S., BIELECKA W., SZTEJN J. (1969) – Górny portland (wołg) i berias (riazań) na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **13**, p. 566–581, nr 3.
- MAREK S., RACZYŃSKA A. (1973) – Kreda dolna Niżu Polskiego (bez albu górnego). W: *Budowa geologiczna Polski, 1 – Stratygrafia, cz. 2 – Mezozoik*, p. 487–492. Inst. Geol. Warszawa.
- MAREK S., RACZYŃSKA A. (1979) – Paläogeographie der Unterkreide des nordpolnischen Beckens. *Aspekte der Kreide Europas. IUGS, Ser. A, 6*, p. 447–462. Stuttgart.
- MATYJA B.A. (1977) – The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **27**, p. 41–63, nr 1.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A. (1981) – Stratygrafia i pozycja facjalna osadów górnourajskich na tle obszarów przyległych. *Kwart. Geol.*, **25**, p. 513–526, nr 3.
- MORYC W. (1961) – Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, p. 47–83, z. 1.
- MORYCOWA E., MORYC W. (1976) – Rozwój utworów jurajskich na przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej–Szczucina. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **46**, p. 231–288, z. 1–2.
- NIEMCZYCKA T. (1964) – Osady malmu nad górnym Bugiem. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 262–280, nr 2.
- NIEMCZYCKA T. (1966) – Górnourajskie osady bagienne w otworze wiertniczym Jarczów (Tomaszów Lubelski IG 1). *Kwart. Geol.*, **10**, p. 339–349, nr 2.
- NIEMCZYCKA T. (1976a) – Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). *Pr. Inst. Geol.*, **77**.
- NIEMCZYCKA T. (1976b) – Litostratygrafia osadów jury górnej na obszarze lubelskim. *Acta Geol. Pol.*, **26**, p. 569–602, nr 4.
- NIEMCZYCKA T. (1978) – Litofacie jury środkowej i dolnego oksfordu obszaru radomsko-lubelskiego. *Acta Geol. Pol.*, **28**, p. 485–501, nr 4.
- NIEMCZYCKA T. (1983) – Osady kimerydu i wołgu na antyklinie Lipna. *Kwart. Geol.*, **27**, p. 275–286, nr 2.
- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W. (1979) – O aulakogenie środkowopolskim. *Kwart. Geol.*, **23**, p. 271–290, nr 2.
- RADLICZ K. (1972) – Litologia osadów górnourajskich w południowo-wschodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **261**, p. 55–169.
- RADLICZ K. (1974) – Górna jura. W: *Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. II, Pokrywa osadowa*. *Pr. Inst. Geol.*, **74**, p. 160–168.
- WIERZBOWSKI A. (1964) – O występowaniu dolnego kimerydu w Jurze Częstochowskiej. *Acta Geol. Pol.*, **14**, p. 151–167, nr 1.
- WIERZBOWSKI A. (1978) – Ammonites and stratygraphy of the Upper Oksfordian of the Wieluń Upland, Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **28**, p. 299–333, nr 3.
- WIERZBOWSKI A., MATYJA B.A., ŚLUSARCZYK-RADWAN D. (1983) – Nowe dane o górnej jurze Wyżyny Wieluńskiej i okolic Burzenina oraz jej znaczeniu surowcowym. *Kwart. Geol.*, **27**, p. 517–534, nr 3.
- WILCZYŃSKI A. (1962) – Stratygrafia górnej jury w Czarnogłowach i Świętoszewie. *Acta Geol. Pol.*, **12**, p. 3–112, nr 1.
- ZNOSKO J. (1963) – Główne problemy stratygrafii i paleogeografii jury zachodniego obrzeżenia prekambryjskiej platformy Europy wschodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, p. 231–250, cz. 4.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1961) – Facja lagunowo-kontynentalna malmu nad górnym Bugiem. *Kwart. Geol.*, **5**, p. 899–914, nr 4.
- ГАРЕЦКИЙ Р.Г., ред. (1985) – Осадконакопление и палеогеография запада Восточно-европейской платформы, стр. 34–42. Наука и техника. Минск.

Тереса НЕМЧИЦКА, Войцех БРОХВИЧ-ЛЕВИНСКИ

## РАЗВИТИЕ ВЕРХНЕЮРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА НА ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

### Резюме

Морской верхнеюрский бассейн сформировался в пределах цехштейн-мезозойского палеотектонического элемента, расположенного на юго-западном склоне Восточно-Европейской платформы и на подступах к ней. В оксфорде бассейн был самым обширным и занимал почти всю Польскую низменность (фиг. 1). Судя по палеонтологическим данным, он непосредственно сообщался соседними оксфордскими морями. В его центральной части, в зоне СЗ—ЮВ простираения, происходило усиленное опускание дна и существовала эта зона и в старших морях, будучи генетически приурочена к линии Т-Т. Самое глубокое понижение, заполненное осадками, достигало в ней 900 м. К западу и востоку от него опускание постепенно слабело, а на западе полностью прекращалось.

В большей части оксфордского бассейна преобладала известковая литофация с фауной брахиопод, гастропод и пелеципод, а в раннем оксфорде—аммонитов. В северной и западной части бассейна по соседству с эродированными поднятиями, осадились обломочные породы, насыщенные аммонитами. Начиная с кимериджа, верхнеюрский бассейн начал сужаться и в верхневолжское время занимал только центр Польской низменности (фиг. 2, 3, 4). Ухудшилось также его сообщение с соседними морями. За все время существования этого моря самая пониженная зона находилась в его центральной части, а максимальное опускание дна, восполняемое седиментацией, достигало в кимеридже 400 м, а в волжском ярусе — 100 м. В кимериджском бассейне появились положительные структуры — гряды и купола, образовавшиеся в результате движения солей. Такие же формы существовали и в волжском бассейне (фиг. 2—4).

Распределение литофаций в кимериджском бассейне повторяло то, которое существовало в оксфорде, с тем, что гораздо меньшую часть бассейна занимали известковые отложения (фиг. 2). В нижнем и среднем волжском ярусе осаждались преимущественно обломочные породы, а известковая литофация отмечалась только на крайнем юго-востоке бассейна (фиг. 3). В центральной части верхневолжского бассейна преобладала известково-ангидритово-гипсовая литофация, на юго-востоке осаждались оолитовые известняки, а по периферии — обломочные породы.

Судя по палеотектонической карте верхней юры (фиг. 5), освещающей рельеф подошвы верхнеюрских отложений к концу верхней юры, опускание дна происходило так же, как и в ранний период верхней юры. Максимальное понижение в центре бассейна привело к образованию Центральнопольской впадины с депрессиями Хмельника, Радомысля и Кцини и Куявскими куполами в центре впадины.

Эпиконтинентальные породы в верхнеюрском бассейне представляют позднюю стадию развития и представлены двумя ассоциациями: платформенной, морской карбонатной с субассоциациями: терригенно-известковой, известково-терригенной и платформенной материково-лагунной ассоциацией.

Исходя из распределения мощностей и фаций можно считать, что вся территория седиментационного верхнеюрского бассейна на Польской низменности опускалась неравномерно, а самое глубокое понижение происходило на территории современного Поморско-Куявского и Свентокшиского вала и вала нижнего Сана. Обратное движение (поднятие) началось на исходе поздней юры, следствием чего явился седиментационно-эрозивный перерыв на севере бассейна, где средневолжские отложения покрывают породы оксфорда.

Teresa NIEMCZYCKA, Wojciech BROCHWICZ-ŁEWIŃSKI

## EVOLUTION OF THE UPPER JURASSIC SEDIMENTARY BASIN IN THE POLISH LOWLAND

### Summary

The marine Upper Jurassic basin developed within the Zechstein–Mesozoic palaeotectonic unit situated on the south-western slope and foreland of the East-European Platform. In Oxfordian it was the largest basin covering almost the whole Polish Lowlands (Fig. 1). As results from the palaeontological premises it was connected directly with the adjacent Oxfordian seas. In its central part there was a zone of stronger subsidence of the NW–SE direction, that appeared in the older Mesozoic basins, and was generatically connected with the T–T tectonic zone. The maximum subsidence in it, compensated by sedimentation, was about 900 m. To the north and to the south of this zone the subsidence decreased gradually, reaching the zero value in the west.

Calcareous lithofacies with brachiopods, gastropods, pelecypods and in the Early Oxfordian – ammonites predominated in most area of the Oxfordian basin. Terrigenous lithofacies with rich ammonite fauna developed in the northern and western parts of the basin, and adjacent to eroded elevations.

Since the Kimmeridgian the frames of the Upper Jurassic basin began to narrow so that in the Upper Volgian it became a basin limited to the Middle Polish Lowlands (Figs 2–4). Its connections with adjacent basins were limited. During those times the zone of maximum subsidence remained in the central part, and this subsidence compensated by sedimentation was 400 m in Kimmeridgian and 100 m in Volgian. Positive structures, ridges and domes connected with salt movements appeared in the Kimmeridgian basin. These forms also occurred in the Volgian basin (Figs 2–4).

Distribution of lithofacies in the Kimmeridgian basin repeated the distribution in the Oxfordian basin but a remarkably smaller part of the basin was occupied by calcareous lithofacies (Fig. 2). In the Lower and Middle Volgian terrigenous lithofacies dominated and calcareous lithofacies was limited to the south-eastern most part of the basin (Fig. 3). In the Upper Volgian basin, in its central part there prevailed the calcareous–anhydrite–gypsum lithofacies, in the south–eastern part – oolitic–limestone lithofacies, and in the marginal parts – the terrigenous one.

The Upper Jurassic palaeotectonic map (Fig. 5) illustrating the configuration of the Upper Jurassic base at the end of Jurassic shows similarly differentiated subsidence of the basin bottom as it was in the early Upper Jurassic. The maximum subsidence in the central part of the basin caused a depression distinguished as the Mid-Polish Furrow with depressions of Chmielnik, Radomyśl and Kcynia as well as the Kujawy Domes in its central part. Monoclines with a local Suwałki Embayment and Szczecin–Zielona Góra Terrace constituted a border of the furrow.

The Upper Jurassic epicontinental sediments represent the late stage of tectonic evolution marked by two following associations: platform marine carbonate association with terrigenous–calcareous, calcareous–terrigenous and calcareous sub-associations, and platform continental–lagoonal association.

As a result of the analysis of thickness and facies it can be stated that the area of the Upper Jurassic sedimentary basin in the Polish Lowlands subject to differentiated downwarping movements which were the most intensive in the present areas of the Pomerania–Kujawy Swell, Świętokrzyskie Mts and Lower San Swell. Upwarping movements occurred in the Late Jurassic and caused a sedimentary-erosive gap in the north-western part of the basin where the Middle Volgian sediments lay directly upon the Oxfordian sediments.