

Ryszard DADLEZ

Epikontynentalne baseny permu i mezozoiku w Polsce

Na podstawie map litofacji i miąższości, zamieszczonych w serii artykułów w n-rze 1/88 *Kwartalnika Geologicznego*, dokonano analizy zmian cech rozwojowych basenów permsko-mezozoicznych na Niżu Polskim. Wyróżnionych sześć pulsów ekspansji basenów jest na ogół zgodne z etapami transgresywnymi, wywołanymi eustatycznym podniesieniem poziomu wód oceanów. Najtrwalsza komunikacja między-basenowa istniała w przedłużeniu bruzdy środkowopolskiej ku NW i SE, najbardziej epizodyczna zaś – ku wschodowi. Zauważono różnice w dynamice ekspansji basenu na NE i SW od bruzdy. Położenie bruzdy ustabilizowało się dopiero od wczesnej jury, garby wewnątrz basenu w jego części SW ulegały również przemieszczeniom. Tempo akumulacji osadów z biegiem czasu malało, wzmagając się tuż przed fazami raptownej ekspansji basenu i znacznie słabnąc w czasie tych faz. Transport materiału klastycznego z południa dominował w zasadzie tylko w początkowych okresach. Rozwój facji węglanowych związany był wyraźnie ze swobodną komunikacją z basenami Tetydy. Sedymentacja, począwszy od późnego triasu, była lokalnie silnie modyfikowana przez wzrost antyklin solnych i formowanie rowów synsedymencyjnych. Stadia rozwojowe basenu (perm-trias, wczesna jura, środkowa – późna jura, kreda) definiowane są przez zespół analizowanych cech i wykazują silne związki z etapami ewolucji sąsiednich basenów oceanicznych.

WSTĘP

Zestaw 42 map litofacji i miąższości, które są ilustracją serii artykułów o facjach i paleotektonice permsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim, zamieszczonej w n-rze 1 *Kwartalnika Geologicznego* z 1988 r. (pozycje oznaczone gwiazdką w piśmiennictwie), stanowi znakomity materiał syntetyzujący obecny stan rozpoznania poszczególnych odcinków tego kompleksu. Na jego podstawie można się pokusić o szersze spojrzenie na całość ewolucji basenów sedymentacyjnych na Niżu w okresie owych 200 mln lat, od saksonu po mastrycht włącznie. Artykuł jest próbą takiego spojrzenia, odwołującą się do metodyki, zastosowanej we wcześniejszej pracy (R. Dadlez, 1987) i wzbogaconej o nowe elementy. Jego celem jest określenie ogólnej dynamiki basenów i prawidłowości ich rozwoju na tle całego

zbiornika środkowoeuropejskiego i sąsiednich prowincji oceanicznych. W niektórych przypadkach obserwacje te można ująć w kategoriach półilościowych.

METODA ANALIZY

Treść map rozpatrywałem, w powiązaniu ze skalą geochronologiczną, pod kątem zmienności kilku cech basenów: ich zasięgów geograficznych i rozmiarów, komunikacji z basenami sąsiednimi, transgresji i regresji mórz, konfiguracji brzegów oraz wewnętrznego zróżnicowania na obszary o większej i mniejszej subsydencji w powiązaniu z budową podłoża permu, prędkości sedymentacji w centrach największej akumulacji osadów, wreszcie facji i kierunków transportu materiału klastycznego.

C h r o n o l o g i a. Pozycja chronologiczna granic jednostek stratygraficznych w analizowanym odcinku czasowym jest obciążona różnym marginesem błędu (W.B. Harland i in., 1982). O ile w kredzie stopień niepewności nie przekracza 10 Ma, to w środkowej jurze według niektórych sięga on a nawet przekracza 30 Ma. Przy tym różnice np. w końcu okresu jurajskiego na najnowszych skalach (J.E. van Hinte, 1976; F.W.B. van Eysinga, 1978; G.S. Odin, 1982; A.R. Palmer, ed., 1983) wynoszą 14 Ma, a na jego początku – 16 Ma. Mimo tych różnic, proporcje między długością poszczególnych wieków, szczególnie w dwóch ostatnio cytowanych pozycjach, są na ogół zachowane. Tak np. alb trwał znacznie dłużej niż cenoman czy turon, a zwłaszcza koniak; oksford trwał około dwukrotnie dłużej od kimerydu, a bajos od aalenu. Ponieważ proporcje te były najistotniejsze przy obliczaniu tempa akumulacji osadów, przyjąłem ostatecznie skalę czasową G.S. Odina (1982) z korektami, wynikającymi ze specyfiki polskich podziałów stratygraficznych (podpiętra bajosu, granice między kelowem a oksfordem i kimerydem a wołgiem).

Z a s i ę g b a s e n ó w. Dla oceny stopnia ekspansji basenów poza bruzdę środkowopolską obliczono powierzchnię pierwotnego zasięgu osadów po obu jej stronach, przedstawiając ją następnie w formie krzywej w relacji do skali czasu (fig. 7). Obliczenie to ma jedną wadę, tę mianowicie, że oparte jest na mapach, obejmujących tylko obszar Polski. Jeśli basen przekraczał granice polityczne kraju, stwarza to obraz zafałszowany, szczególnie na północnym wschodzie, ponieważ zachodnia i południowa granica zbiornika mają tak czy tak umowny charakter. Dlatego krzywą na fig. 7 uzupełniłem dodatkową krzywą całkowitego zasięgu basenu ku NE na podstawie pracy wcześniejszej (R. Dadlez, 1987).

W kilkunastu przypadkach przyjąłem szersze pierwotne zasięgi niż na cytowanych mapach uważając, że autorzy nie docenili rozmiarów późniejszej erozji. Dotyczy to przede wszystkim obszaru przedsudeckiego. Zakładam, że kilkietapowe, późne (kredowe i pokredowe) jego dźwignięcie, szczególnie części zachodniej, uwarunkowało obecny zasięg erozyjny pięter wyższego triasu i niższej jury i że autorzy (I. Gajewska, 1988a, b; Z. Deczkowski, M. Franczyk, 1988a, b) prowadzą granicę zasięgu pierwotnego zbyt blisko współczesnego. Korektę tę przedstawiłem przykładowo na fig. 1A. Zakładam też – biorąc pod uwagę rozkład miąższości i facji jury środkowej – że we wczesnym bajosie oraz począwszy od środkowego kujawu zasięg basenu w tym kierunku był szerszy (patrz korekta, fig. 1B); zatem nie tylko w kelowju (górnym batonie?), jak przypuszczają K. Dayczak-Calikowska i W. Moryc (1988), ale także w oksfordzie – inaczej więc niż w artykule T. Niemczyckiej i W. Brochwicza-Lewińskiego (1988) – cały obszar Sudetów mógł być załany.

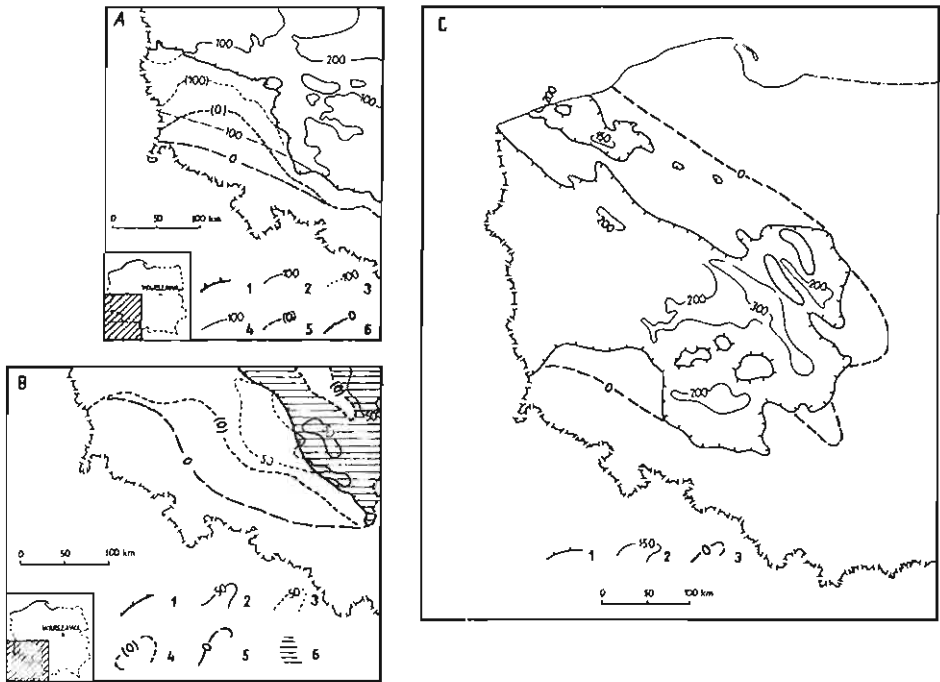


Fig. 1. Korykty pierwotnego zasięgu basenów
 Corrections of the primary extent of the basins

A – dolny karbony (dolne warstwy gipsowe): 1 – obecny zasięg osadów (granica erozyjnu), 2 – izopachyty, 3 – rekonstruowane izopachyty wg I. Gajewskiej (1988b, fig. 1), 4 – jak wyżej wg autora, 5 – pierwotny zasięg basenu wg I. Gajewskiej (1988b, fig. 1), 6 – jak wyżej wg autora; B – górny bajos, poziom *Parkinsonia parkinsoni*: 1 – obecny zasięg osadów (granica erozyjna), 2 – izopachyty, 3 – rekonstruowane izopachyty, 4 – pierwotny zasięg basenu wg K. Dayczak-Calikowskiej i W. Moryca (1988), 5 – jak wyżej wg autora, 6 – facja ilasta; C – górny karbony (górne warstwy gipsowe wg I. Gajewskiej, 1988b, fig. 3): 1 – obecny zasięg osadów, 2 – izopachyty, 3 – pierwotny zasięg basenu wg autora

A – Lower Carnian (Lower Gypsiferous Beds): 1 – present extent of sediments (erosional boundary), 2 – isopachs, 3 – restored isopachs after I. Gajewska (1988b, Fig. 1), 4 – as above after the present author, 5 – primary extent of the basin after I. Gajewska (1988b, Fig. 1), 6 – as above after the present author; B – Upper Bajocian, *Parkinsonia parkinsoni* Zone: 1 – present extent of sediments (erosional boundary), 2 – isopachs, 3 – restored isopachs, 4 – primary extent of the basin after K. Dayczak-Calikowska and W. Moryc (1988), 5 – as above after the present author, 6 – shales; C – Upper Carnian (Upper Gypsiferous Beds) after I. Gajewska (1988b, Fig. 3): 1 – present extent of sediments, 2 – isopachs, 3 – primary extent of the basin after the present author

Przyjąłem ponadto nieco szerszy zasięg zbiornika ku północy w późnym triasie, a ku północy i wschodowi w toarsie. Wreszcie uważam, że zasięg przedstawiony na mapie górnych warstw gipsowych kajpru (I. Gajewska, 1988b, fig. 3) jest niemal w całości ukształtowany przez przednorycką erozję. Poszerzyłem go więc znacznie (fig. 1C), sądząc także, że wśródbasenowe wypiętrzenia są tylko wynikiem pokąjprowego dźwignięcia i usunięcia złożonych wcześniej osadów.

K o m u n i k a c j a m i ę d z y b a s e n o w a. Rozkład łądów wokół basenu polskiego warunkował istnienie połączeń międzybasenowych w strefach depresyjnych między tymi łądami. Wyróżniłem 5 głównych kierunków połączeń: północno-zachodnie z basenem duńskim, zachodnie z basenem niemieckim, południowe i południowo-wschodnie z basenami tetydzkimi oraz wschodnie z centralnymi basenami platformy wschodnioeuropejskiej (fig. 2). Ich żywotność w czasie została

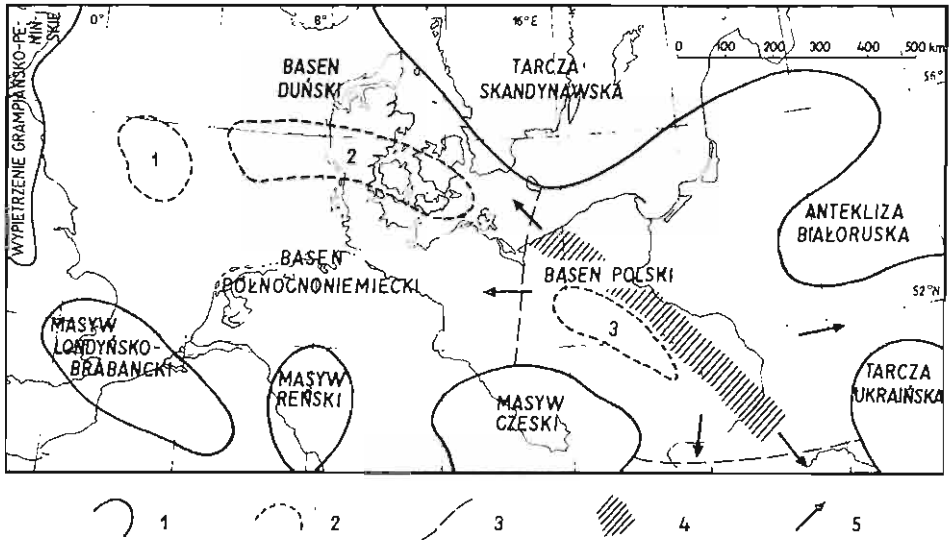


Fig. 2. Basen polski jako część basenu środkowoeuropejskiego
Polish Basin as a part of Mid-European Basin

1 - obrzeżające lądy i wypiętrzenia; 2 - okresowe wypiętrzenia śródbasenowe (1 - środkowe Morza Północnego, 2 - Ringköbing-Fionia, 3 - wielkopolskie); 3 - umowna granica zachodnia i południowa basenu polskiego; 4 - bruzda środkowopolska; 5 - połączenia z basenami sąsiednimi

1 - fringing lands and uplifts; 2 - temporary intrabasinal highs (1 - Mid-North Sea, 2 - Ringköbing-Fyn, 3 - Wielkopolska); 3 - conventional, western and southern boundaries of the Polish Basin; 4 - Mid-Polish Trough; 5 - communications with the neighbouring basins

przedstawiona umownie na fig. 7, z rozróżnieniem połączeń swobodnych i utrudnionych.

Wewnętrzna konfiguracja basenu. Położenie centrów depozycji w wybranych okresach, jak również położenie śródbasenowych wypiętrzeń naniosłem na kilku zbiorczych mapach (fig. 3 i 4). Zasięgi basenów oraz ich wewnętrzne zróżnicowanie były porównywane z mapą geologiczną podłoża permu.

A k u m u l a c j a o s a d ó w. Dla orientacyjnej oceny maksymalnego tempa akumulacji osadów posłużyłem się maksymalnymi miąższościami, odnotowanymi na poszczególnych mapach. Przypadają one przeważnie na różne odcinki bruzdy środkowopolskiej. Dla górnego wapienia muszlowego i niższego kajpru przyjąłem mniejsze miąższości maksymalne, niż to wynika z map (I. Gajewska, 1988a, fig. 2, 1988b, fig. 1), gdyż pominąłem wartości lokalne, związane z inicjalnym przepływem mas solnych do wysadów kujawskich.

Odczytane z map maksymalne miąższości zostały skorygowane na kompakcję osadów. Zagadnienie redukcji miąższości wskutek kompaktacji osadów jest złożone, stosunkowo najlepiej rozpoznane w przypadku osadów ilastych, ale i tu przytaczane wykresy i liczby są różne (J.M. Weller, 1959; I.N. Niestierow, 1965; R. Perrier, J. Quiblier, 1974; A. Rolle, 1974). Zastosowałem bardzo uproszczone rozwiązanie, które nie nadaje się do szczegółowych analiz paleotektonicznych, ale dla założonego celu ogólnej orientacji zdaje się być wystarczające. Przyjąłem mianowicie, że w miarę pograżania miąższość kompleksów ilastych i marglistych może ulec redukcji do 40% pierwotnej miąższości, zaś kompleksów piaszczystych - do 70%. Dla kompleksów mieszanych, piaszczysto-ilastych przyjąłem wartości pośrednie, dla wapiennych i

ewaporatowych — brak kompaktacji i zmian miąższości. Zmienność redukcji miąższości wraz z głębokością przyjąłem głównie za pracę R. Perriera i J. Quibliera (1974). Skorygowane na kompaktację miąższości posłużyły do skonstruowania dwóch krzywych zmian tempa akumulacji osadów, osobno dla kujawskiej i pomorskiej części bruzdy środkowopolskiej (fig. 7). Powtarzam: rozwiązanie tu zastosowane ma charakter orientacyjny i może być obciążone nawet znacznymi błędami w bezwzględnych wartościach redukcji; nie powinny one jednak naruszać proporcji między szybkością akumulacji poszczególnych pięter, o którą głównie mi chodziło. Przyjęcie bardziej wyrafinowanych sposobów obliczania poprawki na kompaktację i poszerzenie analizy na cały basen (albo wzdłuż przekrojów paleotektonicznych, albo też metodą uśredniania miąższości na umownych obszarach, a nawet obliczania kubatury osadów) dałoby z pewnością interesujące wyniki.

Megafacje, kierunki transportu klastyków. Pół ilościowe ujęcie dominujących megafacji nie było możliwe, ponieważ na wykorzystywanych mapach stosowane są — zresztą ze zrozumiałych przyczyn — różne układy dwu- i trójskładnikowe. Dlatego facje przedstawiłem w formie uproszczonego profilu (fig. 7), a kierunki transportu klastyków — w formie symboli zaznaczających przewagę transportu z kierunku północnego lub południowego albo też brak przewagi któregośkolwiek z nich. Głównymi źródłami klastyków były: tarcza skandynawska i masyw czeski; inne źródła grały rolę podrzędniejszą. Symbol transportu z północy obejmuje zatem niekiedy i kierunek wschodni, zaś symbol transportu z południa — przede wszystkim, lecz nie wyłącznie, kierunek południowo-zachodni.

WYNIKI

Zasięgi i rozmiary basenów. Basen polski był skrajnie wschodnią częścią epikontynentalnego basenu środkowoeuropejskiego (fig. 2). Jej naturalne ramy tworzyły od północy tarcza skandynawska, od wschodu antekliza białoruska i tarcza ukraińska, od południa słabiej sprecyzowane bariery oddzielające ją początkowo od basenów epikontynentalnych obrzeżających zachodnią Tetydę, a później od basenów oceanicznych Tetydy i wreszcie od południowego zachodu masyw czeski.

Końcem basenu polskiego była bruzda środkowopolska — strefa najintensywniejszej sedymentacji, w zasadzie pozbawionej przerw — uformowana bezpośrednio na południowy zachód od lineamentu Teisseyre'a-Tornquista. W okresach maksymalnego skurczenia (kontrakcji) zbiornik ograniczył się do bruzdy, w okresach rozszerzania (ekspansji) wykraczał daleko poza nią. W permie i mezozoiku można wyróżnić 6 głównych pulsacyjnych etapów ekspansji (fig. 7), których maksimum przypadały na najstarszy cechsztyń, scytyk-anizyk, noryk, wczesny toars, oksford i turon. Przedzielają je okresy kontrakcji, których kulminacje przypadały na późny cechsztyń, późny karnik, najstarszą jurę, późny toars-aalen i najstarszą kredę.

Relacje między ekspansją i kontrakcją zbiornika z jednej strony a transgresją i regresją morza z drugiej nie są jednoznaczne. Dwa pierwsze impulsy ekspansji (cechsztyń i trias środkowy) związane są z transgresjami morskimi, ale maksimum ekspansji w scytyku na NE od bruzdy przypadło na czas sedymentacji śródlądowej. Kontrakcja w późnym karniku była stowarzyszona z regresją, ale ekspansja norycka rozgrywała się także w warunkach niemorskich. Później obraz był bardziej klarowny: ekspansja wczesnego toarsu była równoznaczna z maksymalnym zasięgiem morza wczesnej jury. Wreszcie w dwóch ostatnich impulsach inicjalne transgresje

morskie przypadły na czas największej kontrakcji zbiornika (aalen i berias), a najdalszy ich zasięg – na czas największej ekspansji (oksford i turon).

Warto zwrócić uwagę na krótsze epizody regresywne nałożone na rytm ogólny (fig. 7), które nie znalazły wyrazu na mapach z powodu zbyt krótkiego trwania. Były to: (1) skurczenie zbiornika pod koniec scytyku, dobitniej akcentujące następującą po nim fazę transgresji środkowego triasu (A. Szyperko-Teller, W. Moryc, 1988); (2) regresja pod koniec anizyku, odcinająca połączenia z basenami południowymi (I. Gajewska, 1988a); (3) impulsy regresywne w późnym synemurze i późnym pliensbachu (Z. Deczkowski, M. Franczyk, 1988b); (4) maksymalne skurczenie zbiornika w dobie *Macrocephalites typicus* keloweju (K. Dayczak-Calikowska, W. Moryc, 1988); (5) ograniczona przestrzennie regresja pod koniec kimerydu (T. Niemczycka, W. Brochwicz-Lewiński, 1988); (6) nieznaczne impulsy regresywne w młodszym wczesnym walanżynie, pod koniec walanżynu i w barremie (S. Marek, 1988b); wreszcie (7) regresja w koniaku (M. Jaskowiak-Schoeineichowa, A. Krasowska, 1988).

Epizody trans- i regresywne są w ogólnych zarysach zgodne z krzywymi eustatycznych zmian poziomu oceanu światowego (P.R. Vail i in., 1977; D.V. Ager, 1981; A. Hallam, 1984), szczególnie transgresje środkowego triasu, toarsu, oksfordu i turonu. Bardziej lokalny wymiar zdają się mieć: transgresja cechsztyńska i ekspansja norycka. Ta ostatnia była związana z post-diastraficznym okresem wzmożonej erozji. Epizody drugorzędne nie zawsze są zgodne z wahaniami eustatycznymi, np. nie są widoczne efekty transgresji środkowego synemuru i późnego pliensbachu (A. Hallam, 1981), ani też środkowego santonu i późnego kampanu (J.M. Hancock, E.G. Kauffman, 1979). W ostatnim przypadku późnokredowy diastrafizm jest zapewne przyczyną odchylenia.

Były dwa kierunki, z których nadchodziły transgresje morskie: zachodni i południowy. We wcześniejszych okresach, do końca wczesnej jury, dominował kierunek zachodni z wyjątkiem transgresji środkowego triasu. Później, oba kierunki rywalizowały ze sobą, niekiedy przeważał jeden z nich, niekiedy były one równorzędne.

Dynamika ekspansji zbiornika po obu stronach bruzdy środkowopolskiej jest w zasadzie podobna (fig. 7), można jednak zauważyć niewielkie, choć istotne różnice w szczegółach. Po pierwsze, krótkotrwałe regresje końca scytyku i najstarszego keloweju zaznaczyły się tylko na NE od bruzdy. Po drugie, maksimum ekspansji starszego triasu jest opóźnione na SW od bruzdy (anizyk) względem jej obrzeżenia północno-wschodniego (wczesny scytyk). Po trzecie wreszcie, różne bywały obszary, zajmowane przez kolejne baseny po obu stronach bruzdy. Dwa pierwsze impulsy (cechsztyński i środkowotriasowy) zagarnęły większe obszary na platformie prekambryjskiej, zaś impuls norycki – na platformie paleozoicznej. W epizodach kontrakcji (późny karnik, starsza wczesna jura) zbiornik utrzymywał się na większych obszarach platformy paleozoicznej, a niemal całkowicie wycofał się z platformy prekambryjskiej. Kontrakcja na platformie paleozoicznej stawała się z czasem coraz silniejsza. Sytuacja w permie i triasie była jednak niestabilizowana. Dopiero impulsy ekspansji we wczesnej jurze, późnej jurze i późnej kredzie opanowały zdecydowanie większy obszar na platformie prekambryjskiej. Jednak i wówczas, w epizodzie regresywnym wczesnej jury środkowej zbiornik z większym trudem opuszczał platformę paleozoiczną. Ogólnie zatem północno-wschodnia granica bruzdy częściowej była wyraźnie zaznaczona. Silnie zgradowana płyta platformy wschodnioeuropejskiej była także silniej dźwignięta względem bruzdy niż bardziej morfologicznie urozmaicone tereny platformy paleozoicznej. Dlatego też – przy odpowiednio wysokim poziomie wód – te pierwsze były

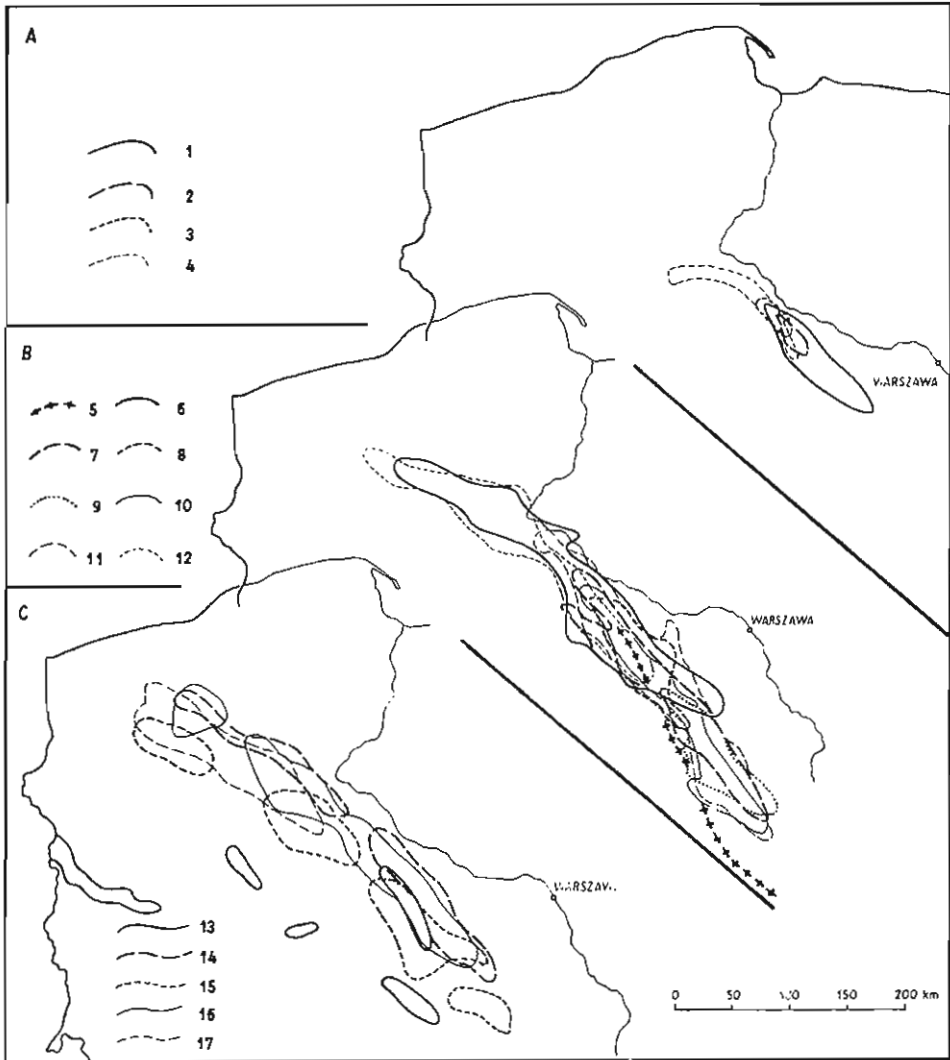


Fig. 3. Centra depozycji w basenie polskim
Depocentres in the Polish Basin

A – we wczesnej kredzie: 1 – barrem – środkowy alb, 2 – hoteryw, 3 – późny walańzyn, 4 – berrius – wczesny walańzyn; B – w jurze: 5 – oś basenu w oksfordzie – kimerydzie; centra depozycji: 6 – środkowy i późny baton, 7 – najmłodszy bajos – wczesny baton, 8 – późny bajos (poziom *Parkinsonia schloenbachi*), 9 – najstarszy późny bajos, 10 – wczesny bajos, 11 – aalen, 12 – późny synemur – pliensbach; C – w triasie i permie: 13 – późny anizyk – ladin, 14 – późny scytyk, 15 – wczesny scytyk, 16 – najmłodszy perm (cykl PZ4), 17 – sakson

A – in the Early Cretaceous: 1 – Barremian – Middle Albian, 2 – Hauterivian, 3 – Late Valanginian, 4 – Berriasian – Early Valanginian; B – in the Jurassic: 5 – basinal axis in the Oxfordian – Kimmeridgian; depocentres: 6 – Middle and Late Bathonian, 7 – latest Bajocian – Early Bathonian, 8 – Late Bajocian (*Parkinsonia schloenbachi* Zone), 9 – earliest Late Bajocian, 10 – Early Bajocian, 11 – Aalenian, 12 – Late Sinemurian – Pliensbachian; C – in the Permian and Triassic: 13 – Late Anisian – Ladinian, 14 – Late Scythian, 15 – Early Scythian, 16 – latest Permian (PZ4 cycle), 17 – Saxonian

łatwiej zalewane przez wody basenu, ale też – przy obniżeniu poziomu – prędzej przez nie opuszczane. Przez cały czas zaznaczał się bardzo powolny wzrost dynamiki zbiornika ku północnemu wschodowi tak w fazach ekspansji, jak i kontrakcji.

K o m u n i k a c j a m i ę d z y b a s e n o w a. Spośród dróg połączeń między-basenowych jedyną, która utrzymywała się niemal przez cały czas (fig. 7), była droga północno-zachodnia, zamknięta najprawdopodobniej tylko w górnym wołgu. Bezpośrednie połączenie ku zachodowi było niemal równie trwałe, utrzymywało się przez blisko 170 Ma (czyli 84% analizowanego odcinka czasu). Było ono jednak utrudnione w saksonie i wczesnej jurze środkowej, a zamknięte lub niemal zamknięte od kimerydu po alb, a więc w części tego okresu, gdy zbiornik duński i niemiecki były rozdzielone wypiętrzeniem Ringkøbing-Fionia i jego analogami (R. Dadlez, 1987).

Trwałość drogi północno-zachodniej podkreśla rolę bruzdy środkowopolskiej. Jej przeciwległe przedłużenie i połączenie południowo-wschodnie nie było tak trwałe, jak poprzednie, niemniej funkcjonowało na stałe zapewne począwszy od noryku (nie licząc możliwości epizodycznych połączeń w późnym scytyku i środkowym triasie), z krótką przerwą w młodziej wczesnej kredzie, czyli łącznie przez 140 Ma (69% czasu).

Najnowsze badania na przedpołu i w podłożu Karpat (W. Moryc, 1985) wskazywały na dużą rolę bezpośrednich połączeń ku południowi. Niekiedy częściowo ryglowane przez wypiętrzenie pasma małopolsko-śląskiego, były one jednak czynne przez blisko 100 Ma (48% czasu), a mianowicie w czterech spośród sześciu okresów maksymalnej ekspansji: w środkowym triasie, być może toarku, na przelomie jury środkowej i późnej oraz w późnej kredzie.

Na koniec najbardziej efemeryczne okazuje się bezpośrednie połączenie drogą wschodnią z wnętrzem platformy wschodnioeuropejskiej. Było ono czynne z pewnością tylko w dwóch okresach najwyższego eustatycznego poziomu wód, a więc w (późnym?) keloweju-oksfordzie i od późnego albu po santon, razem w ciągu 31 Ma (15% czasu). Wzmianki o pokrewieństwie mikrofauny w scytyku (A. Szyperko-Teller, W. Moryc, 1988) nie mogą wykluczać istnienia tego połączenia także i wówczas, choć można założyć kontakty pośrednie wokół południowego obrzeżenia tarczy ukraińskiej.

K o n f i g u r a c j a z b i o r n i k a, z a l e ż n o ś ć o d p o d ł o ż a. Centra najintensywniejszej sedimentacji były w zasadzie związane z bruzdą środkowopolską, ale w pierwszych etapach rozwojowych można zauważyć odchylenia od tej reguły, później zaś – zaobserwować charakterystyczne, wahadłowe przesuwanie się centrów depozycji wzdłuż bruzdy. Bruzda, ulokowana w saksonie (fig. 3C) zapewne na wcześniejszych karbońskich założeniach, w cechszynie pozostała prawdopodobnie w tym samym miejscu, choć ocenić to trudno z uwagi na późniejsze tektoniczne przemieszczenia soli cechsztyńskich. We wczesnym scytyku bruzda przesunęła się nieco ku SW, po czym w późnym scytyku wróciła na stare miejsce. W triasie środkowym i późnym obraz nie jest jednoznaczny, centrów depozycji było więcej i tylko niekiedy niektóre z nich lokowały się w bruzdzie. Począwszy od przelomu triasu i jury (fig. 3B) maksimum akumulacji na dłuższy czas usadowiło się w bruzdzie, najpierw w jej odcinku kujawskim, a potem – we wczesnej jurze – ogarniając także odcinek pomorski. Istotna zmiana nastąpiła z początkiem jury środkowej, kiedy to ośrodki najintensywniejszej depozycji usytuowały się w skrajnie południowo-wschodniej części bruzdy, by dopiero w batonic przesunąć się wzdłuż niej ku NW. Podobny proces powtórzył się w oksfordzie i kimerydzie, gdy oś maksymalnej akumulacji była wyraźnie otwarta ku S i SE, z jednoczesnym jej skreśleniem na kierunek bardziej południkowy i przesunięciem ku SW względem dotychczasaso-

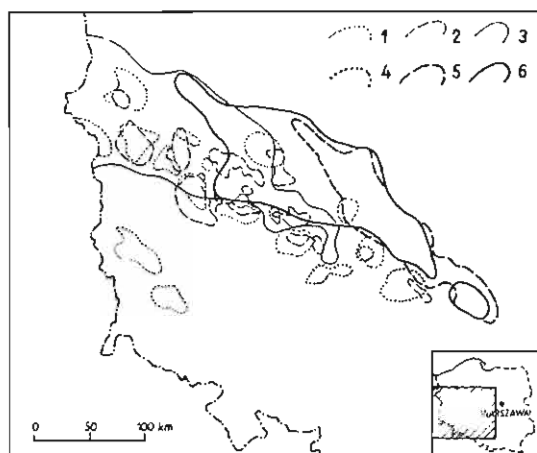


Fig. 4. Wypiętrzenia śródbasenowe na SW od bruzdy środkowopolskiej
Intrabasinal highs SW of Mid-Polish Trough

1 – sakson; 2 – późny perm – cykl PZI (1, 2 – garb wolsztyński i łużycki); 3 – późn; seytyk (wyniesienie szczecińsko-kaliskie); 4 – późny karnik (garb Ostrowia); 5 – hettang – wczesny sinemur (garb wielkopolski); 6 – wczesny bajos (wyniesienie szczecińsko-piotrkowskie)

1 – Saxonian; 2 – Late Permian – PZI Cycle (1, 2 – Wolsztyn and Łużyce Ridges); 3 – Late Scythian (Szczecin – Kalisz Uplift); 4 – Late Carnian (Ostrow Ridge); 5 – Hettangian – Early Sinemurian (Wielkopolska Ridge); 6 – Early Bajocian (Szczecin – Piotrków Uplift)

wego przebiegu bruzdy. Wróciła ona do poprzedniego położenia w portlandzie i pozostała tam przez wczesną kredę (fig. 3A), przy czym na jej początku centrum depozycji znajdowało się na pograniczu segmentu pomorskiego i kujawskiego, by z biegiem czasu przesunąć się do segmentu kujawskiego. Rekonstrukcje wczesnej kredy mogą być jednak obciążone błędem ze względu na silny stopień zdercia osadów. Z kolei w późnej kredzie, przede wszystkim od santonu, akumulacja w bruzdzie może być już zakłócona procesami inwersji wału środkowopolskiego. Wydaje się jednak, że centra depozycji, podobnie jak poprzednio, przesuwały się z SE ku NW. Jeśli w tym przypadku były one miarą kompensacji dźwignienia się wału, to dźwignienie to następowało sukcesywnie z SE ku NW, o czym świadczy nasilający się również z tego kierunku transport klastyków.

Pośród śródbasenowych elementów wypiętrzonych najbardziej interesujące są te, które są nałożone na górotwór hercyński (fig. 4). Szczególnie w permie widoczne są łukowate elementy morfologiczne, wypiętrzone i obniżone, związane najprawdopodobniej z jednostkami morfotektonicznymi tego górotworu. W saksonie były to przede wszystkim dwa równoległe ciągi wypiętrzeń, nie objętych sedimentacją (garb wolsztyński), ale także bruzda śląska oraz kulisowo ułożone wypiętrzenia garbu łużyckiego i obniżenia bruzdy łużyckiej (J. Pokorski, 1988, fig. 6). Wszystkie te elementy, choć już przykryte wodami zbiornika, ujawniły się jeszcze w fałdach i miąższościach najstarszego cechsztynu i stopniowo zanikły – najpierw łuk północny – w młodszych jego cyklach (R. Wagner, 1988). Trudno obecnie zdecydować czy są one odbiciem antyklinorialnych lub synklinorialnych jednostek orogenu, choć występowanie prekarbońskich skał w jądrze wewnętrznego łuku garbu wolsztyńskiego i związek garbu łużyckiego z późniejszym blokiem przedsudeckim mogą pomóc tę sprawę rozstrzygnąć.

Układ morfologiczny, polegający na obecności wypiętrzeń przylegających od

SW do bruzdy środkowopolskiej i obniżeń na ich zapleczu, był wyjątkowo trwały (fig. 4). Ujawniały się one pod różnymi nazwami, z różnymi rozmiarami i kształtami, prawie przez cały mezozoik. Zarodkiem ich był garb wolsztyński i bruzda śląska. Już w scytyku, szczególnie późnym, garb wolsztyński, rozbudowany ku północy, uwidocznił się w rozkładzie miąższości i facji jako wyniesienie szczecińsko-kaliskie (A. Szyperko-Teller, W. Moryc, 1988). W anizyku i ładynie był on słabiej widoczny (elewacja Drezdenka – I. Gajewska, 1988a), choć obrzeżająca go od południa bruzda zielonogórska, podkreślona wcześniej sedymentacją soli retu, jest dawną, odziedziczoną i nieco poszerzoną bruzdą śląską permu. W późnym triasie, podobnie jak w rozkładzie centrów depozycji, obraz był zamazany. Element równoleżnikowy, relatywnie obniżony (zatoka jarocińska, później bruzda ślubicko-lódzka – I. Gajewska, 1988b; Z. Deczkowski, M. Franczyk, 1988a), tnie diagonalnie dawne pasmo garbu wolsztyńskiego i podkreślony jest sedymentacją soli wczesnego karniku. Na południe od niego, ograniczony z przeciwnej strony efemerycznym obniżeniem oleśnickim, rozwinął się garb Ostrowia, uwydatniony przede wszystkim erozyjną luką przednorycką (fig. 4). Obydwa te elementy są wykształcone w obszarze, w którym w podłożu występuje charakterystyczny ostry skręt eksternidów hercyńskich, przejście gałęzi przedsudeckiej w gałąź morawską.

Z końcem triasu wypiętrzenie, ograniczające bezpośrednio bruzdę środkowopolską (fig. 4), pojawiło się dalej ku wschodowi, przy jej odcinku kujawskim (garb wielkopolski – R. Dadlez, M. Franczyk, 1976; Z. Deczkowski, M. Franczyk, 1988b). W jurze wczesnej i środkowej rozbudowało się ono ku NW, wchłaniając na koniec obszary dawnego garbu wolsztyńskiego, jako wyniesienie szczecińsko-piotrkowskie (K. Dayczak-Calikowska, W. Moryc, 1988). Funkcjonowało ono jako obszar lądowy niemal do końca bajosu, ale widoczne było w rozkładzie miąższości także później. Po okresie względnego uproszczenia konfiguracji basenu, przypadającego na późną jurę i wczesną kredę, ostatnie ślady rozpatrywanego wypiętrzenia napotykamy jeszcze w postaci garbu Zielonej Góry w starszej późnej kredzie (M. Jaskowiak-Schoeneichowa, A. Krassowska, 1988).

Zależność konfiguracji zbiornika od podłoża widać także na południowych brzegach zbiornika. Można to zilustrować mapami, obrazującymi kolejne fazy ekspansji wczesno-środkowotriasowej i środkowo-późnojurskiej (fig. 5). W Sudetach, podobnie jak w saksonie, także i w triasie (fig. 5A), blok sowiogórski i obszary przyległe do niego od wschodu zachowywały się sztywniej niż obszar karkonosko-izersko-kaczawski. Dalej ku wschodowi obszar GZW utrzymywał tendencje depresyjne, natomiast najpóźniej objęte sedymentacją i najwcześniej opuszczone przez morze były północne obszary pasma krakowidów, połączone swego rodzaju rygłem w poprzek eksternidów hercyńskich z zachodnimi Sudetami. W czasie transgresji środkowojurskiej (fig. 5B) najbardziej odporne na zalanie były z kolei południowe obszary krakowidów. Dalej ku wschodowi w tym czasie widać stopniowe zagarnianie przez morze Lubelszczyzny, przy czym obszary najdłużej wypiętrzone są związane w podłożu raczej z depresyjną strefą rowu lubelskiego aniżeli z blokowo dźwigniętym wypiętrzeniem radomsko-kraśnickim. Te dwa elementy w podłożu tworzyły razem aż do późnej środkowej jury wysuniętą ku NW ostrogę ładu ukraińskiego. Jej południowo-zachodnie obrzeżenie stanowił system uskoków Ursynowa – Kazimierza Dln., zaś obrzeżenie północno-zachodnie w okresach kontrakcji basenu – uskok Grójca, a w okresach ekspansji – system uskoków ograniczających zrab Łukowa.

Na pozostałym obszarze platformy prekambryjskiej zależność od podłoża widać najwyraźniej w najwcześniejszych okresach. Sedymentacja permska rozwijała się wzdłuż depresyjnych jednostek starszych: syneklizy bałtyckiej i zapadliska

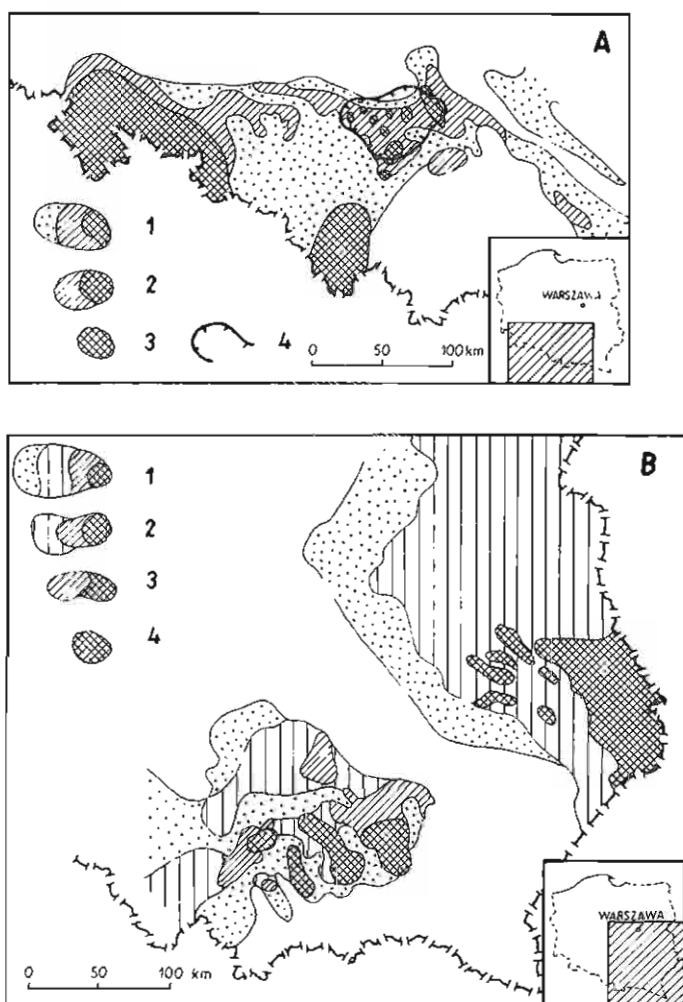


Fig. 5. Ekspansja basenu ku południowi

Expansion of the basin to the south

A - we wczesnym i środkowym triasie; obszary erodowane podczas: 1 - wczesnego scytyku, 2 - późnego scytyku, 3 - wczesnego anizyku, 4 - ladinu; B - w późnej jurze środkowej; obszary erodowane podczas: 1 - późnego bajosu, 2 - najmłodszego bajosu-wczesnego batonu, 3 - środkowego i późnego batonu, 4 - keloweju

A - in the Early-Middle Triassic; eroded areas during: 1 - Early Scythian, 2 - Late Scythian, 3 - Early Anisian, 4 - Ladinian; B - in the late Middle Jurassic; eroded areas during: 1 - Late Bajocian, 2 - latest Bajocian-Early Bathonian, 3 - Middle and Late Bathonian, 4 - Callovian

podlaskiego. Wzdłuż krawędzi platformy na Pomorzu obserwuje się wyraźne uzależnienie zarysu brzegów basenu od blokowej budowy podłoża, zbudowanego z różnych skał starszego paleozoiku, dewonu i karbonu (R. Wagner, 1988). Później relacje te uległy zatarceniu, a nawet odwróceniu: synekliza bałtycka wykazywała tendencje dźwigające, wypiętrzenie mazurskie - obniżające. Osie zatok basenu, rozwijających się na platformie, przypadały raczej na perykline wypiętrzenia mazurskiego lub na strefę jego kontaktu z syneklizą bałtycką, wyjątkowo tylko

(jak w kimerydzie, santonie i kampanie) lokując się wzdłuż syneklizy. Zapadlisko podlaskie, jako odrębna jednostka depresyjna, już od środkowego triasu przestało oddziaływać na konfigurację basenów.

A k u m u l a c j a o s a d ó w. Tempo akumulacji osadów, wyliczone dla centrów najintensywniejszej depozycji w bruzdzie środkowopolskiej, było niemal z reguły silniejsze w odcinku kujawskim bruzdy niż w pomorskim (fig. 7). Tylko w saksonie, późnym scytyku i keloweju było ono na Kujawach słabsze, a w kilku innych epizodach – takie samo jak na Pomorzu.

Z upływem czasu tempo akumulacji ogólnie spada. W pierwszej fazie rozwojowej do karniku włącznie, było ono zróżnicowane i znaczne (ponad 100 m/Ma), osiągając maksima w cyklu PZ2 cechsztynu (ponad 500 m/Ma) i późnym scytyku (640 m/Ma); tylko w anizyku i środkowym karniku uległo ono chwilowemu osłabieniu do 50–60 m/Ma. W drugiej fazie rozwojowej, do najmłodszego bajosu, szybkość sedymentacji była umiarkowana i zmienna (50–150 m/Ma). Potem nastąpiła faza trzecia – zwolnienia akumulacji w batonie i keloweju, gdy nie przekraczała ona 25 m/Ma. Faza czwarta, charakteryzująca się ponownym wzmoczeniem i zróżnicowaniem szybkości sedymentacji (50–120 m/Ma), trwała od oksfordu do wczesnego walanżynu włącznie. Piąta faza, od późnego walanżynu po cenoman, przyniosła znowu zwolnienie tempa sedymentacji do 10–40 m/Ma. Wreszcie w fazie szóstej zaznaczyło się jeszcze raz jego wzmoczenie do 50–115 m/Ma.

Największe kontrasty w tempie akumulacji osadów między bruzdą środkowopolską a jej obrzeżeniem występowały oczywiście w tych okresach, gdy sedymentacja była ograniczona głównie do samej bruzdy, a więc np. w aalenie i beriasie. Ostre kontrasty rejestrowane są także w saksonie, późnym scytyku, najstarszej jurze i późnym bajosie, kiedy do miąższość osadów w bruzdzie jest o rząd wielkości większa niż poza nią.

M e g a f a c j e, t r a n s p o r t m a t e r i a ł u k l a s t y c z n e g o. Pierwsze okresy permo-mezozoiku (fig. 7), do noryku włącznie (58 Ma), były zdecydowanie zdominowane przez sedymentację czerwonych klastyków (*red beds*). W pobliżu źródeł materiału skały te są grubiej ziarniste, w większym od nich oddaleniu i w centrach depozycji – ilaste i często z dużym udziałem siarczanów wapnia. Początkowo przeważał transport klastyków z południa, zwrot nastąpił po wczesnym scytyku (A. Szyperko-Teller, W. Moryc, 1988); od tego czasu do końca lądynu dominowały północne kierunki (I. Gajewska, 1988a). Później, w kurczącym się stopniowo basenie, sytuacja pod tym względem nie jest klarowna. Większa koncentracja ewaporatów (siarczanów, rzadziej soli) występowała, przynajmniej na niektórych obszarach, we wczesnym i najmłodszym anizyku, wczesnym karniku i najwcześniejszym noryku oraz przede wszystkim, i na całym obszarze, w cechsztynie. Ten okres wywarł znaczne piętno na paleogeografii basenu i – wskutek tektoniki solnej – także na jego późniejszych losach. Był to jednak epizod krótki (5–6 Ma), podobnie jak krótka była transgresja morska z południa (anizyk – wczesny lądyn) – wywołana nią sedymentacja wapienna w otwartym zbiorniku trwała nie dłużej niż 4–5 Ma. W sumie środowisko sedymentacji w tym etapie rozwojowym było zmienne. Oznaczmy główne megafacje następująco: A – klastyki warstw czerwonych, B – ewaporaty i węglany zbiornika izolowanego, C – klastyki paraliczno-śródlądowe, D – klastyki morskie i E – węglany otwartego zbiornika. Wówczas okaże się, że następstwo facji w najpełniejszych profilach wyraża się w rozpatrywanym czasie formułą: ABABEBECABCA.

Zmiana charakteru osadów na granicy noryku i retyku wiązana jest powszechnie ze zmianą klimatu z suchego i ciepłego na wilgotniejszy i nieco chłodniejszy. Od tego czasu, przez około 27 Ma, sedymentacja – nadal klastyczna – odbywała

się w środowisku śródlądowo-paralicznym, z epizodycznymi ingresjami morskimi, wnikającymi z zachodu. Kierunek dopływu materiału klastycznego był w tym czasie zmienny, w retyku głównie północny, w najstarszej jurze – południowy, w pliensbachu i toarsie – ponownie północny. Rytmiczna sedymentacja w środowiskach mało urozmaiconych, lecz o dużej zmienności w czasie, wyraża się formułą: CDCDCDC.

Przez dalsze 25 Ma niemal do końca jury środkowej trwała nadal sedymentacja klastyczna, ale już w środowisku morza otwartego. Transport klastyków, na samym początku południowy, we wczesnym bajosie względnie wyrównany, w batonie odwrócił się na północny (K. Dayczak-Calikowska, W. Moryc, 1988) i taki pozostał do końca jury. Także z końcem batonu pojawiła się na południowo-wschodnich krańcach facja wapienna (K. Dayczak-Calikowska, W. Moryc, 1988), która z biegiem czasu migrowała ku centrum basenu. Okres dominacji osadów wapienno-marglistych trwał przez kolejne 26 Ma, a jego zwieńczeniem był krótkotrwały epizod ewaporatowy w późnym wołgu. Zmienność głównych środowisk w tym etapie jest niewielka, wyraża się następstwem: DEB.

Sedymentacja z udziałem węglanów przetrwała na południowo-wschodnich krańcach zbiornika jeszcze do hoterywu, podczas gdy na jego pozostałym obszarze nastąpił powrót do akumulacji morskich i paralicznych serii klastycznych, która ciągnęła się przez następne 31 Ma. Dopływ materiału klastycznego był wówczas raczej wielostronny. W późnym albie-cenomanie doszło do ponownego i już ostatniego nawrotu do sedymentacji marglisto-wapiennej i wapienno-krzemionkowej przez kolejne 34 Ma. Transport klastyków odbywał się w tym czasie na ogół równomiernie z obu kierunków, z przewagą kierunku północnego, szczególnie pod koniec kredy. Formuła zmienności środowisk jest najprostsza: DE.

W sumie transport materiału klastycznego z północy przeważał przez niemal połowę analizowanego czasu, z południa zaś – przez mniej niż 1/4. W pozostałych okresach był on dwukierunkowy.

Diastrofizm lokalny. Na tle pulsacji zbiornika i przekształceń wypiętrzeń śródbasenowych o regionalnym charakterze rozwijał się bardziej lokalny diastrofizm, przejawiający się głównie ruchami dźwigającymi antyklin solnych i obniżającymi – rowów synsedymentacyjnych. Obydwa te procesy rozpoczęły się mniej więcej w tym samym czasie. Pierwsze dopływy soli w kierunku rozdających się antyklin solnych na Kujawach rejestrowane są w wąskiej strefie gwałtownego wzrostu miąższości ladynu i wczesnego karniku (I. Gajewska, 1988a). Nieco później, ale jeszcze w karniku, powstają pierwsze założenia rowów lub półrowów synsedymentacyjnych, akcentowanych przez lokalne wzrosty miąższości w wąskich (kilka kilometrów) i długich (dziesiątki, a nawet setki kilometrów) strefach ograniczonych uskokiemi (I. Gajewska, 1988b).

Od tego momentu aktywność antyklin solnych i rowów synsedymentacyjnych zaznaczała się, jak się zdaje, przez cały czas, przeżywając okresy intensyfikacji i osłabienia. Te pierwsze były równoczesne z etapami kontrakcji basenu, a więc przypadały na późny toars – wczesną jurę środkową, najmłodszą jurę i starszą wczesną kredę oraz młodszą późną kredę. Te drugie odpowiadały okresom ekspansji, a więc przypadały na wczesny toars, baton – oksford i alb – turon. Dźwiganie antyklin solnych, rozpoczęte wzdłuż osi bruzdy środkowopolskiej w strefach szczególnie predysponowanych przez tektonikę uskokiową, rozszerzało się z biegiem czasu ekscentrycznie na wszystkie strony od tej strefy (R. Dadlez, S. Marek, 1969). Równocześnie z uaktywnianiem antyklin peryferycznych trwało nadal wypiętrzenie w strefie osiowej. Dlatego też w tej strefie doszło do uformowania słupów i wysadów solnych, przebijających się przez mezozoiczny nadkład, zaś w strefach

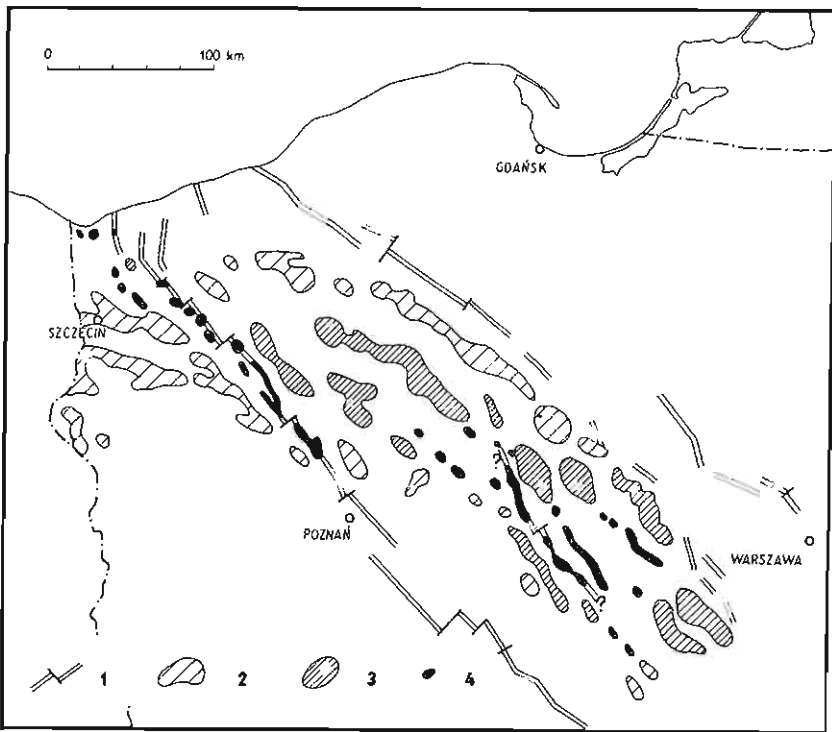


Fig. 6. Permsko-mezozoiczny diastrofizm lokalny
Permian-Mesozoic local diastrophism

1 – rowy synsedymantacyjne; 2 – antykliny solne (poduszki solne) czynne prawdopodobnie od jury lub kredy; 3 – jak wyżej, czynne od późnego triasu; 4 – wysady solne, czynne od późnego triasu
1 – synsedimentary graben; 2 – salt anticlines (salt pillows) active probably since the Jurassic or Cretaceous; 3 – as above active since the Late Triassic; 4 – salt diapirs, active since the Late Triassic

peryferycznych rozwój antyklin solnych zatrzymał się na stadium poduszek solnych (fig. 6).

Rowy synsedymantacyjne utworzyły system obrzeżający bruzdę środkowopolską. W niektórych z nich, bardziej zewnętrznych, rejestruje się aktywność dopiero we wczesnej kredzie. Niektóre z rowów były wykorzystywane przez tektonikę solną (fig. 6).

W sumie opisywany diastrofizm był w przestrzeni skoncentrowany na niewielkich obszarach, w czasie zaś rozciągnięty na dłuższe okresy, a nie przejawiający się w krótkotrwałych fazach. W połączeniu z bardziej regionalnymi ruchami śródbasenowych wypiętrzeń ujawnił się on we wspomnianych zmianach miąższości, a także w powszechnych lukach erozyjnych o różnym zasięgu czasowym, przypadających na pogranicze triasu i jury, jury dolnej i środkowej oraz jury i kredy. Inny wymiar miały procesy inwersyjne w najmłodszej kredzie – najstarszym trzeciorzędzie, które przesądziły o zakończeniu permsko-mezozoicznego etapu rozwojowego polskich basenów epikontynentalnych.

KORELACJE I WNIOSKI

Naturalną inklinacją badacza jest poszukiwanie prawidłowości rozwoju zbiorników sedymentacyjnych, dążność do uporządkowania ich cech i wyróżnienia poszczególnych stadiów ich rozwoju. Jednak korelacja trendów ewolucyjnych zbiornika z punktu widzenia różnorodnych, rozpatrzonych wyżej, jego właściwości nie jest prosta. Zmiany poszczególnych cech przeważnie nie były raptowne, nie zachodziły też równocześnie ze zmianami cech innych. Inaczej zatem wygląda stadialność rozwoju basenów, oparta na pulsach trans- i regresywnych, inaczej zaś – na tempie akumulacji osadów, na fałdach, czy na kierunkach transportu klastyków.

O niektórych problemach korelacji zjawisk, np. transgresja – ekspansja, wspominałem już tu wcześniej. Rozważmy parę innych przykładów.

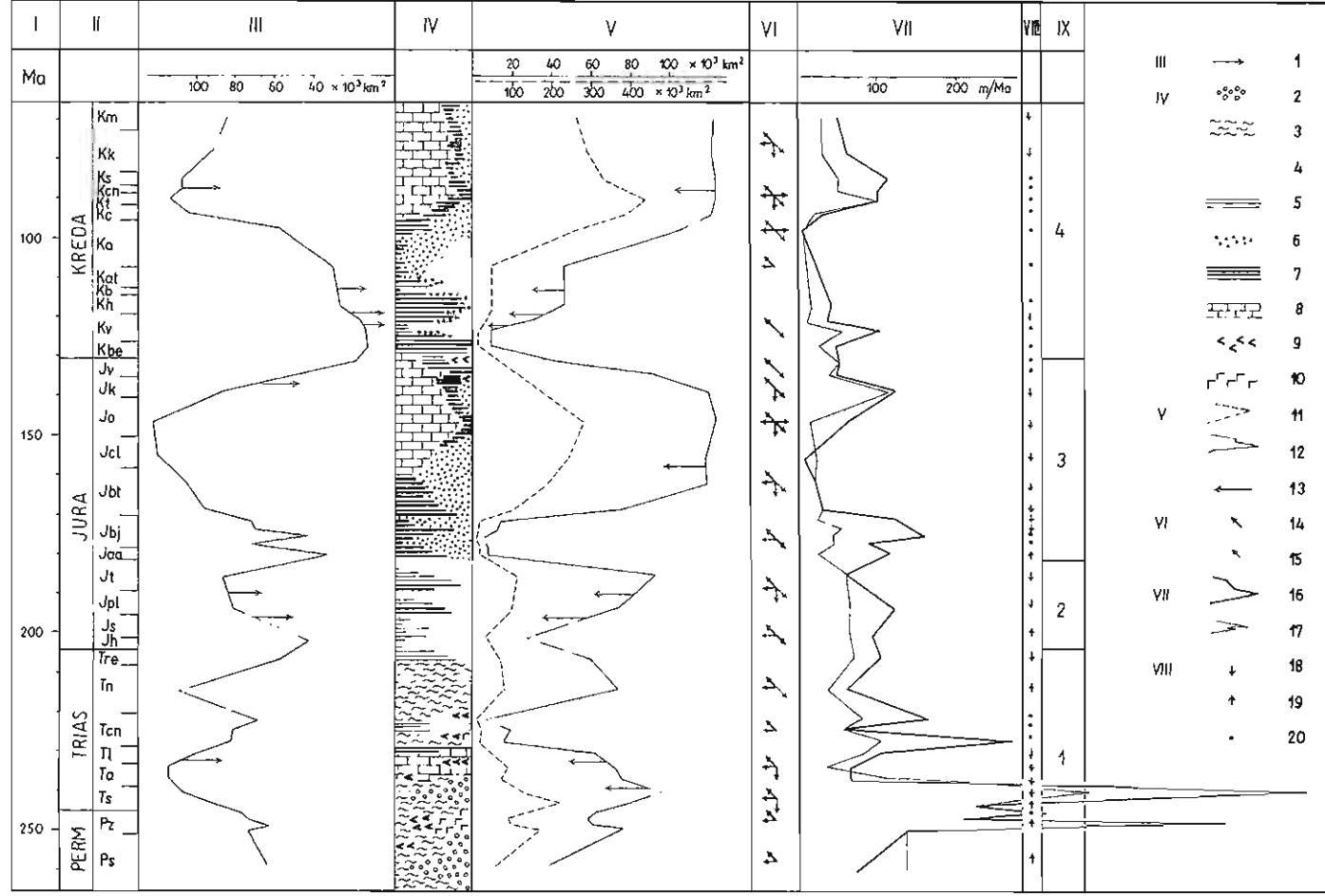
Istnieje dobra korelacja między fazami ekspansji basenu a otwieraniem dróg komunikacji z basenami sąsiednimi. Droga wschodnia była czynna tylko w okresach maksymalnego natężenia dwóch wielkich transgresji eustatycznych (późnojurajskiej i późnokredowej). Droga południowa podobnie, tyle że wcześniej była forsowana przez owe transgresje i później zamykana, a ponadto była otwarta także w czasie słabszych eustatycznych transgresji środkowego triasu i (?) toarsu. W sumie świadczy to, że owe drogi były trwałymi elementami depresyjnymi, a ich funkcjonowanie zależało od poziomu wód oceanu światowego a nie od lokalnych ruchów diastroficznych.

Istnieje także wyraźna korelacja między rozwojem sedymentacji węglanowej a otwarciem szerokich dróg połączeń z oceanami południowymi. Facje węglanowe otwartego morza w czasie transgresji środkowotriasowej ogarniały sukcesywnie zbiornik od południa ku północy, ale do północnych jego obrzeży nie dotarły. W czasie transgresji późnej jury środkowej pojawiły się one najwcześniej na południowych płycznach w późnym batonie, zagarniając stopniowo coraz większe obszary w kelowej i oksfordzie. Pozostawały one też najdłużej na południu, nawet w regresywnym etapie wczesnej kredy.

Nie widać natomiast jasnej zależności między kierunkami transportu klastyków a pulsami ekspansji i kontrakcji zbiornika. Wprawdzie w czasie największych transgresji eustatycznych przeważały kierunki północne, ale to samo działo się w okresach kontrakcji, a w niektórych okresach ekspansywnych większą rolę odgrywały kierunki południowe.

Nie ma także jednoznacznego związku między tempem akumulacji osadów w bruździe środkowopolskiej a stopniem ekspansji zbiornika oraz transgresjami i regresjami. Bywają przypadki, jak w scytyku, gdy ekspansji zbiornika towarzyszyła wzmózona sedymentacja. Bywają i takie, że wzmózona sedymentacja panowała w czasie, gdy zbiornik był zwężony (wczesny karnik). I odwrotnie, bywają okresy zahamowania akumulacji zarówno przy skurczonym zbiorniku (środkowy karnik), jak i w czasie jego ekspansji (anizyk). W czasie dwóch wielkich transgresji eustatycznych ta ostatnia relacja jest najbardziej uporządkowana. Inicjalnym fazom szybkiej ekspansji basenu (odpowiednio: baton – kelowej i alb – cenoman) towarzyszyły zahamowania szybkości akumulacji. Bezpośrednio wcześniej, w wąskiej jeszcze ale już opanowanej przez morze bruździe, tempo gromadzenia osadów było szybsze (odpowiednio: aalen – bajos i berias – walanżyn), podobnie jak bezpośrednio później, czyli w fazach maksymalnej transgresji i początków regresji (odpowiednio: oksford – kimeryd i turon – santon).

Rozpatrywane cechy basenów są efektem oddziaływania zarówno litosfery



ziemskiej (diastrofizm), jak i jej hydrosfery (eustazja) i atmosfery (klimat). Oddziaływania te mogą być ze sobą powiązane (np. wpływ ruchów litosfery na eustazję, wpływ eustazji na klimat i odwrotnie), mogą też być niezależne. Stąd też trudności korelacyjne. Natura, poddawana tym różnym czynnikom sprawczym o wzajemnie krzyżujących się wpływach, niełatwo poddaje się wrodzonej tylko człowiekowi skłonności do porządkowania i klasyfikacji. Próbuując jednak sprostać tej skłonności, można zaproponować następujący wariant stadialności i rozwoju polskich basenów epikontynentalnych w permu-mezozoiku. Oparty on jest na podobnej zasadzie, jak schemat S. Marka (1988a), wyróżniania pulsów poszerzania i zwężania zbiornika. Jest jednak inny, ponieważ uwzględnia także inne jego właściwości, przede wszystkim dominujące megafacje i przejawy diastrofizmu, jako cezury dzielące poszczególne etapy. Odwołuje się również do tendencji ewolucyjnych całego basenu środkowoeuropejskiego i do zdarzeń w sąsiednich basenach oceanicznych: Atlantyku (W.C. III Pitman, M. Talwani, 1972; P.R. Vogt, 1973; D.G. Roberts, 1975; K. Burke, 1976; L. Montadert i in., 1977; O. de Charpal i in., 1978) i Tetydy (J.F. Dewey i in., 1973; J. Laubscher, D. Bernouilli, 1977; I. Argiriadis i in., 1980; P. Faupl i in., 1980; J. Dercourt i in., 1986; L.A. Savostin i in., 1986).

Wydzielone etapy rozwojowe zgodne są z okresami i epokami skali geochronologicznej, co może się wydawać niezbyt odkrywcze, ale czemu nie należy się dziwić, bo w końcu zrzęby stratygrafii mezozoiku – opartej na zespołach skalnych, utworzonych w określonych środowiskach – powstały właśnie w basenie środkowej Europy. Charakterystykę etapów można hasłowo ująć, jak następuje.

Etap I (perm – trias, 62 Ma). Okres istnienia superkontynentu Pangei. Klimat suchy i gorący. Sedymentacja urozmaicona; ale z wyraźną dominacją warstw czerwonych. Dwie krótkotrwałe transgresje morskie: pierwsza, dwufazowa, z zachodu, morze o ograniczonej cyrkulacji z akumulacją ewaporatów; druga, również dwufazowa, z południa, morze otwarte z akumulacją węglanową. Kilka innych epizodów sedymentacji ewaporatowej. Komunikacja zbiornika swobodna, głównie z zachodem, okresowo z południem. Położenie bruzdy środkowopolskiej nieustabilizowane. Znaczny wpływ jednostek morfotektonicznych podłoża na wewnętrzną konfigurację basenu. Akumulacja osadów w bruzdzie zmienna: początkowo intensywna, potem umiarkowana. Transport klastyków początkowo z południa, później z północy. Schyłkowa faza etapu charakteryzuje się wzmocnieniem diastrofizmu, wyrażonego założeniem pierwszych antyklin solnych i rowów

Fig. 7. Korelacja cech basenu

Correlation of the basinal features

I – skala czasu; II – systemy i piętra stratygraficzne; III – powierzchnia basenu na SW od bruzdy środkowopolskiej; 1 – krótkotrwałe regresje; IV – środowiska sedymentacyjne; 2 – warstwy czerwone (zlepiące i piaskowce); 3 – warstwy czerwone (ilowce); 4 – piaskowce śródlądowe i paraliczne; 5 – ilowce śródlądowe i paraliczne; 6 – piaskowce morskie; 7 – ilowce morskie; 8 – węglany morskie; 9 – anhydryty; 10 – sole; V – powierzchnia basenu na NE od bruzdy środkowopolskiej; 11 – w ogólności; 12 – na terenie Polski; 13 – krótkotrwałe regresje; VI – połączenia międzybasenowe; 14 – swobodne; 15 – utrudnione; VII – maksymalne szybkości sedymentacji w bruzdzie środkowopolskiej; 16 – w odcinku kujawskim; 17 – w odcinku pomorskim; VIII – transport materiału klastycznego; 18 – z północy; 19 – z południa; 20 – z obu kierunków; IX – stadia rozwoju

I – time scale; II – stratigraphic systems and stages; III – basinal area SW of Mid-Polish Trough; 1 – short-lived regressions; IV – sedimentary environments; 2 – red-beds (conglomerates and sands); 3 – red-beds (mudstones and shales); 4 – continental and paralic sands; 5 – continental and paralic shales; 6 – marine sands; 7 – marine shales; 8 – marine carbonates; 9 – anhydrites; 10 – rock salts; V – basinal area NE of Mid-Polish Trough; 11 – in general; 12 – within territories of Poland; 13 – short-lived regressions; VI – interbasinal connections; 14 – free; 15 – restricted; VII – maximum sedimentation rates in Mid-Polish Trough; 16 – in the Kuavian (SE) segment; 17 – in the Pomeranian (NW) segment; VIII – transport of clastics; 18 – from the north; 19 – from the south; 20 – from both directions; IX – development stages

synsedymencyjnych Jest on związany ze wzmagającą się tensją tuż przed ostatecznym rozpadem superkontynentu.

Etap II (wczesna jura, 23 Ma). Początek rozpadu Pangei, powstanie skorupy oceanicznej w środkowym Atlantyku. Pęknięcie skorupy kontynentalnej na zachodnim obrzeżeniu Tetydy, tworzenie się małych basenów oceanicznych. Zmiana klimatu na chłodniejszy i wilgotniejszy. Wskutek stopniowego wzrostu poziomu wód oceanicznych wzmógł się ekspansja mórz epikontynentalnych. Nawiązanie komunikacji między Morzem Arktycznym a Tetydą przez zachodnią część basenu środkowoeuropejskiego (P.A. Ziegler, 1982) – panuje tu morze otwarte z sedymentacją ilastą i węglanową. Do części wschodniej – basenu polskiego – dociera kilka transgresji, oprócz tego dominuje sedymentacja klastyczna, śródlądowo-paraliczna. Komunikacja z zachodem swobodna, otwarcie południowo-wschodniej drogi połączeń. Bruzda środkowopolska ustabilizowana, garby wewnątrzbasenowe przysunięte w jej pobliżu. Umiarkowana szybkość gromadzenia osadów. Transport klastyków zmienny. Koniec etapu zaznaczony zmniejszeniem obszaru sedymentacji do strefy bruzdy i wzmoczeniem lokalnego diastrofizmu.

Etap III (środkowa i późna jura, 51 Ma). Dalsze rozwieranie środkowego Atlantyku, możliwa relokacja ryftu i przyśpieszenie szybkości rozrostu dna (R.E. Sheridan, 1983). Wzmoczone ryftowanie na miejscu północnego Atlantyku oraz kopułowate dźwignięcia i wulkanizm (F. Howitt i in., 1975) na miejscu Morza Północnego powodują zasadniczą przebudowę zachodniej części zbiornika środkowoeuropejskiego (P.A. Ziegler, 1982): polaryzację ryftów, odcięcie basenu duńskiego od niemieckiego i jego częściowe wysłodzenie. W Tetydzie dalsze rozwieranie małych basenów oceanicznych, położonych coraz bliżej naszego obszaru (m.in. w Karpatach zewnętrznych – K. Birkenmajer, 1986). Otwarte połączenie oceaniczne między środkowym Atlantykiem a wschodnią Tetydą ułatwia swobodną cyrkulację wód. Zwrot ku klimatowi ciepłemu i wilgotnemu. Zespół tych zmian przynosi wyraźneciążenie basenu polskiego ku Tetydzie. Rozwój jego ma w tym czasie charakter dwustadialny. W pierwszym stadium transgresja wkracza od SE do bruzdy, w drugim – od późnego batonu – gwałtownie rozszerza się na zewnątrz przy równoczesnym szerokim otwarciu ku południowi. Bruzda ustabilizowana, w drugim stadium skręcona ku południowi. Sedymentacja morska, w pierwszym stadium klastyczna, w drugim węglanowa, ku końcowi z udziałem ewaporatów. Komunikacja międzybasenowa początkowo tylko wzdłuż osi bruzdy, potem swobodna we wszystkich kierunkach, pod koniec zbiornik izolowany. Akumulacja osadów początkowo umiarkowana, w fazie maksymalnego postępu transgresji osłabiona, po czym znowu umiarkowana. Transport klastyków przeważnie z północy. Pod koniec etapu zmniejszenie basenu do strefy bruzdy i lokalny diastrofizm.

Etap IV (kreda, 65 Ma). Rozwarcie południowej części północnego Atlantyku, wyodrębnienie mikroptyty iberyjskiej i plateau Rockall. Po początkowym zwolnieniu ponowne przyśpieszenie szybkości rozrostu dna oceanicznego (J.D. Hays, W.C. Pitman III, 1973). W zachodniej Tetydzie zasadniczy zwrot ruchów płyt, zaczynają się procesy zamykania przestrzeni oceanicznych, subdukcja, później zaś – inicjalne kolizje na granicy mikroptyty apulijskiej z Eurazją (m.in. Karpaty wewnętrzne). Przebieg zdarzeń w basenie polskim bardzo podobny do historii etapu III, choć bardziej poddany wpływowi z zachodu, dwustadialny. W pierwszym stadium transgresja wnika do bruzdy od SE, szybkie uzyskanie łączności ku NW. W stadium drugim od późnego albu gwałtowna ekspansja poza bruzdę, swobodna komunikacja we wszystkich kierunkach. Sedymentacja morska w pierwszym stadium klastyczna, w drugim – węglanowa i węglanowo-krzemionkowa.

Akumulacja osadów jak w etapie III, ze zwolnieniem w czasie maksimum transgresji. Dopływ materiału klastycznego z różnych kierunków lub przeważnie z kierunku północnego. Bruzda środkowopolska ustabilizowana. Pod koniec etapu stopniowa inwersja bruzdy i wzmożony diastrofizm lokalny.

Zakład Stratygrafii, Tektoniki
i Paleogeografii
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 13 września 1988 r.

PIŚMIENNICTWO

- AGER D.V. (1981) – Major marine cycles in the Mesozoic. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 138, p. 159–166. Pt. 2.
- ARGYRIADIS I., DE GRACIANSKY P., MARCOUX J., RICOU L.–E. (1980) – The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia–Africa. *Mem. B.R.G.M.*, 115, p. 199–214.
- BIRKENMAJER K. (1986) – Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. *Prz. Geol.*, 34, p. 293–304, nr 6.
- BURKE K. (1976) – Development of graben associated with initial ruptures of the Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 36, p. 93–112, nr 1–3.
- DE CHARPAL O., GUENNOC P., MONTADERT L., ROBERTS D.G. (1978) – Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, 275, p. 706–711, nr 5682.
- DADLEZ R. (1987) – Ewolucja basenów fanerozoicznych wzdłuż strefy Teisseyrc'a-Tornquista. *Kwart. Geol.*, 31, p. 263–278, nr 2/3.
- DADLEZ R., MAREK S. (1969) – Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 13, p. 543–565, nr 3.
- DADLEZ R., FRANCIK M. (1976) – Znaczenie paleogeograficzne i paleotektoniczne garbu wielkopolskiego w czasie jury dolnej. *Biul. Inst. Geol.*, 295, p. 27–55.
- *DAYCZAK-CALIKOWSKA K., MORYC W. (1988) – Rozwój basenu sedimentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, 32, p. 117–136, nr 1.
- *DECZKOWSKI Z., FRANCIK M. (1988a) – Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika noryku i retyku na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, 32, p. 93–104, nr 1.
- *DECZKOWSKI Z., FRANCIK M. (1988b) – Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32, p. 105–116, nr 1.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.–E. et al. (1986) – Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, p. 241–315, nr 1–4.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C. III, RYAN W.B.F., BONNIN J. (1973) – Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 3137–3180, nr 10.
- VAN EYSINGA F.W.B. ed. (1978) – Geological time table, III ed.
- FAUPL P., FRANK W., FRISCH W. (1980) – Phases of the evolution of the Eastern Alps. *Mem. B.R.G.M.*, 115, p. 297–300.
- *GAJEWSKA I. (1988a) – Paleomiąższość i litofacje wapienia muszlowego i kajpru dolnego oraz paleotektonika triasu środkowego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, 32, p. 73–82, nr 1.
- *GAJEWSKA I. (1988b) – Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika kajpru górnego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, 32, p. 83–92, nr 1.
- HALLAM A. (1981) – A revised sea-level curve for the Early Jurassic. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 138, p. 735–743. Pt. 6.

- HALLAM A. (1984) – Pre-Quaternary sea-level changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sc.*, 12, p. 205–243.
- HANCOCK J.M., KAUFFMAN E.G. (1979) – The great transgressions of the Late Cretaceous. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 136, p. 175–186, Pt. 2.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICTON C.A.G., SMITH A.G., WALTERS R. (1982) – A geological time scale. *Cambr. Univ. Press.*
- HAYS J.D., PITMAN W.C. III (1973) – Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. *Nature*, 246, p. 18–22.
- VAN HINTE J.E. (1976) – A Jurassic time scale. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 60, p. 489–497, nr 4.
- HOWITT F., ASTON E.R., JACQUÉ M. (1975) – The occurrence of Jurassic volcanics in the North Sea. In: *Petroleum and the continental shelf of North West Europe* (A.W. Woodland ed.), 1 – *Geology*, p. 379–386. *Appl. Sc. Publ.*
- *JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., KRASSOWSKA A. (1988) – Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32, p. 177–198, nr 1.
- LAUBSCHER H., BERNOUILLI D. (1977) – Mediterranean and Tethys. The ocean basins and margins. 4a – The Eastern Mediterranean, p. 1–28. *Plenum Press.*
- *MAREK S. (1988a) – Mapy paleomiąższości i facji oraz mapy paleotektoniczne epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32, p. 1–14, nr 1.
- *MAREK S. (1988b) – Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32, p. 157–174, nr 1.
- MONTADERT L., ROBERTS D.G., AUFFRET G.A. et al. (1977) – Rifting and subsidence on passive continental margins in the North East Atlantic. *Nature*, 268, p. 305–309, nr 5618.
- MORYC W. (1985) – Structural evolution of Pre-Miocene basement of Carpathian Foreland east of Cracow. *Carp.–Balk. Geol. Ass. XIII Congr. Guide to Excursions*, 4, p. 6–17.
- *NIEMCZYCKA T., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W. (1988) – Rozwój górnojurajskiego basenu sedymentacyjnego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, 32, p. 137–156, nr 1.
- ODIN G.S. (1982) – The Phanerozoic time scale revisited. *Episodes*, 5, p. 3–9, nr 3.
- PALMER A.R., ed. (1983) – The decade of North American Geology 1983 time scale. *Geology*, 11, p. 503–504, nr 9.
- PERRIER R., QUIBLIER J. (1974) – Thickness changes in sedimentary layers during compaction history: methods of quantitative evaluation. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 58, p. 507–520, nr 3.
- PITMAN W.C. III, TALWANI M. (1972) – Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 619–646, nr 3.
- *POKORSKI J. (1988) – Mapy paleotektoniczne czerwonego spągowca w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32, p. 15–32, nr 1.
- ROBERTS D.G. (1975) – Tectonic and stratigraphic evolution of the Rockall Plateau and Trough. In: *Petroleum and the continental shelf of North West Europe* (A.W. Woodland ed.), 1 – *Geology*, p. 77–89. *App. Sc. Publ.*
- ROLLE A. (1974) – Langfristige Reduktion der Mächtigkeit von Sedimentgesteinen und ihre Auswirkung – eine Übersicht. *Geol. Jb., Reihe A*, nr 14.
- SAVOSTIN L.A., SIBUET J.–C., ZONENSHAIN L.P., LE PICHON X., ROULET A.–J. (1986) – Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, p. 1–36, nr 1–4.
- SHERIDAN R.E. (1983) – Phenomena of pulsation tectonics related to the breakup of the eastern North American continental margin. *Tectonophysics*, 94, p. 169–185, nr 1–4.
- *SZYPERKO-TELLER A., MORYC W. (1988) – Rozwój basenu sedymentacyjnego pstręgo piaskowca na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, 32, p. 53–72, nr 1.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. jr., THOMSON S. III (1977) – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4 – Global cycles of relative changes of sea level. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 26, p. 83–97.
- VOGT P.R. (1973) – Early events in the opening of the North Atlantic. *Impl. Cont. Drift to the Earth Sc.*, 2, p. 693–712. *Acad. Press.*

- *WAGNER R. (1988) – Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. Kwart. Geol., 32, p. 33–52, nr 1.
 WELLER J.M. (1959) – Compaction of sediments. Am. Ass. Petrol. Geol., 43, p. 273–310, nr 2.
 ZIEGLER P.A. (1982) – Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Intern. Petr. Maatsch.
 B.V.
 НЕСТЕРОВ И.Н. (1965) – Уплотнение глинистых пород. Сов. Геол., № 12, стр. 69–80.

Рышорд ДАДЛЕЗ

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ ПЕРМИ И МЕЗОЗОЯ В ПОЛЬШЕ

Резюме

Комплект 46 карт литофаций и мощностей опубликованный недавно в „Геологическом квартальнике” (1988, № 1 — работы обозначены в списке литературы звездочкой), явился главным источником изучения развития эпиконтинентальных бассейнов перми и мезозоя на территории Польши. Проанализированы следующие особенности: первоначальные границы бассейнов (иногда измененные по сравнению с картами фактического материала -- см. фиг. 1); пульсы трансгрессии и регрессии, соединения между бассейнами (фиг. 2); изменения внутри бассейна центров осадочения и поднятия (фиг. 3, 4); скорости аккумуляции отложений (внесены коррективы на уплотнение); мегафация и транспорт обломков; проявления местного диастрофизма (фиг. 6). Эти особенности были составлены по отношению к временной шкале (фиг. 7). Главные выводы:

1. Польский бассейн был восточной частью среднеевропейского бассейна (фиг. 2). Его осевую часть с почти непрерывной седиментацией называют среднепольской бороздой.

2. Наблюдалось шесть пульсов экспансии бассейна (фиг. 7). Четыре из них были связаны с общеизвестными эвстатическими поднятиями уровня в анизийско-ладинском, тоарском, оксфордском, туранском ярусах. Пульс поздней перми и норита носит местный характер

3. Трансгрессии поздней перми и ранней юры наступали с запада, а среднего триаса -- с юга. Наибольшим эвстатическим трансгрессиям (поздней юры и позднего мела) предшествовала вторжение моря в среднепольскую борозду со стороны Тетиса (соответственно в аалене и берриасе). За короткое время были восстановлены сообщения к СЗ, но внезапное распространение моря за борозду произошло 20–30 млн лет позднее (поздний бат и поздний альб). Максимум трансгрессии приходится на последующие 10–15 млн лет.

4. Юго-западная часть бассейна развивалась на фундаменте частично эродированных горных пород палеозоя, северо-западная часть -- на кратоне восточной Европы с его платформенным покровом. Первая из них была разделена на ряд небольших блоков, отражающих морфотектонические зоны орогенов, вторая была более поднята и слабо расчленена. Поэтому бассейн легче расширялся к ЮЗ, а когда суживался, то с большим трудом возвращался назад. Однако, как только море достигло достаточно высокого уровня (поздняя юра и поздний мел) оно входило глубоко во внутрь кратона.

5. Северо-западное сообщение с датским бассейном было наиболее прочным (фиг. 7), что подчеркивает роль среднепольской борозды. Ее юго-восточное удлинение к Тетису открыто, вероятно, в норите и с того осталось свободным, за исключением раннего мела. В отличие, восточное сообщение имело место только во время максимального состояния уровня морей.

6. В перми и триасе положение борозды еще не была установлено (фиг. 3), особенно в среднем и позднем триасе центры осадочения были рассеяны и часто расположены за пределами борозды.

С ранней юры борозда постоянно закрепилась на краю кратона. Во время максимального сокращения бассейна седиментация была ограничена до борозды, которая сильно подчеркивалась перед неожиданными экспансиями бассейна, когда скорости седиментации были по величине больше в борозде, чем вне ее.

7. Положение поднятий в середине бассейна с уменьшенной седиментацией (фиг. 4) и контур берегов бассейна (примеры на фиг. 5) были явно обусловлены геологией и тектоникой основания перми.

8. Обломочный материал приплывал главным образом с юга до позднего скифа (фиг. 7) по причине относительно свежего рельефа герцинских гор. Позднее преобладал приплыв с севера, тем самым указывая на постоянное обновление топографии скандинавского массива. Развитие карбонатной седиментации зависело от свободных сообщений с теплыми морями Тетиса.

9. Скорости седиментации уменьшались с течением времени (фиг. 7). Были они достаточно высоки до карника (более 150 м/млн лет), за исключением карбонатов среднего триаса. Два максимума в поздней перми (520 м/млн лет) и позднем скифе (640 м/млн лет) имели различный характер: первый сопровождался выходом соли и ангидритов, второй -- обломочной аккумуляцией. От норита до тоарса скорости седиментации были средние (50--120 м/млн лет). В период больших эвстатических трансгрессий скорости значительно уменьшались в фазах бурной экспансии бассейна (5--30 м/млн лет), а в начальной и максимальной фазах были умеренные.

10. Местный диастрофизм был выражен ростом соляных антиклиналей и созданием узких синседиментационных впадин. Путь цехштейновых солей начался в среднем триасе, создание впадин -- в позднем триасе. Эти два фактора имели место с перерывами в течение всего времени, с особым усилением в период уменьшения бассейна. В результате образовалась система впадин ограничивающих среднепольскую борозду и группа около 90 антиклиналей. Это сильно влияло на распад мощностей и фаций мезозоя.

11. Раздел на эволюционные стадии определен диастрофическими, климатическими и эвстатическими событиями, которые обуславливали изменение среды седиментации. Первую стадию (пермь и триас), перед распадом Пангеи, характеризует перевес седиментации красных слоев эвапоритов и две непродолжительные морские трансгрессии. Во второй стадии (ранняя юра) имели место несколько коротких трансгрессий, которые наступали с запада лараличско-континентального бассейна. Третья стадия (среднепоздняя юра) оставалась под сильным влиянием тетиской провинции, в которой в то время, дошло до кульминации открытия небольших океанических бассейнов. В четвертой стадии (мел) очень стали заметны западные вливы, т.к. тогда началась стадия раскрытия южной части Северного Атлантического океана, при одновременном начале закрытия западного Тетиса.

Ryszard DADLEZ

EPICONTINENTAL PERMIAN AND MESOZOIC BASINS IN POLAND

Summary

A set of 46 lithofacies and thickness maps, published recently in *Kwartalnik Geologiczny* (1988, papers denoted by asterisks in the list of references), served as a main source for evaluating the evolution of the epicontinental basins in Polish territories during the Permian and Mesozoic. Following features have been analyzed: primary extents of the basins (sometimes modified in comparison with the source maps -- see Fig. 1); trans- and regressive pulses; interbasinal connections (Fig. 2); changes in position

of intrabasinal depocentres (Fig. 3) and uplifts (Fig. 4); rates of sediment accumulation in the major depocentres (corrected for compaction); megafacies and clastic transport; manifestations of local diastrophism (Fig. 6). These features have been plotted against the time scale (Fig. 7). Essential conclusions are given below.

1. Polish Basin was the eastern part of the Mid-European Basin (Fig. 2). Its axial zone with almost continuous sedimentation is called the Mid-Polish Trough (MPT).

2. There were six pulses of basinal expansion (Fig. 7). Four of them were connected with the well-known eustatic sea-level rises culminating in the Anisian-Ladinian, Toarcian, Oxfordian and Turonian. The latest Permian and Norian pulses bear a more local character.

3. The latest Permian and Early Jurassic transgressions were coming from the west while the Middle Triassic one – from the south. The greatest eustatic transgressions (Late Jurassic and Late Cretaceous) were preceded by marine incursions from the Tethys into the MPT (Aalenian and Berriasian, respectively). Connections to the northwest were then quickly restored, but the seas spread rapidly outside the MPT only some 20–30 Ma later (Late Bathonian and Late Albian, respectively) and reached their maxima after the next 10–15 Ma.

4. Southwestern part of the basin developed on the basement of partly eroded Palaeozoic orogens, northeastern part – on the Palaeozoic platform cover of the East European craton (EEP). The former was divided into a number of small blocks reflecting probably the morphotectonic zones of the orogens; the latter was more elevated and rather slightly warped. Therefore, the basin was expanding easier to the southwest, and – while shrinking – was abandoning these areas with more difficulty. However, once the sea reached a sufficiently high level (Late Jurassic and Late Cretaceous), it penetrated far into the interior of the EEP.

5. Northwestern connection with the Danish Basin was most permanent (Fig. 7) which stressed the role of the MPT. Its southeastern extension towards the Tethys opened probably in the Norian and remained free ever since except for the late Early Cretaceous. On the contrary, the eastern connection was opened only during the maximum high-stands of the sea.

6. During the Permian and Triassic the position of the MPT was not yet fixed (Fig. 3); especially in the Middle and Late Triassic the depocentres were dispersed and frequently situated outside it. Since the Early Jurassic the MPT has been firmly stabilized along the edge of the EEP. In the times of maximum basinal contraction the sedimentation was confined to the MPT which was also strongly accentuated just before the rapid basinal expansions when the sedimentation rates were about an order greater within the MPT than beyond it.

7. Position of intrabasinal uplifts with reduced sedimentation (Fig. 4) as well as the configuration of the basinal shorelines (examples in Fig. 5) were evidently conditioned by the geology and tectonics of the sub-Permian basement.

8. Clastics were shed mainly from the south until the Late Scythian (Fig. 7) due to relatively fresh relief of the Hercynian mountains. The northern influx prevailed later, indicating the permanent rejuvenation of the Scandinavian Shield topography. Development of carbonate sedimentation depended clearly from the free communication with the warm Tethyan seas.

9. Sedimentation rates in general decreased with time (Fig. 7). They were high (more than 150 m/Ma) until the Carnian, except for the Middle Triassic carbonates. Two peaks in the latest Permian (520 m/Ma) and Late Scythian (640 m/Ma) were different in character, the first being accompanied by precipitation of salts and anhydrites, the second – by clastic accumulation. From the Norian to the Toarcian the rates were moderate (50–120 m/Ma). During the great eustatic transgressions the rates decelerated distinctly in the phases of rapid basinal expansion (5–30 m/Ma) while they were moderate in the initial and maximum phases.

10. Local diastrophism was expressed by the growth of salt anticlines and by the formation of narrow syndimentary graben. Flowage of the Zechstein salts started in the Middle Triassic, graben formation – in the Late Triassic. Both features have been since intermittently active, especially in the times of basinal contraction. It resulted in a system of graben bordering the MPT and in a group of about 90 salt anticlines, both strongly modifying the Mesozoic thickness and facies pattern.

11. Subdivision into evolutionary stages is defined by the diastrophic, climatic and eustatic events that induced the changes in sedimentary environments. The 1st stage (Permian and Triassic), before the break-up of Pangea, was characterized by the predominant redbed sedimentation with several evaporitic episodes and with two relatively short marine transgressions. In the 2nd stage (Early Jurassic) there were also a few short-lived marine incursions from the west into the otherwise paralic-continental basin. The 3rd stage (Middle-Late Jurassic) was strongly influenced by the Tethys domain which experienced then a climax of the openings of small ocean basins. During the 4th stage (Cretaceous) the western influences were again more noticeable due to the onset of spreading in the southern North Atlantic and the coeval incipient closure of the western Tethys.