

Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych

Jolanta Świdrowska*, Maciej Hakenberg*

Na podstawie analizy miąższości i wykształcenia facjalnego osadów górnokredowych na świętokrzyskim odcinku bruzdy śródpolskiej autorzy stwierdzili, że otrzymany obraz ewolucji paleotektonicznej różni się od prezentowanego w literaturze. Daleko idące odstępstwa od zasad rekonstrukcji paleogeograficznej i paleotektonicznej zauważone na mapach świętokrzyskiego odcinka bruzdy (ryc. 1 na podstawie: Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988; Krassowska [W:] Marek & Pajchłowa, 1997) mogą powodować wątpliwości co do propozycji interpretacyjnych obszaru epigenetycznej erozji w centralnej, kujawskiej i północno-zachodniej, pomorskiej części bruzdy. Wiele wskazuje na to, że interpretacje rozkładu litofacji i miąższości prowadzono w podobny sposób, jak dla świętokrzyskiego odcinka. W tej sytuacji uznano za celowe przedstawienie do dyskusji próby reinterpretacji tych map (ryc. 2), co w znacznym stopniu wpływa na paleogeograficzno-paleotektoniczne wnioski dotyczące całego obszaru bruzdy śródpolskiej w kredzie: (1) w turonie na całym odcinku bruzdy brak jest dowodów na inwersję — odwrotnie, nastąpiło przyspieszenie subsydencji; (2) w turonie, koniaciu i santonie spłylenie na obszarze pomorskim wynikało prawdopodobnie z wynoszenia tarczy bałtyckiej, a nie z inwersji zachodzącej w bruzdzie śródpolskiej; (3) w kampanie i mastrychcie widać obniżanie się południowej części kratonu wschodnioeuropejskiego (obszar lubelsko-lwowski), co w połączeniu z trwającym wynoszeniem obszaru południowego Bałtyku sugeruje nachylenie się europejskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego w kierunku zamykających się basenów Tetydy; (4) przejawy początków inwersji na podstawie zreinterpretowanych map można widzieć dopiero w kampanie na odcinku pomorskim, a w późnym mastrychcie nie można ich wykluczyć na odcinku świętokrzyskim. Zakwestionowany został model inwersji wynikający z istniejących map górnej kredy w bruzdzie śródpolskiej, jako nie mający geodynamicznego uzasadnienia, ani odniesień do dobrze rozpoznanych badaniami sejsmicznymi innych basenów mezozoicznych północno-zachodniej Europy.

Słowa kluczowe: basen kredowy, miąższości, litofacje, paleogeografia, paleotektonika, inwersja, bruzda śródpolska

Maciej Hakenberg & Jolanta Świdrowska — **Subsidence and the problem of incipient inversion in the Mid-Polish Trough based on thickness maps and Cretaceous lithofacies analysis.** Prz. Geol., 47: 61–68.

Summary. Basing on analysis of thickness and facies distribution of the Upper Cretaceous deposits in the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough the authors have stated that the obtained image of the paleotectonic evolution differs from that known from previous papers. Considerable deviations from the principles of paleogeographic and paleotectonic reconstruction found on the maps of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough (Fig. 1 on the basis of Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988; Krassowska [In:] Marek & Pajchłowa, 1997) may cause doubts concerning the interpretation proposals in the area of epigenetic erosion in the central (Kujawy) and northwestern (Pomerania) parts of the Trough. It is highly probable that the interpretation was carried out there in a similar way as it was the case in the Holy Cross segment. In the light of such a situation a reinterpretation is proposed here of those maps (Fig. 2) which may change the conclusions concerning the Cretaceous paleogeography and paleotectonics in the entire area: 1) there is lack of evidence of inversion during Turonian time, on the contrary, an increase of subsidence occurred, 2) a shallowing noted in the Turonian, Coniacian and Santonian sediments in the Pomeranian segment may have resulted from uplift of the southern area of the Baltic Sea rather than from an inversion within the Mid-Polish Trough, 3) a lowering of the southern part of the East European Craton during the Campanian-Maastrichtian times is presumed (the Lublin-Lviv area) which together with the uplift of the southern part of the Baltic Sea suggests a tilt of the European part of the Craton toward the Tethys basins closing at that time 4) signs of an inversion beginnings may be seen but during the Campanian in the Pomeranian segment. During Late Maastrichtian it cannot be excluded in the Holy Cross segment. A model of inversion is questioned as it results from the existing maps of the Upper Cretaceous in the Mid-Polish Trough that have no geodynamic argumentation nor relations to other Mesozoic basins in North-Western Europe well recognized by seismic research.

Key words: Cretaceous basin, thickness analysis, lithofacies, paleogeography, paleotectonics, inversion, Mid-Polish Trough

W wyniku inwersji wczesnopaleogeńskiej zwanej laramijską mezozoiczny basen sedymentacyjny (bruzda śródpolska), rozwijający się w strefie kontaktu prekambryjskiego kratonu wschodnioeuropejskiego i paleozoicznej płyty zachodnioeuropejskiej, przekształcił się w wał śródpolski i dwa obrzeżające go ciągi synklinalne: synklinę szczecińsko-łódzko-miechowską i synklinę warszawsko-lubelską. Ich umowne strukturalne granice stanowią podtrzęsioną wychodnie kontaktu jury i kredy. Tak zarysowane fakty ogólne od lat nie budzą żadnych kontrowersji. Wątpliwości pojawiają się przy próbach dokładniejszej analizy końcowego okresu rozwoju basenu i uszczegółowienia charakteru pierwszych przemian tektonicznych prowadzących do inwersji zbiornika. Osady górnokredowe, które mogą dostarczyć informacji na ten temat, są dostępne badaniom tylko na

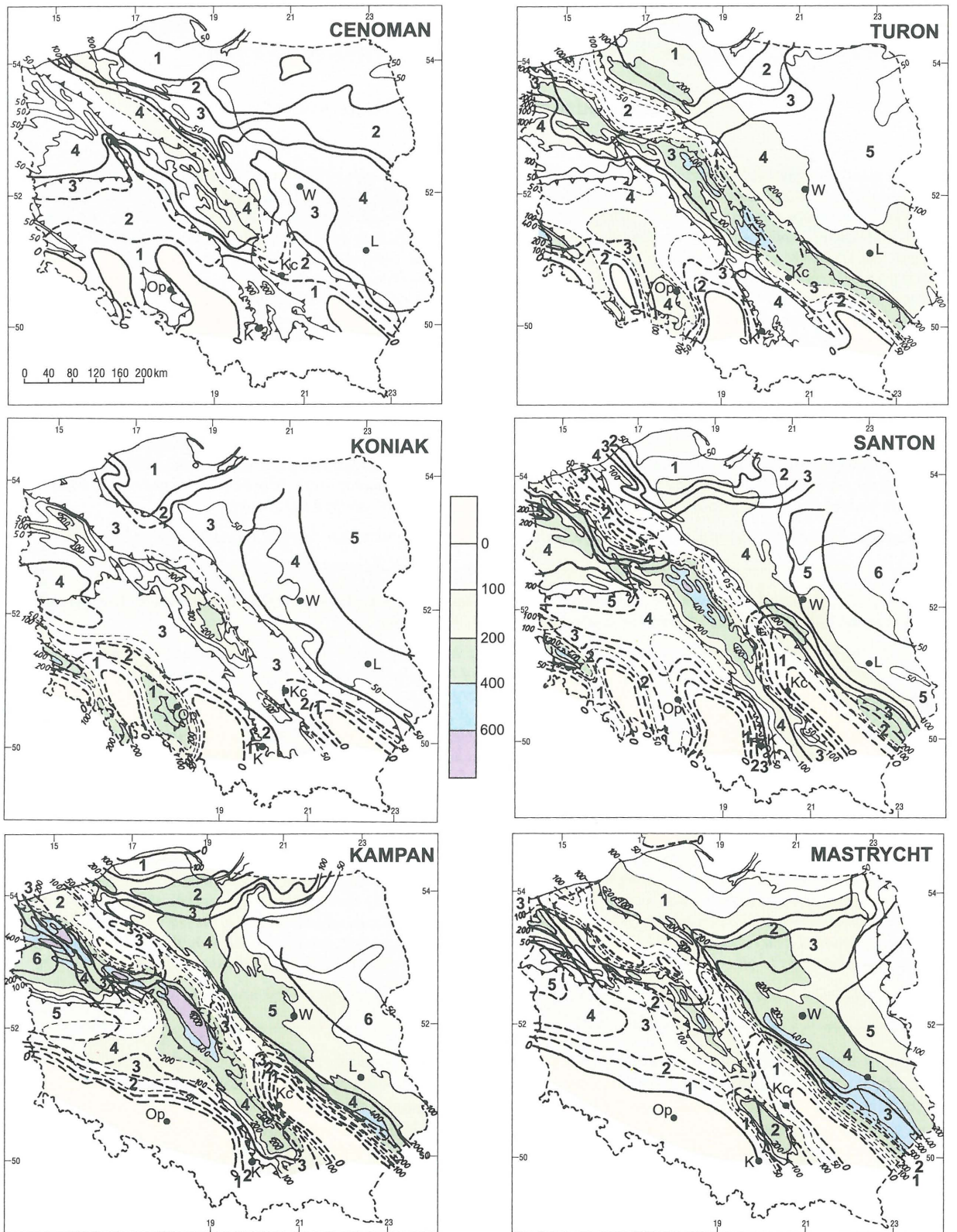
obszarze synklin, a więc po obu stronach wielkiej antykliny jurajskiej, jaką na mapach odkrytych jest wał śródpolski.

Autorzy prześledzili przebieg izopachyt i wykształcenie facjalne osadów górnokredowych na świętokrzyskim odcinku bruzdy śródpolskiej (Hakenberg & Świdrowska, 1998). Otrzymany obraz ewolucji paleotektonicznej w kredzie różni się od prezentowanego w literaturze (Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988; Krassowska [W:] Marek & Pajchłowa, 1997; Leszczyński, 1998), co skłoniło autorów do podjęcia dyskusji na ten temat.

Paleogeograficzna i paleotektoniczna interpretacja obszarów erozji epigenetycznej

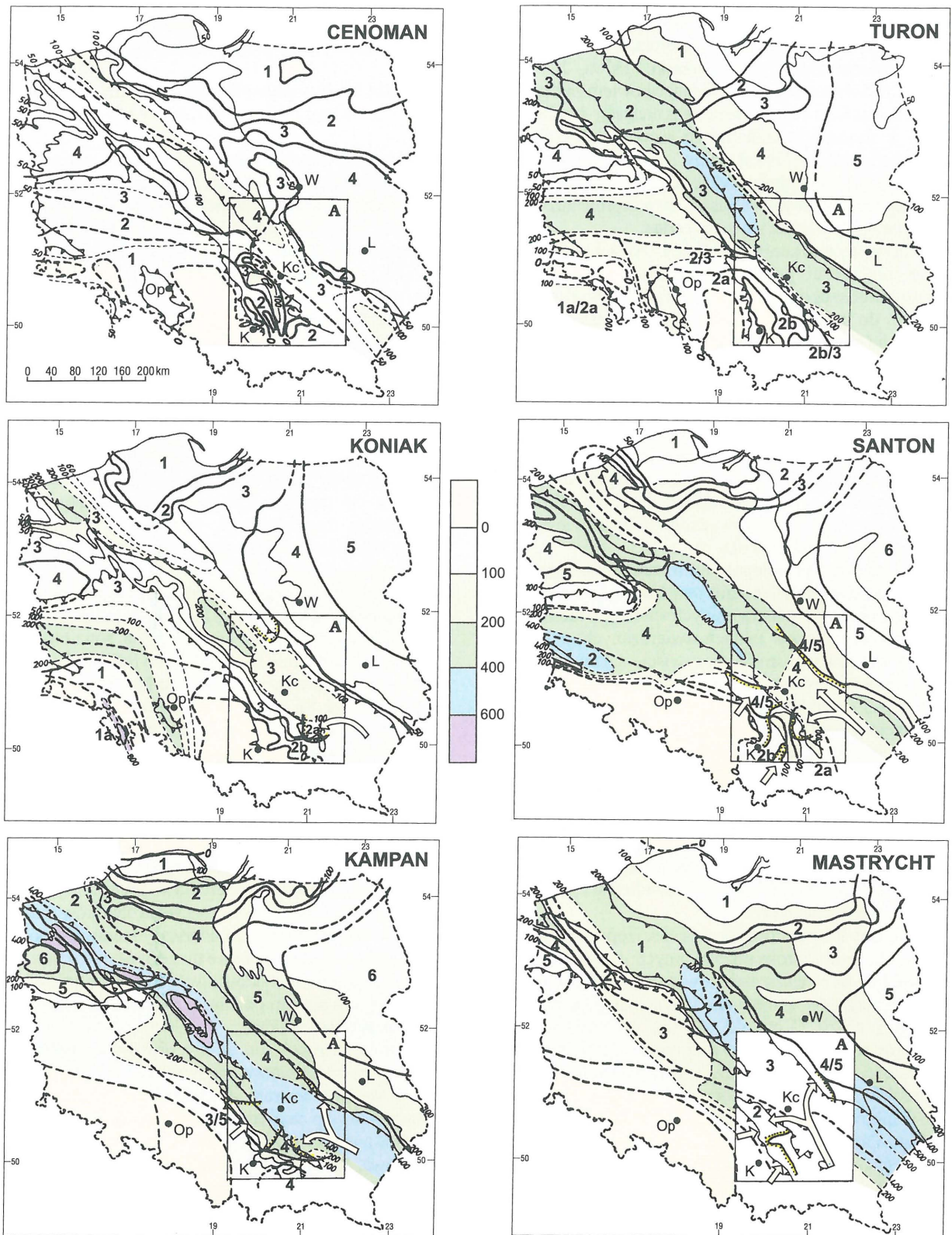
Analiza izopachyt poszczególnych pięter kredy i rozkładu litofacji (czy też bardziej lub mniej wiarygodnych środowisk sedymentacyjnych) wykonana dla obszaru dzisiejszych synklin może stanowić podstawę interpretacji obszaru centralnego, pozbawionego obecnie tych osadów w

*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa



Ryc. 1. Mapy paleomiąższości i litofacji osadów górnokredowych według Krassowskiej ([W:] Marek & Pajchlowa, 1997, nieco uproszczone). Paleoizopachyty według skali barw; grube linie — granice litofacji, ich cyfrowe oznaczenia jak w pracy oryginalnej na figurach 106–111, kolejność liczbowa podkreśla rosnący stopień oddalenia od obszarów źródłowych (denudacji), a czasem również prawdopodobnie większą głębokość zbiornika. Linia ząbkowana oznaczono zasięg epigenetycznej erozji

Fig. 1. Upper Cretaceous paleothickness and lithofacies maps according to Krassowska ([In:] Marek & Pajchlowa, 1997, slightly simplified). Paleoisopachytes according to colour scale; thick lines — lithofacies boundaries, numbers as in original paper on Figs. 106–111, number sequence marks the increasing distance from source areas (denudation areas), and in some cases a greater basin depth as well. Line with triangles marks extent of epigenetic erosion



Ryc. 2. Próba reinterpretacji map paleomiąższości i litofacji pięter górnej kredy (por. ryc. 1) z uwzględnieniem zasad stosowanych dla świętokrzyskiego odcinka bruzdy śródpolskiej (obszar A wg Hakenberga & Świdrowskiej, 1998). Dodatkowe oznaczenia facjalne, w celu powiązania wydzieliń dokonanych na obszarze A z pozostałym terytorium Polski; turon: 1a — piaskowce, 2a — margle, 2b — wapienie piaszczyste i margliste; koniak: 1a — flysch, 2a — margle i mułowce, 2b — wapienie margliste i margle; santon: 2a — margle, 2b — wapienie margliste i margle, 4/5 — wapienie margliste i margle z opokami; facje oznaczone podwójnymi cyframi oznaczają facje przejściowe; strzałki wskazują prawdopodobne kierunki transportu terygenicznego kwarcu

Fig. 2. An attempt to reinterpret the maps of paleothickness and lithofacies of the Upper Cretaceous stages (see Fig. 1) taking into account the rules applied for the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough (area A according to Hakenberg & Świdrowska, 1998). Additional facies designations are introduced to make connection with the remaining areas of Poland; Turonian: 1a — sandstone, 2a — marl, 2b — marly limestone and marl; Coniacian: 1a — flysch, 2a — marl and siltstone, 2b — marly limestone and marl; Santonian: 2a — marl, 2b — marly limestone and marl, 4/5 — marly limestone and marl with opoka; facies marked with double numbers indicate transitory facies; arrows indicate probable transport directions of terrigenous quartz

wyniku erozji epigenetycznej. Jest bardzo istotne, jakimi zasadami kierujemy się dokonując interpretacji paleogeograficznych i paleotektonicznych (Kotański, 1970a, b, 1987; Kotański & Sokołowski, 1971). Od tego bowiem zależy proces tworzenia całościowego obrazu sedymentacji i subsydencji basenu w drodze łączenia dwóch rozpoznanych obszarów poprzez powierzchnię “białej plamy”, a właściwie w tym przypadku białego pasa epigenetycznej erozji. Autorzy starali się przestrzegać kilku głównych zasad, by przeprowadzona interpretacja mogła wydawać się wiarygodna.

1. Przy wyznaczaniu przebiegu izopachyt brano pod uwagę miąższości pełne, dokumentowane przykryciem osadami młodszego piętra, lub takie, które mogły być uzupełnione do miąższości pełnych na podstawie profili sąsiednich (miąższość przybliżona).

2. Wiarygodność wyznaczenia przebiegu izopachyt i granic litofacjalnych była dokumentowana zaznaczaniem na mapach otworów wiertniczych bądź odsłonięć; szczególnie istotna była dokładność w strefach bezpośrednio przylegających do obszarów epigenetycznej erozji.

3. Przedłużanie na obszar centralny wyznaczonych po obu stronach linii i łączenie odpowiadających sobie izopachyt i granic facjalnych prowadzono w możliwie najprostszym sposobie (Kotański, 1970a, b).

4. Interpretacja polegała na rozszerzaniu zasięgu lub umacnianiu czy też osłabianiu tendencji zjawisk obserwowanych, a nie na tworzeniu nowych tendencji, nie mających swego zakorzenienia w faktach stwierdzanych po obu stronach interpretowanej strefy. Oczywiście należy się liczyć z rzeczywistą możliwością istnienia zmian architektury basenu w części centralnej — zmian, których nie zapowiadają obserwacje z synklin obrzeżających. Lepiej jest jednak świadomie uznać ich nieistnienie, przy tak przyjętych ograniczonych metodach rekonstrukcji (miąższości, facje), niż otwierać drogę do nieuzasadnionych spekulacji.

5. Elementy obserwowane na mapie, takie jak łądy czy uskoki, były uznawane za paleogeograficzne lub paleotektoniczne, gdy dokumentowała to przybliżona współkształtność izopachyt lub granic facjalnych (por. Świdrowska, 1994, ryc. 4, uskoki synsedymenacyjne).

6. Skośny lub prostopadły stosunek izopachyt czy granic facjalnych do obszarów pozbawionych osadów uznawano za dowód na późniejszy czas powstania miąższości, nie związany z okresem sedymentacji, a z okresem inwersji i erozji (Kotański, 1970a; ryc. 10–12, 1987). Odmiennie reguły interpretacyjne można zaobserwować na przykładzie uskoku ograniczającego elewację Wartkowic (Dayczak-Calikowska & Moryc, 1988, fig. 1–3, 5, 9; Dayczak-Calikowska [W:] Marek & Pajchłowa, 1997, fig. 75; Feldman-Olszewska, 1997, fig. 1) oraz na szkicach paleogeograficznych późnego oksfordu i późnego kimerydu (Niemczycka [W:] Marek & Pajchłowa, 1997, fig. 94 i 95).

7. Wątpliwości musi budzić fakt rysowania na obszarach epigenetycznej erozji izopachyt i granic facjalnych równoległych do erozyjnego zasięgu osadów. Kotański (1970a) pisze: “Należy dążyć do tego, by ... przebieg stref facjalnych... nie był dostosowany do narzuconych z góry ram tektonicznych, których istnienie w owym czasie trzeba dopiero udowodnić”. W podręczniku *Kartografii wgłębnej* (Kotański, 1987) znajdujemy zdanie: “W żadnym razie nie należy się dostosowywać w kreśleniu izopachyt do dzisiejszego zasięgu tych osadów”.

8. Rekonstrukcja paleogeograficznego obszaru niedopozycji (najczęściej rozumianego jako łąd — paleoizopachyta zero) polegała na rejestracji obszarów zerowych

miąższości pierwotnych, dokumentowanych przykryciem następnej jednostki stratygraficznej (Kotański, 1987).

Wyniki analizy paleotektonicznej dla świętokrzyskiego odcinka bruzdy w kredzie

Na tym obszarze autorzy wykonali analizę subsydencji na podstawie rozkładu miąższości w poszczególnych piętrach kredy; uzupełniono ją również analizą rozkładu litofacji (Hakenberg & Świdrowska, 1998). Zastosowanie zasad interpretacyjnych wymienionych powyżej pozwoliło sformułować następujące uogólnione obserwacje.

1. W żadnym z pięter kredowych nie stwierdzono zmniejszania się miąższości w kierunku obszaru epigenetycznie pozbawionego osadów.

2. Na przeważającym obszarze (od Tuszyna na NW aż do linii Wisły na SE) izopachyty mają kierunki NW–SE, a więc równoległe do rozciągłości basenu.

3. We wszystkich piętrach kredy zaznacza się w przybliżeniu pasowy układ litofacji równoległy do układu subsydencji, co oznacza ich powiązanie genetyczne. To subsydencja decydowała o warunkach sedymentacji i wyznaczała również prawdopodobnie strefy batymetryczne zbiornika.

4. Skośny i nieregularny rozkład facji dotyczy jedynie obecności terygenicznego frakcji piaszczystej.

5. Zmiana kierunku izopachyt na równoleżnikowy następuje w kampanie na południe od linii Wisły na odcinku Miechów–Tarnów sugerując spłaszczenie się bruzdy śródpolskiej ku SE w jej południowo-zachodniej części.

6. Domieszka materiału piaszczystego w osadach węglanowo-krzemionkowych górnej kredy pojawiła się w koniak, a stała się intensywna w mastrychcie. W mastrychcie zostały udowodnione sedymentologicznie (Rutkowski, 1965; 1976) dwa kierunki transportu materiału terygenicznego na obszarze synkliny miechowskiej: jeden od W i SW, drugi od NE. We wcześniejszych piętrach kredy (koniak-kampan) dwóch kierunków transportu można się domyślać na podstawie rozmieszczenia obszarów z udziałem piasku kwarcowego (ryc. 2). Pierwszy kierunek z południowego zachodu i zachodu łatwo może być powiązany z obecnością obszarów denudowanych i stref płytszych facji pojawiających się tam od albu, a szerzej z obszarem sudeckim i masywem czeskim.

Drugi kierunek, od strony bruzdy śródpolskiej, był uważany za podstawę wnioskowania o początkach inwersji — rysowano w centrum świętokrzyskiego odcinka bruzdy łądowy półwysep otoczony płytkimi facjami (Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988; Krassowska [W:] Marek & Pajchłowa, 1997; Leszczyński, 1998). Wydaje się, że jest to wniosek nieuprawniony, gdyż obserwuje się, że zapiaszczenie osadów dotyczy tu głównie facji głębszych, bogatych w krzemionkę organogeniczną. Dopyływ materiału piaszczystego jest najsilniejszy na południe od dzisiejszej linii Wisły oraz wzdłuż skłonu platformy węglanowej ograniczonej od SW dawniej działającym uskokiem Nowe Miasto-Ilża.

Wnioski płynące z powyższych obserwacji i dotyczące problemu inwersji są następujące (por. Hakenberg & Świdrowska, 1998):

1. Subsydencja we wszystkich analizowanych przedziałach czasowych w kredzie na obszarach współczesnego występowania osadów rosła w kierunku obecnych Gór Świętokrzyskich. Na pozycję paleotektoniczną Gór Świętokrzyskich pogrążonych w kredzie w osi bruzdy

śródpolskiej zwracali uwagę: Hakenberg (1969, 1986), Głazek & Kutek (1970), Cieśliński (1976).

2. Oś subsydencji na początku kredy związana ze strefą NE obniżenia G. Świętokrzyskich przesunęła się w turonie ku SW i nastąpiło wtedy wyraźne przyspieszenie subsydencji.

3. Materiał terygeniczny może być rozprowadzany prądami na duże odległości od obszarów źródłowych i brak przesłanek dla lokowania takiego rejonu w centrum epigenetycznej erozji. W albie i cenomanie sedimentacja piaszczysta wypełniająca prawdopodobnie centrum bruzdy nie skłaniała do poszukiwań źródła materiału terygenicznego w jej obrębie, nie ma więc podstaw, by postępować tak, gdy pojawia się jedynie domieszka materiału piaszczystego w facjach uznawanych za głębsze.

4. Na świętokrzyskim odcinku bruzdy brak dowodów na wcześniejsze niż w mastrychcie rozpoczęcie inwersji laramijskiej, a i wtedy wynoszenia nowych obszarów źródłowych należałoby się spodziewać raczej na południe od rozpatrywanego odcinka bruzdy.

Porównanie otrzymanych wyników z dotychczasową interpretacją paleotektoniczną i wnioski dotyczące pozostałej części bruzdy

Izopachyty wyznaczające obszary dużych miąższości w obu synklinach i sąsiadujące z zasięgiem erozyjnym były w dotychczasowej interpretacji (Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988; Krassowska [W:] Marek & Pajchłowa, 1997) zamykane, a tworzone w ten sposób formy o zarysach elipsoidalnych można by nazywać „brachynieckami sedimentacyjnymi” (ryc. 1). Na dalszej przestrzeni interpretacyjnej tworzone były zarysy obszarów denudowanych wraz z otaczającymi je facjami płytkowodnymi, na które nie ma dowodów w dzisiejszych osadach. Posługując się mapami z wyżej wymienionych publikacji (ryc. 1, w uproszczeniu ułatwiającym porównanie z ryc. 2) należałoby wysnuć wniosek o początku inwersji zachodzącą na obszarze dolnego Sanu już w cenomanie, podczas gdy dowodów nie ma tutaj nawet jeszcze w mastrychcie.

Interpretacja powyższa jest tym trudniejsza do zrozumienia, że we wcześniejszej pracy (Krassowska, 1976), poświęconej szczegółowej analizie miąższości i litofacji górnej kredy między Zamościem a Kryłowem (a więc na północnym skrzydle antyklinorium dolnego Sanu), wyraźnie sformułowano następujące wnioski: „... największa subsydencja na omawianym obszarze zachodziła stale w części południowo-zachodniej; największe obniżenie nastąpiło w mastrychcie.” Niestety nie zostały one wykorzystane przy sporządzaniu mapy miąższości osadów górnokredowych zawartej w *Atlasie paleogeograficznym epikontynentalnego permu i mezozoiku* (Dadlez i in., 1998). Mapa ta stanowi ilustrację koncepcji wypiętrzenia wału śródpolskiego w czasie kolejnych pięter górnej kredy.

W niecce miechowskiej na mapach zawartych w pracach Jaskowiak-Schoeneichowej i Krassowskiej (1988) oraz Krassowskiej ([W:] Marek & Pajchłowa, 1997) nie ma obszarów paleogeograficznego zera, podczas gdy przeprowadzona analiza (Hakenberg, 1978, 1986; Hakenberg & Świdrowska, 1998) wskazuje, że zarówno w cenomanie, jak i w turonie, koniak i santonie można je zlokalizować początkowo w centralnej, a z biegiem czasu w coraz bardziej zachodnich częściach obecnej synkliny miechowskiej. Dopiero w kampanie morze rozszerzyło na tyle swój zasięg, że w granicach analizowanych przez autorów brak jest obszarów denudowanych.

Mało wiarygodnie wygląda próba wrysowania półwyspu świętokrzyskiego i płytszych facji wokół tego założonego ładu. W kampanie (ryc. 1) na odcinku około 23 km sugerowane jest przejście od linii brzegowej do litofacji opok, opok marglistych, podrzędnie margli i wapieni (nr 4), podczas gdy podobne przejście litofacjalne na obszarze zachowanych osadów na Pomorzu zachodzi na odcinku 70–115 km. W synklinie szczecińskiej, gdzie widać najszybsze zmiany miąższościowo-facjalne, przejście między litofacją 2. i 6. (podobny przedział między litofacjami) wymaga odległości dwukrotnie większej (około 50 km), a i to jedynie na krótkim odcinku. Możliwość zachodzenia tak szybkich zmian facjalnych nie może być poparta żadnym przykładem z obszaru występowania zachowanych osadów — nie tylko zresztą kampanu. Na żadnej z map ryc. 1 odległości między ciągłymi liniami granic litofacjalnych nie zbliżają się do siebie tak, jak to widać w przypadku interpretacji świętokrzyskiego odcinka bruzdy (linie przerywane). Fakt ten stawia pod znakiem zapytania zasadność powyższej interpretacji (por. pkt 4. rozdz. *Paleogeograficzna i paleotektoniczna interpretacja...*). Powstaje również pytanie, czy ukazujące się na powierzchni erodowanej osady cenomanu i albu mogłyby być wystarczającym źródłem materiału klastycznego w osadach kampanu i mastrychtu biorąc pod uwagę zarówno małą miąższość tych pięter, jak i małą teoretyczną powierzchnię erodowaną — głębiej występowała tam ponad 1500 m licząca seria osadów węglanowych.

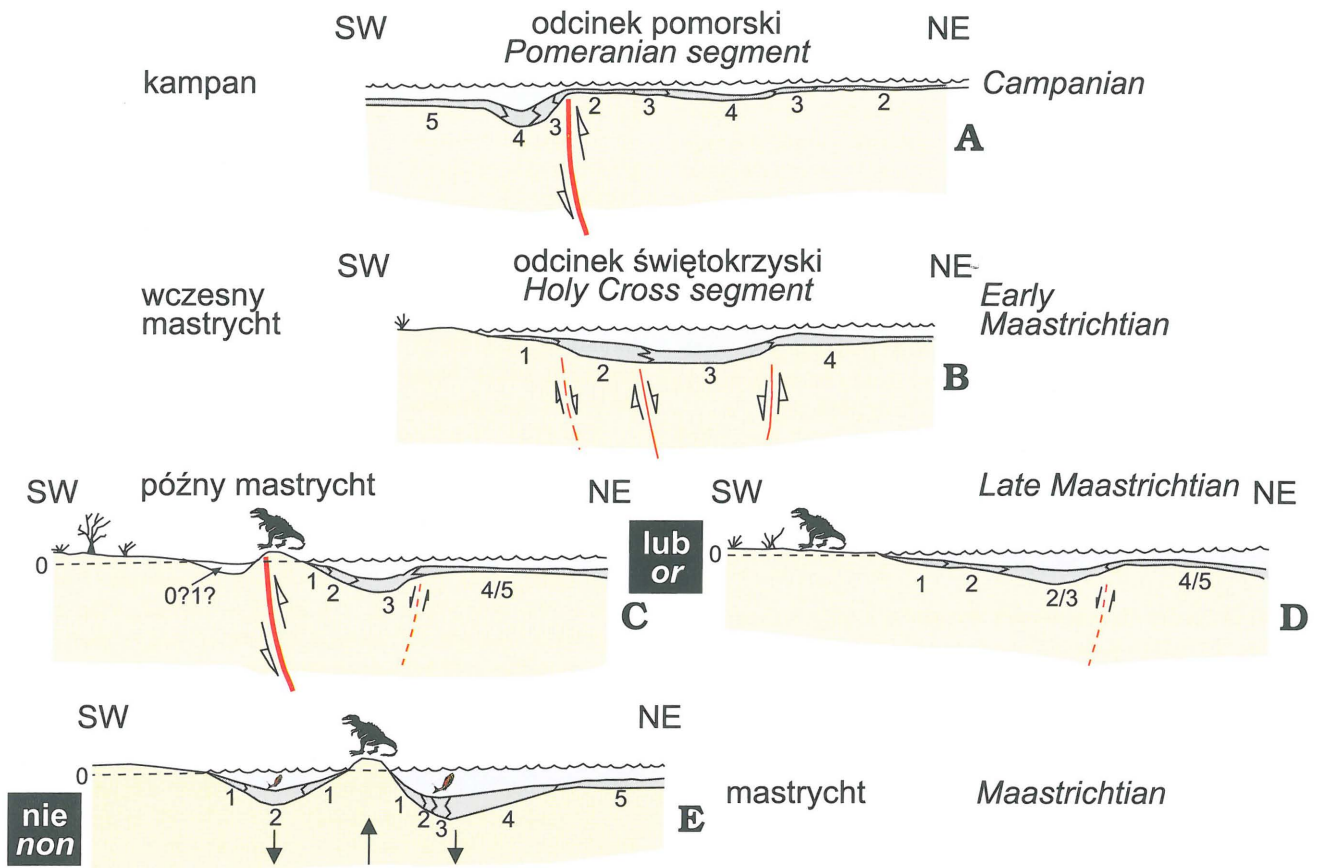
O nieprzebraniu zasady wymienionej w punkcie 1 rozdziału *Paleogeograficzna i paleotektoniczna interpretacja...* świadczy fakt, że dla mastrychtu niecki miechowskiej zostały narysowane paleoizopachyty, podczas gdy wszystkie notowane tam miąższości są niepełne i dotyczą tylko różnych części dolnego mastrychtu (choć osiagają 350 m).

Daleko idące odstępstwa od zasad rekonstrukcji paleogeograficznej i paleotektonicznej (Kotański, 1970a, b; 1971, 1987), zauważone na mapach świętokrzyskiego odcinka bruzdy (fig. 1 na podstawie: Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988; Krassowska [W:] Marek & Pajchłowa, 1997), mogą powodować wątpliwości co do propozycji interpretacyjnych obszaru epigenetycznej erozji w centralnej — kujawskiej i północno-zachodniej — pomorskiej części bruzdy. Autorzy niniejszego artykułu mają świadomość, że zaproponowana próba reinterpretacji rozkładu miąższości i facji w całej bruzdzie może nie być w pełni zgodna ze stanem szczegółowego rozpoznania, gdyż opublikowane mapy (Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988; Krassowska [W:] Marek & Pajchłowa, 1997) nie zawierają lokalizacji otworów wiertniczych i są w zbyt małej skali. Wiele jednak wskazuje na to, że konstruowano je w podobny sposób, jak dla świętokrzyskiego odcinka bruzdy. W tej sytuacji uznano za celowe przedstawienie do dyskusji próby reinterpretacji tych map (ryc. 2), co w znacznym stopniu wpływa na paleogeograficzno-paleotektoniczne wnioski dotyczące całego obszaru bruzdy śródpolskiej w kredzie.

Reinterpretację obszaru Sudetów i monokliny przedsuddeckiej przeprowadzono w bardzo ograniczonym stopniu, gdyż wymagałoby to bardziej szczegółowych analiz wykształcenia osadów kredowych w obu nieckach sudeckich i na masywie czeskim.

Metoda oceny inwersji i subsydencji późnokredowej na podstawie prędkości sejsmicznych — dyskusja

Metoda ta została zastosowana przez Dadleza, Józwicka i Młynarskiego (1997) dla pomorskiego odcinka bruzdy.



Ryc. 3. Schematyczne przekroje paleotektoniczne przez pomorski (A) i świętokrzyski odcinek bruzdy śródpolskiej (B–E) ilustrujące różnice w pojmowaniu procesu inwersji. (A,C) — inwersja jako skutek transpresji i reaktywacji synsedymentacyjnych uskokiów normalnych w uskoki odwrócone wzdłuż granic dawnej bruzdy, (E) inwersja jako wynik wypiętrzania ku górze osiowej partii bruzdy (na podstawie fig. 111 [W:] Marek & Pajchłowa, 1997); cyframi oznaczono litofacje, jak na ryc. 1 i 2

Fig. 3. Schematic paleotectonic cross-sections in the Pomeranian (A) and Holy Cross (B–E) segments of the Mid-Polish Trough illustrating the differences in the inversion process concept. (A,C) — inversion as a result of transpression and reactivation of main synsedimentary normal faults into reverse faults along boundaries of the former Trough, (E) inversion as a result of uplift of the axial part of the Trough (based on Fig. 111 [In:] Marek & Pajchłowa, 1997); numbers of lithofacies as on Figs. 1 and 2

U jej podstaw leży istnienie przyczynowej zależności prędkości sejsmicznych od stopnia kompaktacji, która z kolei jest proporcjonalna do maksymalnej głębokości pograżenia osadów. Polega ona na odniesieniu prędkości sejsmicznych pomierzonych w łupkach dolnego triasu w rejonach pozbawionych osadów kredowych do krzywej wzorcowej wykonanej dla obszarów, w których obecna pozycja tego horyzontu reprezentuje jego najgłębsze położenie w historii rozwoju (niecki obrzeżające wał śródpolski).

Dadlez, Józwiak i Młynarski (*op. cit.*) formułują szereg ograniczeń i zastrzeżeń dotyczących dokładności przyjętej metody podkreślając, że wnioski na jej podstawie wyprowadzone mogą być jedynie jakościowe, a nie ilościowe. Mimo to są one wyrażane wartościami miąższości osadów górnokredowych nieobecnych dziś w centrum wału śródpolskiego. Zerodowane osady są przez autorów oceniane na dużo cieńsze od istniejących w obrzeżających nieckach, co jest tłumaczone wcześniej się rozpoczynającą inwersją (pod koniec turonu). Wniosek ten jest w przybliżeniu zgodny z wcześniej sformułowaną przez Dadleza (1980) hipotezą początku inwersji w koniak.

Zasadnicze zastrzeżenie autorów niniejszej pracy dotyczy zasad selekcji otworów wiertniczych, na podstawie których dokonano analizy inwersji (str. 200, Dadlez i in., 1997). Wymieniono trzy przyczyny ograniczenia liczbowego pierwotnej grupy 145 opracowywanych otworów do

64: 1) zbyt mała liczba punktów pomiarowych prędkości sejsmicznych w obrębie formacji bałtyckiej, 2) zjawisko podkompaktacji spowodowane zwiększonym ciśnieniem cieczy w przestrzeniach porowych, 3) usytuowanie w silnie zaburzonej tektonicznie strefie Koszalin–Chojnic, gdzie wartości prędkości były zbyt rozproszone. Krzywa odniesienia powstała na podstawie 25 otworów, w odniesieniu do których nie stosowano podobnej selekcji: 1) były brane pod uwagę czasy przebiegu fal sejsmicznych od spągu i od stropu formacji bałtyckiej, a następnie miąższość formacji była dzielona przez różnicę tych czasów przebiegu, 2) nie było brane pod uwagę zjawisko podkompaktacji, 3) przynajmniej dwa otwory reperowe znajdują się w strefie Koszalin–Chojnic: Bielica 1 i Babilon 1, a dwa inne w jego bezpośrednim sąsiedztwie (Tuchola IG 1 i Lutom 1).

Drugie zastrzeżenie dotyczy zasadności traktowania kompaktacji jako wskaźnika głębokości pogrzebania osadu, skoro istnieje czynnik dodatkowy, którego nie mamy możliwości oszacowania. Jeśli bowiem uznajemy, że: 1) ciśnienie cieczy w porach może przeciwdziałać kompaktacji, 2) ciśnienie to może mieć różne wartości w tym samym horyzoncie stratygraficznym, 3) nie mamy możliwości oszacowania ciśnienia porowego, to wniosek może być tylko jeden: stopień kompaktacji nie daje możliwości oszacowania maksymalnej głębokości pogrzebania osadów. Podany w omawianej pracy przykład 6 wierceń z obszaru antykliny Buka potwierdza

arbitralność selekcji pod kątem podkompakcji, skoro nie ma możliwości jej ilościowego określenia. Nie ma dowodów, że uwzględnione w analizie 3 otwory wiertnicze, wskazujące na wyniesienie 550–650 m, również nie podlegały podkompakcji, tylko w mniejszym stopniu, niż usunięte pozostałe trzy, a więc, czy wyniesienie nie osiągnęło np. 1000 m.

Trzeciego rodzaju zastrzeżenie co do opisanej metody polega na tym, że wszystkie (a przecież nieuniknione) choćby niewielkie błędy oszacowania zerodowanych miąższości osadów starszych (od triasu po dolną kredę) kumulują się i wpływają na to, jak wielka będzie reszta, która zostanie przypisana osadom górnokredowym. Uwzględniając trzy powyższe zastrzeżenia wydaje się, że opisana metoda nie daje możliwości określenia rozmiaru wypiętrzenia wału śródpolskiego.

Uwagi o przyczynach i kinematyce inwersji

Inwersja bruzdy śródpolskiej nastąpiła w wyniku kompresji przejawiającej się deformacją w strefie nieciągłości, jaką jest kontakt dwóch płyt litosferycznych. Kompresja ta, której towarzyszyła prawoskrętna składowa przesuwca, została na południowo-wschodnim, świętokrzyskim odcinku wału śródpolskiego udowodniona badaniami strukturalnymi przez Jaroszewskiego (1972). Chociaż w basenach M. Północnego, basenie duńskim, północno-niemieckim inwersja nie była tak intensywna, jak w basenie polskim, to niektóre z ich fragmentów dokumentują różne jej stadia (Ziegler, 1990). Profile sejsmiki refleksyjnej pozwoliły ustalić charakterystyczne cechy architektury tych basenów: duże przyrosty miąższości na wewnątrzbasenowych normalnych uskokiach listrycznych, nachylonych ku centrom basenów. W późnej kredzie w czasie inwersji stały się one uskokami odwróconymi, co więcej w tych strefach proces inwersji był najintensywniejszy (Ziegler, 1992; Grunnaleite & Gabrielsen, 1995; Erlstrom i in., 1997). Czasem i w naszej literaturze pojawiają się sygnały takiego pojmowania zależności między kinematyką synsedymacyjną i laramijską podłużnych uskokiów ograniczających bruzdę (Pożaryski, 1997).

Jeśli uznamy, że inwersja laramijska odbyła się dzięki uruchomieniu dawnych normalnych uskokiów synsedymacyjnych i przekształceniu ich w uskoki odwrócone w wyniku transpresji i że w strefach uskokiów ograniczających deformacja była najsilniejsza, to stanie się oczywiste, że powinna się ona rozpocząć właśnie w tych strefach. Spójrznie na mapę odcinka pomorskiego w kampanie (ryc. 1, 2) może stanowić ilustrację tego twierdzenia (ryc. 3A). Widać tam jednocześnie lokowanie się płytszych facji w obrębie SW brzegu bruzdy i ich bliski kontakt ze strefą dużych miąższości, jaka pojawiła się na obszarze synkliny szczecińsko-łódzkiej. Na odcinku świętokrzyskim bruzdy nie można wykluczyć w późnym mastrychie inwersyjnego działania strefy uskokowej biegnącej wzdłuż południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (ryc. 3C). Na niesymetrycznie rozpoczynający się proces inwersji wskazuje pośrednio fakt najpełniejszego wykształcenia osadów z pogranicza kredy i trzeciorzędu w niecce warszawsko-lubelskiej, w profilach wzdłuż Wisły.

Odmienne była dotychczas prowadzona interpretacja procesu inwersji w turonie na odcinku pomorskim i we wszystkich piętrach górnej kredy dla odcinka świętokrzyskiego (ryc. 1, wg Krassowskiej [W:] Marek & Pajchłowa, 1997). Rysunek izopachyt i litofacji (ryc. 1) wskazuje na pojmowanie inwersji jako procesu wznoszenia się (wypychania) ku górze początkowo centralnej, wąskiej, prawie liniowej strefy, która z czasem pociągała za sobą boczne partie rozrastając

się wszczep w miarę upływu czasu (ryc. 3E). Dla takiego obrazu brak geodynamiczno-strukturalnego uzasadnienia.

Wnioski

Płynące z reinterpretacji dotychczasowych wyników główne wnioski można sformułować następująco:

1. W turonie brak jest dowodów na inwersję na całym odcinku bruzdy — odwrotnie, mamy do czynienia z przyspieszeniem subsydencji w stosunku do okresu poprzedniego (Hakenberg & Świdrowska, 1998), bowiem miąższości cenomanu są wyraźnie mniejsze niż turonu, a czas jego trwania według trzech ostatnio publikowanych skal czasowych (Harland i in., 1990; Odin & Odin, 1990; Gradstein i in., 1995) wyraźnie dłuższy niż turonu. Przyspieszenie subsydencji w cenomanie, sugerowane przez Dadleza i in. (1995), wydaje się mało prawdopodobne (por. mapy cenomanu i turonu na fig. 1 lub na fig. 2).

2. Spłylenie na obszarze pomorskim obserwowane od turonu do santonu wynikało zapewne z wynoszenia tarczy bałtyckiej, a nie z inwersji zachodzącej w bruzdzie śródpolskiej — wskazuje na to zbliżony do równoleżnikowego układ facji coraz płytszych ku północy.

3. W kampanie i mastrychie obserwuje się obniżanie się południowej części kratonu wschodnioeuropejskiego (obszar lubelsko-lwowski), co w połączeniu z trwającym wynoszeniem północnej części kratonu (południowy Bałtyk) sugeruje nachylenie się europejskiej części płyty euroazjatyckiej w kierunku zamykających się basenów Tetydy.

4. W turonie na odcinku świętokrzyskim nastąpiło przesunięcie osi bruzdy ku SW w strefę obecnego kontaktu paleozoiku z mezozoikiem; za obecną linią Wisły (uskok Kurdwanów–Zawichost) oś wydaje się być położona znów bliżej krawędzi kratonu (od santonu po mastrycht).

5. Przejawy początków inwersji na podstawie publikowanych map (Jaskowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988; Krassowska [W:] Marek & Pajchłowa, 1997) można widzieć dopiero w kampanie (ryc. 2, 3A) na odcinku pomorskim. W późnym mastrychie nie można wykluczyć asymetrycznego rozpoczynania się inwersji (ryc. 3C) na odcinku świętokrzyskim (Hakenberg & Świdrowska, 1998).

Literatura

- CIEŚLIŃSKI S. 1976 — Rozwój bruzdy duńsko-polskiej na obszarze świętokrzyskim w albie, cenomanie i turonie dolnym. *Biul. Inst. Geol.*, 295: 249–269.
- DADLEZ R. 1980 — Tektonika wału pomorskiego. *Kwart. Geol.*, 24: 741–747.
- DADLEZ R., MAREK S. & POKORSKI J. (eds.) 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Skala 1 : 2 500 000. Państw. Inst. Geol.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER T.M. & WEES van J.-D. 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, 252: 179–195.
- DADLEZ R., JÓZWIĄK W. & MŁYNARSKI S. 1997 — Subsidence and inversion in the western part of Polish basin — data from seismic velocities. *Geol. Quart.*, 41: 197–208.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. & MORYC W. 1988 — Rozwój basenu sedimentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, 32: 117–136.
- ERLSTROM M., THOMAS S.A., DEEKS N. & SIVHED U. 1997 — Structure and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area. *Tectonophysics*, 271: 191–216.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 1997 — Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. *Geol. Quart.*, 41: 491–508.
- GLĄZEK J. & KUTEK J. 1970 — The Holy Cross Mts area in the Alpine diastrophic cycle. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Geol. Geogr.*, 18: 227–235.

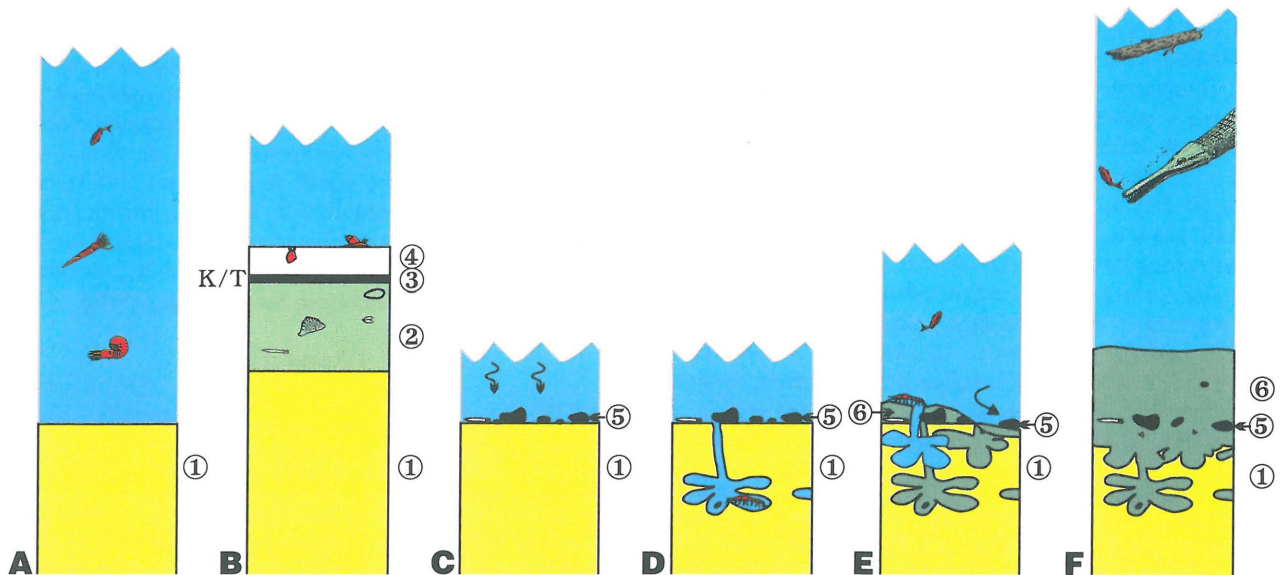
GRADSTEIN F. M., AGTERBERG F. P., OGG J. G., van VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. 1995 — Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Spec. Publ., 54: 95–121.
 GRUNNALEITE I. & GABRIELSEN R.H. 1995 — Structure of the More Basin, mid-Norway continental margin. Tectonophysics, 252: 221–251.
 HAKENBERG M. 1969 — Alb i cenoman między Małogószczem i Staniemowicami w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Studia Geol. Pol., 26: 1–117.
 HAKENBERG M. 1978 — Paleotektonika i paleogeografia północnej części niecki miechowskiej w albie i cenomanie. Studia Geol. Pol., 58: 7–104.
 HAKENBERG M. 1986 — Alb i cenoman w niecce miechowskiej. Studia Geol. Pol., 86: 57–85.
 HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1998 — Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous. Geol. Quart., 42: 239–262.
 HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. 1990 — A Geologic Time Scale 1989. Cambridge University Press, Cambridge.
 JAROSZEWSKI W. 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie NE obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Studia Geol. Pol., 38: 1–215.
 JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. & KRASSOWSKA A. 1988 — Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. Kwart. Geol., 32: 177–198.
 KOTAŃSKI Z. 1970a — O konieczności wprowadzenia nowoczesnych metod badawczych w geologii węglanej. Cz. I. Prz. Geol., 10: 442–447.

KOTAŃSKI Z. 1970b — O konieczności wprowadzenia nowoczesnych metod badawczych w geologii węglanej. Cz. II. Prz. Geol., 11: 498–506.
 KOTAŃSKI Z. & SOKOŁOWSKI J. (eds.) 1971 — Podstawowe zasady i metody geologicznej kartografii węglanej. Inst. Geol., Wyd. Geol.
 KOTAŃSKI Z. 1987 — Geologiczna kartografia węglana. Wyd. Geol. KRASSOWSKA A. 1976 — Kreda między Zamościem, Tomaszowem Lubelskim a Kryłowem. Biul. Inst. Geol., 291: 51–101
 LESZCZYŃSKI, K. 1997 — The Upper Cretaceous carbonate-dominated sequences of the Polish Lowlands. Kwart. Geol., 41: 521–532.
 MAREK S. & PAJCHŁOWA M. 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Państw. Inst. Geol., 153: 1–452.
 ODIN G. S. & ODIN C. 1990 — Echelle numerique des Temps Geologiques. Geochronologie, 35: 12–20.
 POŻARYSKI W. 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. Prz. Geol., 45: 1265–1270.
 RUTKOWSKI J. 1965 — Senon okolicy Miechowa. Ann. Soc. Geol. Pol., 35: 3–54.
 RUTKOWSKI J. 1976 — Stratygrafia, wykształcenie litologiczne i tektonika mezozoiku południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Motkowice. Przew. 48. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice: 206–209.
 ŚWIDROWSKA J. 1994 — Direction of the Aalenian transgression in the area of the Mid-Polish Trough. Geol. Quart., 38: 319–336.
 ZIEGLER P.A. 1990 — Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Int. Petr. Maatssch.; distrib. by Geol. Soc. Publ. House, Bath, UK.

Sprostowanie

W numerze 11/98 w pracy Marcina Machalskiego pt. *Granica kreda-trzeciorzęd w przelomie Wisły* wydrukowano błędnie ryc. 7E. Niżej prezentujemy prawidłową wersję.

Za powstały błąd redakcja serdecznie przeprasza Autora i Czytelników.



Ryc. 7. Historia sedimentacji utworów z pogranicza kredy i trzeciorzędu w rejonie Kazimierza Dolnego

Fig. 7. Proposed scenario of the depositional and erosional history across the K-T boundary in the Kazimierz Dolny region. Stage A — sedimentation of the siliceous chalk (Kazimierz Opoka) of late Maastrichtian age (1); stage B — sedimentation of a slightly glauconitic carbonate mud unit (2) of late Maastrichtian age, followed by clay layer (3) corresponding to the famous Fish Clay which marks the K-T boundary in Denmark and a carbonate unit of Danian age (4) including the equivalent of the Cerithium Limestone in Denmark; stage C — erosional (or dissolution?) episode in early Danian leading to the destruction of the top of the unit 1 and total destruction of the units 2–4, and to the formation of the residual lag (5) composed of reworked nodules, early-diagenetic moulds and other fossils of Maastrichtian and Danian age; stage D — omission conditions on the sea floor and the development of Danian burrowing fauna leading to the formation of the first generation of burrows visible at present at the top of the Kazimierz Opoka; stage E — start of sandy-glauconitic sedimentation (6) of Danian age; filling of earlier burrows and formation of the next generations, origin of "pseudobreccia" at the top of Kazimierz Opoka, additional reworking of the residual lag; stage F — continuation of Danian sedimentation