

Rola procesów tektonicznych oraz eustatycznych w rozwoju sekwencji stratygraficznych utworów neoproterozoiku i kambriu basenu lubelsko-podlaskiego

Jolanta Paczeńska*, Paweł Poprawa*



J. Paczeńska



P. Poprawa

Relative role of tectonic and eustatic processes in development of the Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin–Podlasie Basin. *Prz. Geol.*, 53: 562–571.

S u m m a r y. Sequence stratigraphy approach has been applied for the Neoproterozoic to Cambrian sedimentary fill of the Lublin–Podlasie Basin; the main goal of the study is to discriminate between eustatic and tectonic control of the observed sequence development. The Neoproterozoic and Cambrian sedimentary fill of the Lublin–Podlasie Basin is subdivided here into two second-order depositional sequences, separated by a basin-wide unconformity. The lower sequence A is poorly recognised. It is presumably of the early Neoproterozoic age, and is characterized by continental to coastal shallow marine developments. Sequence B comprises the (late?) Neoproterozoic to Middle Cambrian. The lowermost part of the sequence B is composed of a lowstand systems tract (LST). At that time a low relative sea level was controlled by regional thermal doming, followed by rapid clastic and volcanogenic deposition,

with rate exceeding that of subsidence of extensional grabens. During the latest Ediacaran, a transgressive systems tract I (TST I) developed. Increase of the rate of relative sea level rise was induced by a transition from syn-rift to post-rift subsidence. During the development of a following highstand systems tract I (HST I), significant sediment supply exceeded the rate of basement subsidence, causing progradation of shoreline. The next higher up-section transgressive system tract (TST II) is characterized by a gradual relative sea level increase and reflects continued thermal sag phase of the Lublin–Podlasie Basin. Development of the TST II was coeval with a global transgression and controlled mainly by eustatic sea level rise. The beginning of the Middle Cambrian corresponds to the development of a HST II, controlled by a low rate of increase of the relative sea level, even if it was coeval in time with the Hawke Bay regression. The HST II is therefore interpreted here as controlled by local tectonic processes, superimposed on continued post-rift thermal subsidence of the passive margin.

Key words: Lublin–Podlasie Basin, Neoproterozoic, Cambrian, sequence stratigraphy

Basen lubelsko-podlaski (ryc. 1) należy do systemu górnoproterozoiczno-dolnopaleozoicznych basenów sedymentacyjnych, powstałych wzdłuż zachodniego skłonu Baltiki. Basen ten w późnym neoproterozoiku rozwijał się jako aktywny ryft (ryc. 2), który stopniowo przechodził w kambryjsko-ordowicki, poryftowy basen termiczny (Poprawa & Paczeńska, 2002; por. Pożaryski & Kotański, 1979). Jego wyróżniającą się cechą jest nieomal ciągły, pionowy profil od osadów górnoneoproterozoicznych do sylurskich. Jedyna, znacząca luka erozyjna w obrębie tego profilu przypada na górną część środkowego kambriu i górny kambri.

Miąższość osadów górnoneoproterozoicznych i kambryjskich w basenie przekracza 1300 m. Większość osadów była zdeponowana w płytkomorskich i brackicznych środowiskach sedymentacji, które są relatywnie czułym zapisem zmian względnego poziomu morza (WPM). Pomimo tego, iż analizowane osady są współcześnie pogrążone pod pokrywą utworów syluru, górnego paleozoiku i mezozoiku, osiagającą maksymalnie od 4000 do 5000 m, są one rozpoznane licznymi otworami wiertniczymi (ryc. 1). Otwory te w interwale neoproterozoiczno-kambryjskiej sukcesji są w większości w pełni rdzeniowane. Umożliwiło to wykonanie na potrzeby niniejszej pracy profili facjalnych w skali 1:10 i 1:20 dla wszystkich badanych otworów wiertniczych zlokalizowanych w basenie lubelsko-podlaskim (ryc. 1). Na tej podstawie przeprowadzono szczegółową analizę facjalną, a następnie wydzielono

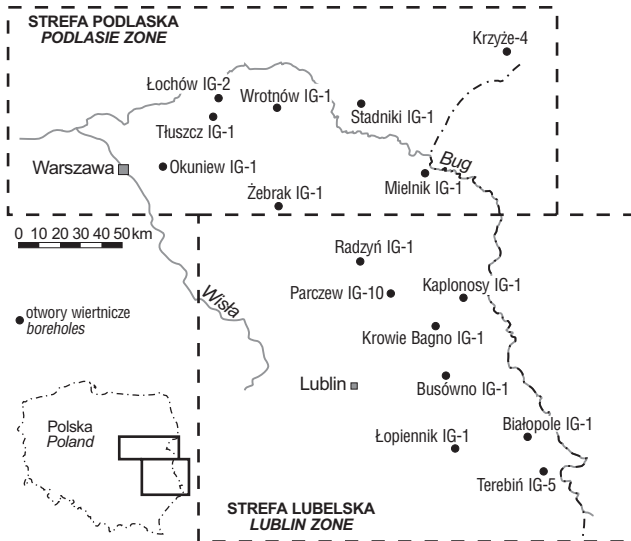
sekwencje czwartego rzędu (parasekwencje) i ich zestawy oraz ciągi systemowe (por. Paczeńska, 2001; Paczeńska & Poprawa, 2005). Na podstawie wyników wyżej wymienionych badań, w niniejszej pracy sporządzono uogólniony model jednostek stratygrafii sekwencji wyższego rzędu, wydzielonych w wypełnieniu basenu lubelsko-podlaskiego.

Analizowane profile są stratygraficznym odpowiednikiem relatywnie długiego przedziału czasu geologicznego, podczas którego zmieniał się charakter oraz intensywność lokalnych procesów tektonicznych. Ponadto, omawiany przedział czasu przypada na znaczące cykle transgresywno-regresywne o globalnej skali, które przynajmniej częściowo miały naturę glacieustatyczną. Czyni to z górnego ediakaru i kambriu basenu lubelsko-podlaskiego interesujący obiekt studiów nad względnym znaczeniem czynników tektonicznych oraz zdarzeń eustatycznych w rozwoju sekwencji depozycyjnych, co stanowi przedmiot prezentowanej pracy.

Badania z zakresu stratygrafii sekwencji nie były w omawianym obszarze dotąd prowadzone, za wyjątkiem studium zastosowania skamieniałości śladowych w wysokorozdzielczej stratygrafii sekwencji utworów kambriu otworu Okuniew IG–1, zlokalizowanego w obniżeniu podlaskim (Paczeńska, 2001). Natomiast w obszarze basenu bałtyckiego, tj. na NW od basenu lubelsko-podlaskiego, próba zastosowania stratygrafii sekwencji do utworów (najwyższego neoproterozoiku?) kambriu jest przedstawiona w pracy Jaworowskiego (2000) na przykładzie profilu Gdańsk IG–1 oraz Kościerzyna IG–1.

Polską terminologię stratygrafii sekwencji w niniejszym artykule przyjęto według Porebskiego (1996).

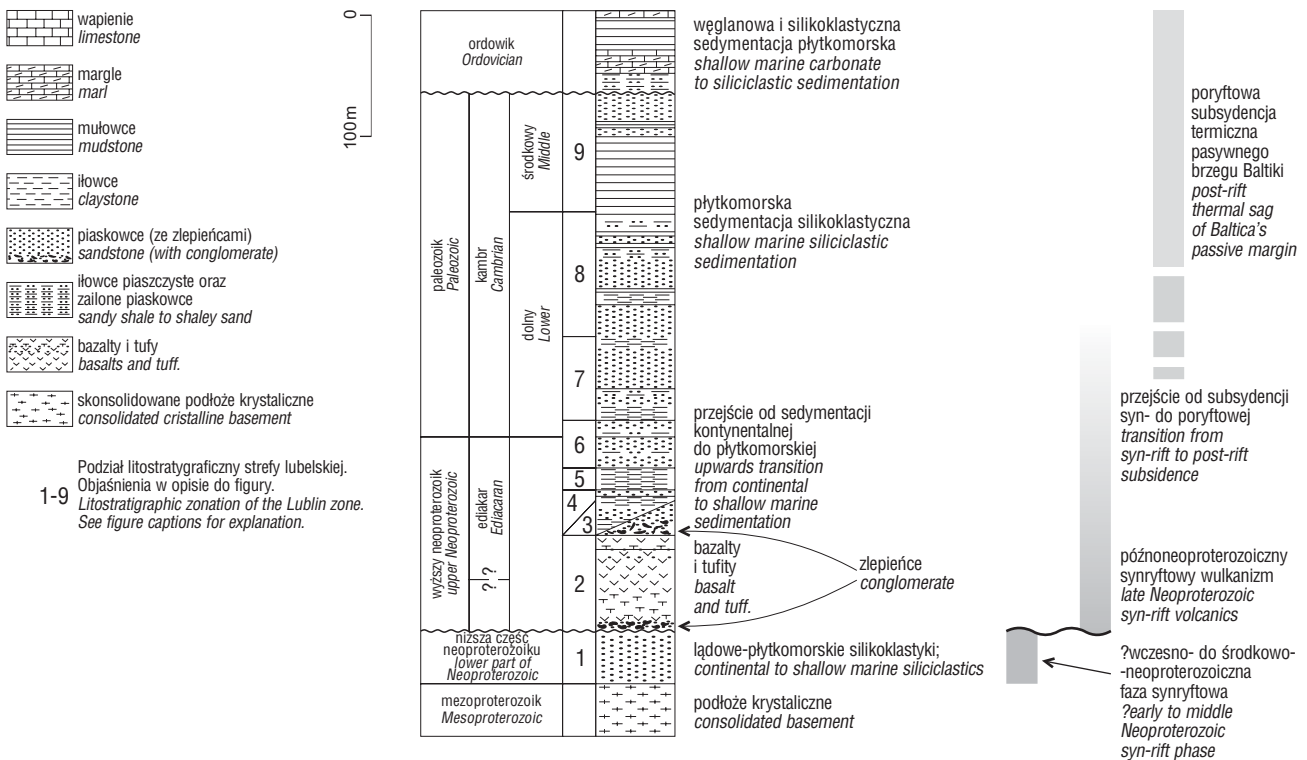
*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jolanta.paczesna@pgi.gov.pl; pawel.poprawa@pgi.gov.pl



Ryc. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych, nawiercających utwory neoproterozoiku i kambry, dla których prowadzono badania
Fig. 1. Location of boreholes, drilled into the Neoproterozoic and Cambrian deposits in the Lublin–Podlasie Basin, for which presented investigations were conducted

Ewolucja geologiczna obszaru badań

Basen lubelsko-podlaski jest zlokalizowany w strefie wzajemnego nakładania się dwóch dużych systemów ryftowych basenów sedymentacyjnych zachodniej części



Ryc. 2. Korelacja między głównymi fazami rozwoju tektonicznego basenu lubelsko-podlaskiego a wykształceniem facjalnym osadowe-
 go wypełnienia basenu (wg Poprawa & Paczeńska, 2002); 1 — formacja poleska, 2 — formacja sławatycka, 3 — formacja siemiatycka, 4 —
 formacja białopolska, 5 — formacja lubelska, 6 — formacja włodawska, 7 — formacja mazowiecka, 8 — formacja kaplonoska+radzyńska,
 9 — formacja kostrzyńska
Fig. 2. Correlation between the main phases of tectonic evolution of the Lublin–Podlasie Basin and development of the basin-fill (after:
 Poprawa & Paczeńska, 2002); 1 — Polesie Formation, 2 — Sławatycze Formation, 3 — Siemiatyce Formation, 4 — Białopole Formation,
 5 — Lublin Formation, 6 — Włodawa Formation, 7 — Mazowsze Formation, 8 — Kaplonosy+Radzyń Formations, 9 — Kostrzyń
 Formation

kratonu wschodnioeuropejskiego. Stanowią je: (1) system basenów, rozciągający się z NW ku SE, wzdłuż zachodniego brzegu Baltiki (w literaturze anglojęzycznej określane zazwyczaj terminem Peri-Tornquist Basin) oraz (2) aulakogen Orsza–Wołyń, przecinający zachodnią część kratonu z NE ku SW (Pożaryski & Kotański, 1979; Garetsky i in., 1987; Nikishin i in., 1996; Poprawa i in., 1999; Poprawa & Paczeńska, 2002; Jaworowski & Sikorska, 2003).

Analizowany basen dzieli się na strefę lubelską oraz strefę podlaską (ryc. 1), które w późnym neoproterozoiku i najwcześniejszym kambry różniły się rozwojem facjalnym. W obu tych strefach na mezoproterozoicznym podłożu krystalicznym (np. Ryka, 1984; Bogdanova i in., 1997) zalega niezmetamorfizowana sukcesja osadowa, rozpoczynająca się utworami terygenicznymi, należącymi do neoproterozoiku. Ku górze przechodzi ona lokalnie w sukcesję utworów wulkanicznych wyższego neoproterozoiku (ryc. 2), a następnie górnoodziakarskie silikoklastyki (Areń, 1982). Młodsze osady dolno- i środkowokambryjskie tworzą relatywnie ujednoczoną pokrywę w obu strefach, cechującą się jedynie niewielkimi, obocznymi zmianami facjalnymi. Miąższość neoproterozoiczno-kambryjskiej sukcesji w basenie lubelsko-podlaskim wykazuje tendencję do wzrostu ze wschodu na zachód.

Wiek dolnej części lubelsko-podlaskiej sukcesji osadowej nie jest wystarczająco dobrze określony. Jedyną przesłanką stratygraficzną są w tym wypadku datowania radiometryczne U–Pb i K/Ar utworów formacji wulkanicznej (Krasheninnikova, 1971; Compston i in., 1995; Velichanov & Korenchuk, 1997). Wiek pozostałej, górnej części profilu, reprezentowanego przez sukcesję morskich klastyki-

ków, jest dokumentowany poziomami trylobitowymi (Lendzion, 1983) oraz akritarchowymi (Moczyłowska, 1991).

Najstarsze osady analizowanego obszaru (ryc. 2) są reprezentowane przez silikoklastyczną formację poleską (Areń, 1982). Lateralne odpowiedniki tej formacji osiągają na wschód od basenu lubelsko-podlaskiego znaczące miąższości, niekiedy przekraczające 1000 m. Według Mahnatscha i in. (1976) zostały one zdeponowane w rowach tektonicznych, zdaniem obecnych autorów związanych z procesami ryftowania, zachodzącymi we wczesnym, bądź środkowym neoproterozoiku. Pozwala to powiązać ten etap rozwoju basenu lubelsko-podlaskiego ze wstępną fazą rozpadu superkontynentu Rodinii/Pannotii (por. Poprawa & Paczeńska, 2002).

Formacja poleska jest niezgodnie przykryta przez utwory wulkaniczne i klastyczne formacji sławatyckiej, która w dolnej części jest reprezentowana przez zlepieńce i gruboziarniste piaskowce, natomiast w jej górnej części występują bazalty, tufy i osady epiklastyczne (ryc. 2). Wulkanyty obszaru lubelsko-podlaskiego stanowią niewielką część dużej prowincji bazaltów trapowych, rozciągającej się poza granicami południowo-wschodniej Polski na zachodniej Ukrainie, Mołdawii, Białorusi i Rosji (Rozanov & Łydka, 1987; Bogdanow i in., 1997).

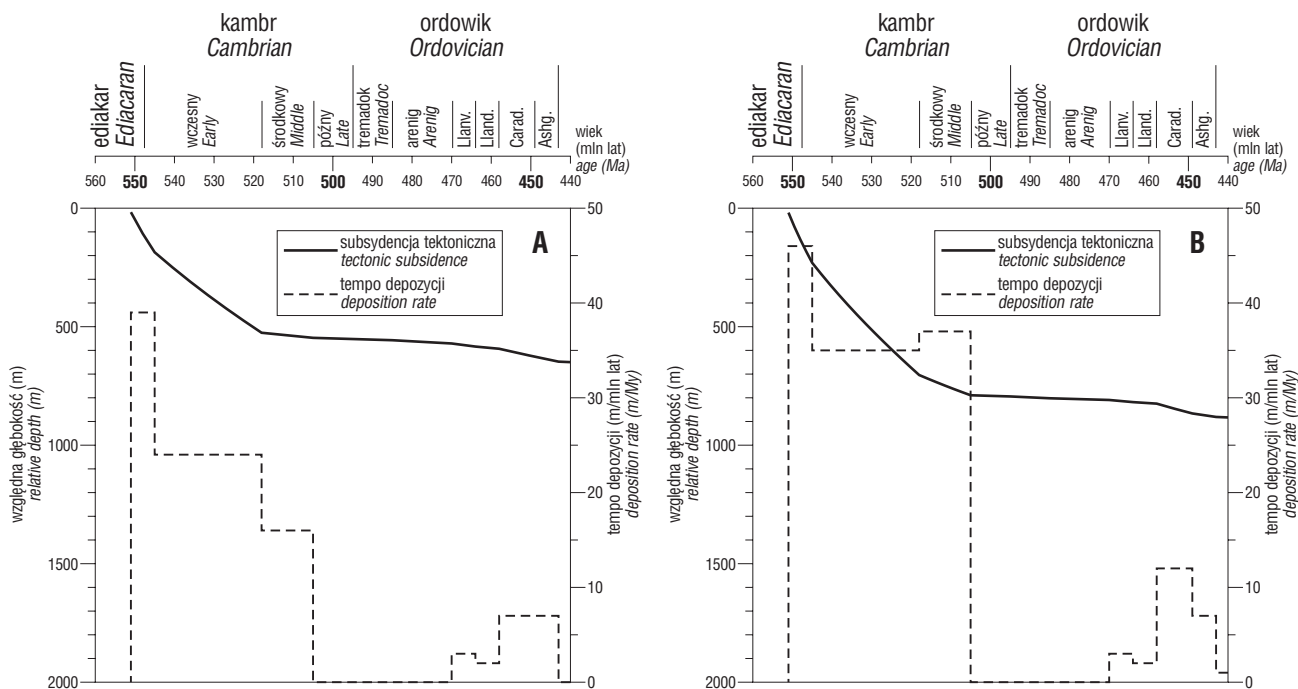
Nadległe osady klastyczne formacji siemiatyckiej, białopolskiej, lubelskiej, włodawskiej, mazowieckiej, radzyńskiej, kaplonoskiej i kostrzyńskiej reprezentują interwał od późnego ediakaru do środkowego kambru (ryc. 2). Osady górnej części środkowego kambru oraz górnego kambru nie występują w badanym basenie (Lendzion i in., 1979; Lendzion, 1983a, 1983b). Według Jaworowskiego (1997) najprawdopodobniej zostały one usunięte przez erozję przedordowicką.

Poprawa i Paczeńska (2002) zaproponowali model, według którego (późno-?) neoproterozoiczny, kambryjski oraz wczesno- do środkowordowicki rozwój basenu lubelsko-podlaskiego był kontrolowany przez zdarzenie ryftowe, stopniowo przechodzące w poryftową subsydencję

termiczną (ryc. 2). Powyższa teza była oparta na wynikach *backstrippingu*, wykazującego charakterystyczny wzór subsydencji systematycznie wygasającej w czasie (por. ryc. 3) oraz interpretacji wcześniej opublikowanych danych o wykształceniu facjalnym basenu lubelsko-podlaskiego (Areń, 1982; Jaworowski, 1978, 1997; Paczeńska, 1996, 2001). Neoproterozoiczna ekstensja w basenie lubelsko-podlaskim jest częścią procesów ryftowania, obejmujących zachodnią część Baltiki (Pożaryski & Kotański, 1979; Poprawa i in., 1999 Greiling i in., 1999; Lassen i in., 2001; Poprawa & Paczeńska, 2002; Jaworowski & Sikorska, 2003), najprawdopodobniej związanych z końcowymi etapami rozpadu Rodinii/Pannotii (por. Bond i in., 1984). Natomiast poryftowa subsydencja termiczna związana była najprawdopodobniej z rozwojem pasywnego brzegu wzdłuż zachodniej Baltiki (np. Poprawa i in., 1999; Poprawa & Paczeńska, 2002).

Systemy depozycyjne oraz stratygrafia sekwencji

W obrębie neoproterozoiczno-środkowokambryjskiej pokrywy osadowej basenu lubelsko-podlaskiego wydzielono dwie sekwencje depozycyjne drugiego rzędu, oznaczone jako A i B (ryc. 4D). Sekwencja A, która rozpoczyna osadową sukcesję basenu lubelsko-podlaskiego, określana jest, zgodnie z definicją sekwencji depozycyjnej (np. Vail i in., 1984; Van Wagoner i in., 1988), przez główne niezgodności kątowe lub erozyjne w spągu i stropie. Niezgodność w spągu sekwencji A reprezentuje fazę długotrwałej erozji podłoża krystalicznego. Wzdłuż tej niezgodności pokrywa osadowa, o niesprecyzowanym wieku, aczkolwiek prawdopodobnie młodsza niż 0,7 mld lat, jeśli brać pod uwagę konsekwencje datowań K/Ar detrytycznych muskowitów z tych utworów (Semenenko, 1968; Krasheninnikova, 1971), przykrywa mezoproterozoiczne, granitoidowe, sjenitowe, gnejsowe i gabrowe kompleksy podłoża krystalicznego (wiek ok. 1,0–1,3 mld lat; Semenenko, 1968; Bogdanow i in., 1997; Velikanov & Korenchuk, 1997).



Ryc. 3. Przykłady ediakarańsko-kambryjsko-ordowickiej subsydencji tektonicznej oraz zmian tempa depozycji dla dwóch profili, reprezentatywnych dla basenu lubelsko-podlaskiego: A — Białopole IG-1 oraz B — Łopiennik IG-1

Fig. 3. Examples of the late Ediacaran, Cambrian and Ordovician tectonic subsidence histories and changes of deposition rate for two sections, representative for the Lublin–Podlasie basin: A — Białopole IG-1, and B — Łopiennik IG-1

Sekwencja A jest zbudowana z kontynentalnych do płytkomorskich piaskowców arkozowych i mułowców, (ryc. 2, 4B) przewarstwiających się z ilowcami, określanych jako formacja poleska (Garetsky, 1981; Wichrowska, 1992). W kierunku na wschód od analizowanego basenu utwory tej sekwencji osiągają maksymalne miąższości, przekraczające 1000 m. W sekwencji A występują głównie osady wykształcone w facji typu *red-beds* oraz płytkomorskie silikoklastyki. W formacji poleskiej, według Gareckiego (1981), można wyróżnić cztery cykle sedymentacyjne. Jak wspomniano powyżej, wiek tych osadów ocenić można na wczesny i/lub środkowy neoproterozoik. Sekwencja A pozostaje poza głównym zainteresowaniem niniejszego artykułu, w związku z czym omówiona jest tu jedynie pobieżnie.

Następna w sukcesji sekwencja depozycyjna drugiego rzędu, oznaczona jako B, obejmuje przedział czasu od późnego ediakaru do środkowego kambru i jest reprezentowana przez zróżnicowane osady zarówno wulkanogeniczne, jak i klastyczne (ryc. 4A, D). Dolna granica sekwencji B jest wyznaczona przez niezgodność kątową. Górna część niżej leżącej sekwencji A została usunięta przez erozję, a jej strop stanowi powierzchnia erozyjna. Górna granica sekwencji B jest zdefiniowana przez niezgodność erozyjną, reprezentującą przedział czasu, obejmujący najpóźniejszy środkowy kambry do wczesnego tremadoku.

W obrębie sekwencji B (ryc. 4C) wyróżniono pięć systemów depozycyjnych (B1–B5). Najniższy z nich (B1), odnoszony do formacji sławatyckiej, składa się z czerwonych, brunatnych i szarych, masywnych zlepieńców zbudowanych ze słabo obtoczonych klastów, osiągających średnicę do 30 cm (ryc. 4A–C, ryc. 5A). Żwirowce i piaskowce arkozowe mają tutaj niewielki udział. Powyższe osady reprezentują produkt sedymentacji na stożkach aluwialnych. Wiek osadów systemu depozycyjnego B1 nie jest ściśle określony, aczkolwiek najprawdopodobniej jest to dolny i/lub środkowy neoproterozoik.

Następny, wyżej leżący w profilu system depozycyjny B2, stanowiący górną część formacji sławatyckiej, zawiera bazalty trapowe, żyły i dajki gabrowo-dolerytowe, przewarstwiające się z osadami piro- i epiklastycznymi (ryc. 4A–C). Opierając się na datowaniach radiometrycznych U–Pb oraz K–Ar można wnosić, iż system depozycyjny B2 reprezentuje przedział czasu od ok. (?660–) 600 do 550 mln lat (Krasheninnikova, 1971; Compston i in., 1995; Velicanov & Korenchuk, 1997).

Systemy depozycyjne B1 i B2 (ryc. 4C–D) stanowią w sekwencji B ciąg systemowy niskiego stanu WPM (LST), charakteryzowany przez niski poziom regionalnej bazy erozyjnej (por. Allen & Hovius, 1998). Ówczesne obniżenie się WPM (ryc. 4G) mogło wiązać się po części z regionalnym, termicznym wynoszeniem badanego obszaru (por. Poprawa & Paczeńska, 2002), po części zaś z intensywną depozycją utworów magmowych, a w mniejszym stopniu również detrytycznych (ryc. 4F). Wspomniana powyżej przewaga dostawy materiału nad przyrostem akomodacji, powodująca regresję linii brzegowej, może równie dobrze charakteryzować regresję normalną, typową dla HST (np. Porębski, 1996). Jednakże argumentem na rzecz preferowanej tu interpretacji (tj. LST) jest to, iż w strefach nie objętych depozycją utworów formacji sławatyckiej nie tylko nie zaznacza się wzrost WPM, ale utrzymuje się brak sedymentacji oraz, najprawdopodobniej, erozja (np. profile Parczew IG–10, Radzyń IG–1, Stadniki IG–1). Biorąc pod uwagę przedział stratygraficzny, odpowiadający utworom systemów depozycyjnych B1 i B2, niski stan względnego poziomu morza trwał w tym wypadku wyjątkowo długo, prawdopodobnie ok. 50–100 mln lat.

Utwory wyżej leżącego systemu depozycyjnego (B3) są reprezentowane przez górnodiakarską formację siemiatycką (ryc. 4A–C). Budują go osady o zmniejszającej się ku górze frakcji uziarnienia, które w dolnej części reprezentowane są przez zlepieńce i przekątnie warstwiane w dużej skali piaskowce arkozowe (ryc. 5B), zaś w jego górnej części dominują piaskowce drobnoziarniste (ryc. 5C). Osady te zostały zdeponowane w środowiskach rzecznych, głównie rzek roztokowych i efemerycznych strumieni. System depozycyjny B3 obejmuje przedział czasu odpowiadający późnemu ediakarowi i rozpoczyna się ok. 551 mln lat temu (por. Compston i in., 1995). W strefie lubelskiej kończy się on na granicy ediakaru i kambru, tj. przed 542 mln lat temu (Gradstein i in., 2004).

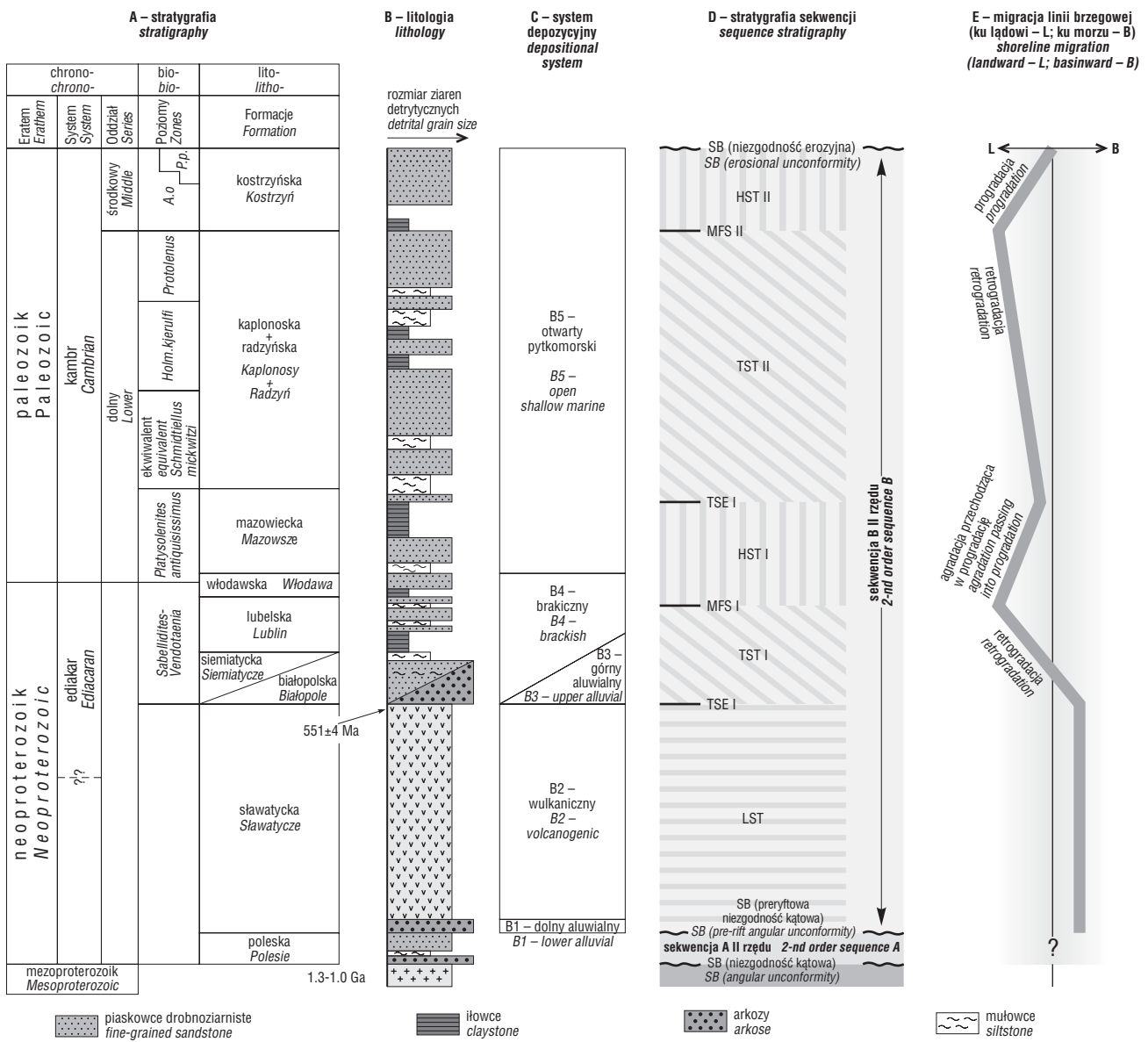
Nadległy system depozycyjny B4 obejmuje utwory formacji białopolskiej, lubelskiej i włodawskiej (ryc. 4A–C). Jest on charakteryzowany przez płytkomorskie, brakiczne środowiska sedymentacji. Są to głównie laguny, osłonięte zatoki, równie pływowe oraz przybrzeża, z masowo w nich występującymi organizmami z grupy Vendotae-nides (Paczeńska, 1996).

Specyficzną cechą formacji białopolskiej i włodawskiej jest obecność przekątnie warstwianych w dużej skali piaskowców drobnoziarnistych, zdeponowanych w kanałach pływowych (ryc. 5D, G). Z kolei dla formacji lubelskiej najbardziej charakterystyczne jest występowanie drobnolaminowanych heterolitów piaskowcowo-mułowcowych z laminacją smużystą, falistą, soczewkową i poziomą (ryc. 5E), stanowiących osady równi pływowej. Charakterystyczna, częsta obecność struktur z odwodnienia oraz warstwowania konwolucyjnego wskazuje na szybką sedymentację (por. ryc. 3). W formacji lubelskiej pojawiają się pierwsze skamieniałości śladowe, (ryc. 5F) reprezentujące typowy, nieodróżnicowany ichnotaksonomicznie i etologicznie, brakiczny zespół ichnofauny (Paczeńska, 1996).

Z powodu diachronizmu transgresji morskiej, płytkomorska formacja białopolska jest lateralnym ekwiwalentem aluwialnej formacji siemiatyckiej. Fakt ten sprawia, iż system depozycyjny B4 jest przynajmniej w części, równoległy z systemem B3 (ryc. 4C). Jego rozwój rozpoczął się ok. 551 mln lat temu i zakończył w najwcześniejszym kambry, tj. w czasie depozycji utworów najniższej części poziomu *Platysolenites antiquissimus*.

W prezentowanym modelu (ryc. 4C–D) system depozycyjny B3 i dolna część systemu B4 stanowią transgresywny ciąg systemowy (TST I). Rozwój TST I jest kontrolowany przez lokalne procesy tektoniczne i wzrost dostawy osadu do basenu (ryc. 3, 4F; por. Howell & Flint, 1993; Gawthrope i in., 1994). Mniej więcej w okresie przejścia od LST do TST I zakończyła się w basenie lubelsko-podlaskim główna aktywność synryftowych rowów ekstensyjnych oraz wylewy bazaltów, a w konsekwencji rozpoczęła się faza poryftowej subsydencji termicznej (ryc. 4H). Pomimo relatywnie szybkiej akumulacji osadów pod koniec ediakaru (ryc. 3, 4F), duża subsydencja (ryc. 3, 4H) spowodowała zwiększenie się pojemności akomodacyjnej basenu i szybki wzrost względnego poziomu morza (ryc. 4G; por. Posamentier & Allen, 1993). Konsekwencją powyższych procesów jest retrogradacja parasekwencji w strefie lubelskiej podczas rozwoju TST I (ryc. 4E). Górną granicą TST I jest powierzchnia maksymalnego zalewu (MFS I), wyznaczona w omawianym basenie przez maksymalny zasięg w kierunku lądu najgłębszego w sukcesji środowiska sedymentacji, w tym przypadku przybrzeża.

Ostatnim w profilu neoproterozoiczno-kambryjskim basenu lubelsko-podlaskiego systemem depozycyjnym jest system B5, obejmujący utwory formacji mazowiec-



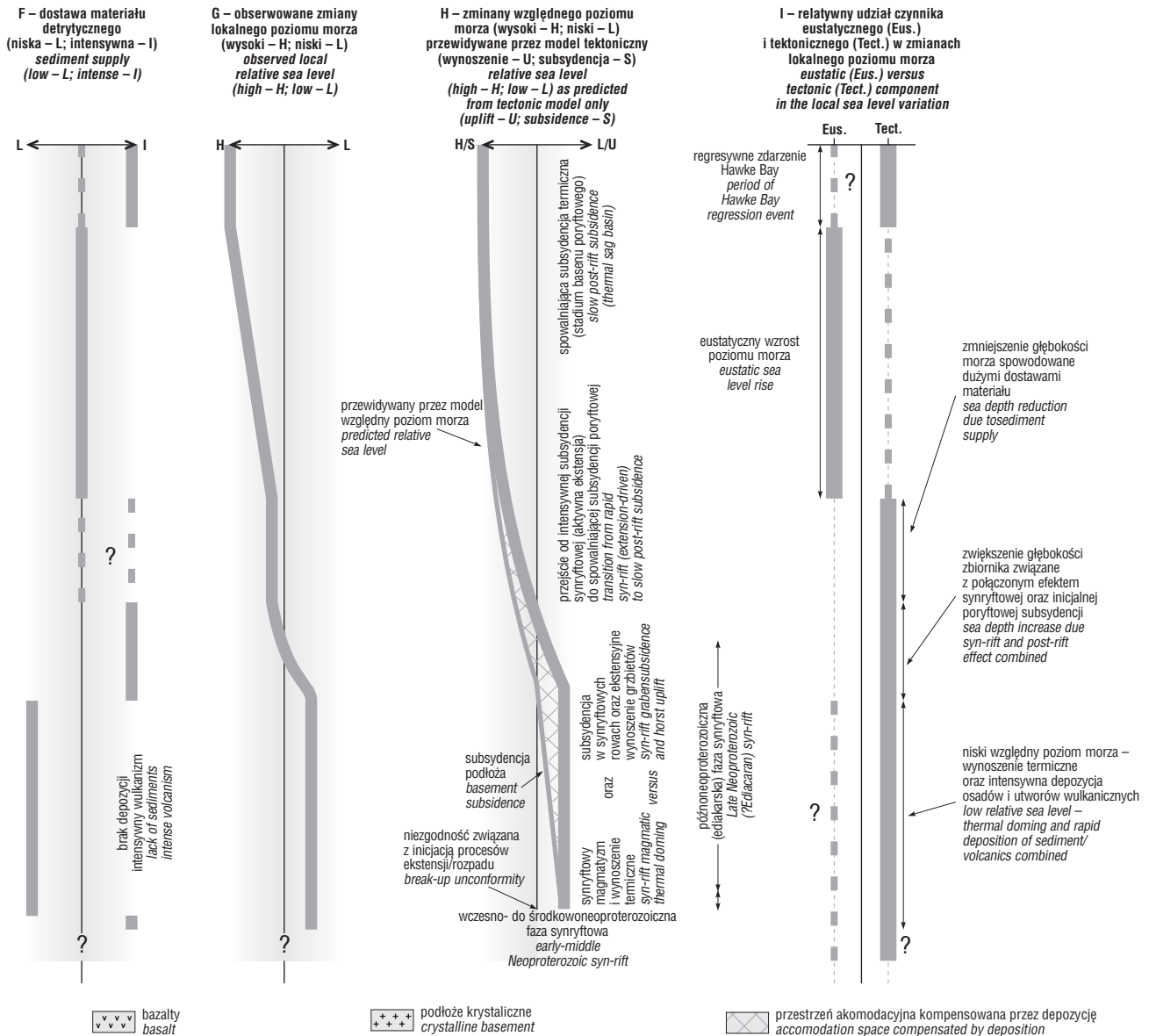
kiej, kapłonoskiej+radzyńskiej i kostrzyńskiej (ryc. 4A–C). Osady tego systemu osadziły się w otwartomorskich środowiskach przybrzeża i odrzeża. Ich charakterystyczną cechą jest obecność grubych kompleksów, głównie przekątnie warstwowanych, piaskowców drobnoziarnistych, przeławicających się z mułowcami z laminacją smużystą i soczewkową. Natomiast brak jest w osadach systemu B5 drobnolaminowanych heterolitów, typowych dla systemu B4. Najbardziej charakterystyczną cechą B5 jest obecność specyficznego, zróżnicowanego ichnotaksonomicznie i etologicznie zespołu ichnofauny (ryc. 5I), wskazującego na sedymentację w płytkim środowisku otwartego morza (Paczeńska, 1996).

System depozycyjny B5 reprezentuje przedział czasu od najwcześniejszego kambru najniższej części poziomu *Platysolenites antiquissimus* do kambru środkowego (dolnej części poziomu *Paradoxides paradoxissimus*) (ryc. 4A, 4C). Górny zasięg tego poziomu jest ograniczony przez erozję. Górna część systemu depozycyjnego B4 (ponad MFS I), razem z dolną częścią systemu B5, tworzy ciąg systemowy wysokiego stanu WPM (HST I) (ryc. 4C–D). HST I jest dokumentowany przez agradację parasekwencji, przechodzącą ku górze profilu w progradację (ryc. 4E). Odpowiada to powolnemu wzrostowi WPM (ryc. 4G), interpretowanemu na podstawie ewolucji środowisk sedymentacji, zapisanej w tym przypadku przede

wszystkim w zmianach zespołów skamieniałości śladowych (Paczeńska, 1996, 2001).

Opisany powyżej rozwój HST I odzwierciedla relacje między subsydencją i depozycją. W omawianym przedziale czasu dostawa materiału detrytycznego do basenu była wciąż jeszcze względnie intensywna (ryc. 3, 4F). Jej tempo przekraczało szybkość stopniowo spowalniającej, poryftowej subsydencji (ryc. 4H). Górna granica HST I jest określona przez powierzchnię erozji, która jest transgresywnie zmodyfikowaną granicą sekwencji niższego, trzeciego rzędu. Powierzchnia ta przed wspomnianą modyfikacją była lateralnym ekwiwalentem powierzchni erozji subaeralnej, dokumentowanej na wschód od basenu lubelsko-podlaskiego (por. Mens, 1987) oraz w zachodniej części jego podlaskiej strefy (Paczeńska, 2001). Jednocześnie omawiana powierzchnia stanowi transgresywną powierzchnię erozyjną TSE II (ryc. 4D), wyznaczoną na podstawie analizy ichnofacjalnej (ryc. 5H). TSE II w przybliżeniu koresponduje ze stropem poziomu *Platysolenites antiquissimus* (ryc. 4A, D). Jest to również dolna granica kolejnego w sukcesji transgresywnego ciągu systemowego, czyli TST II.

Podczas rozwoju TST II relacje między subsydencją i dostawami materiału były podobne jak w przypadku HST I, to znaczy utrzymywała się tendencja do zmniejszania się tempa subsydencji, wciąż nieco niższego od tempa depozycji (ryc. 3, 4F, H). TST II jest charakteryzowany przez



Ryc. 4. Relacje między głównymi czynnikami, kontrolującymi wykształcenie analizowanych sekwencji depozycyjnych strefy lubelskiej, a w wyższej części (powyżej *Platysolenites antiquissimus*) także strefy podlaskiej. Dyskusja w tekście. A.o. — *Acadoparadoxides oelandicus*; P.p. — *Paradoxides paradoxissimus*; SB — sequence boundary; TST I i II — transgresywny ciąg systemowy I i II; HST I i II — ciąg systemowy wysokiego stanu I i II; LST — ciąg systemowy niskiego stanu; TSE I i II — transgresywna powierzchnia erozyjna I i II; MFS I i II — powierzchnia maksymalnego zalewu I i II; Biostratygrafia według Lenzion (1983a) i Moczyłdowskiej (1991)

Fig. 4. Relation between main factors controlling development of the analysed depositional sequences of the Lublin sub-basin, in the upper part (i.e. above *Platysolenites antiquissimus*) valid also for the Podlasie sub-basin. See text for discussion. A.o. — *Acadoparadoxides oelandicus*, P.p. — *Paradoxides paradoxissimus*; SB — sequence boundary; TST I and II — transgressive system tract; HST I and II — highstand system tract I and II; LST — Lowstand system tract; TSE I and II — Transgressive surface of erosion I and II; MFS I and II — Maximum flooding surface I and II; Biostratigraphy according to Lenzion (1983a) and Moczyłdowska (1991)

retrogradację linii brzegowej (ryc. 4E) oraz gwałtowny wzrost WPM (ryc. 4G). TST II kończy się w okresie depozycji utworów wyższej części poziomu *Protoleonus*, w momencie wykształcenia się powierzchni maksymalnego zalewu MFS II (ryc. 4D), wyznaczonego przez podobne wskaźniki jak w przypadku MFS I.

Powyżej MFS II wykształcony jest kolejny ciąg systemowy wysokiego stanu, tj. HST II, składający się z progradujących parasekwencji (ryc. 4D–E), zbudowanych z osadów odbrzeża i przybrzeża (por. Paczeńska, 2001). Rozwój HST II był równoczesny z dalszym spowalnianiem subsydenca oraz lokalnym wzrostem dostawy materiału detrytycznego do basenu (ryc. 3, 4F, H). Dalszy rozwój

sekwencji B nie może być rekonstruowany, gdyż wyższa część utworów kambryu środkowego została usunięta przez erozję przedordowicką. A zatem wspomniana wyżej powierzchnia erozyjna wskazuje zarówno na górną granicę HST II, jak i sekwencji B (ryc. 4D).

Zależność rozwoju sekwencji stratygraficznych od procesów tektonicznych i/lub eustatycznych — dyskusja

Sekwencja A (ryc. 4D) jest najmniej rozpoznaną częścią proterozoiczno-kambryjskiej, sedymentacyjnej sukcesji zachodniej Baltiki, co powoduje iż dyskusowanie

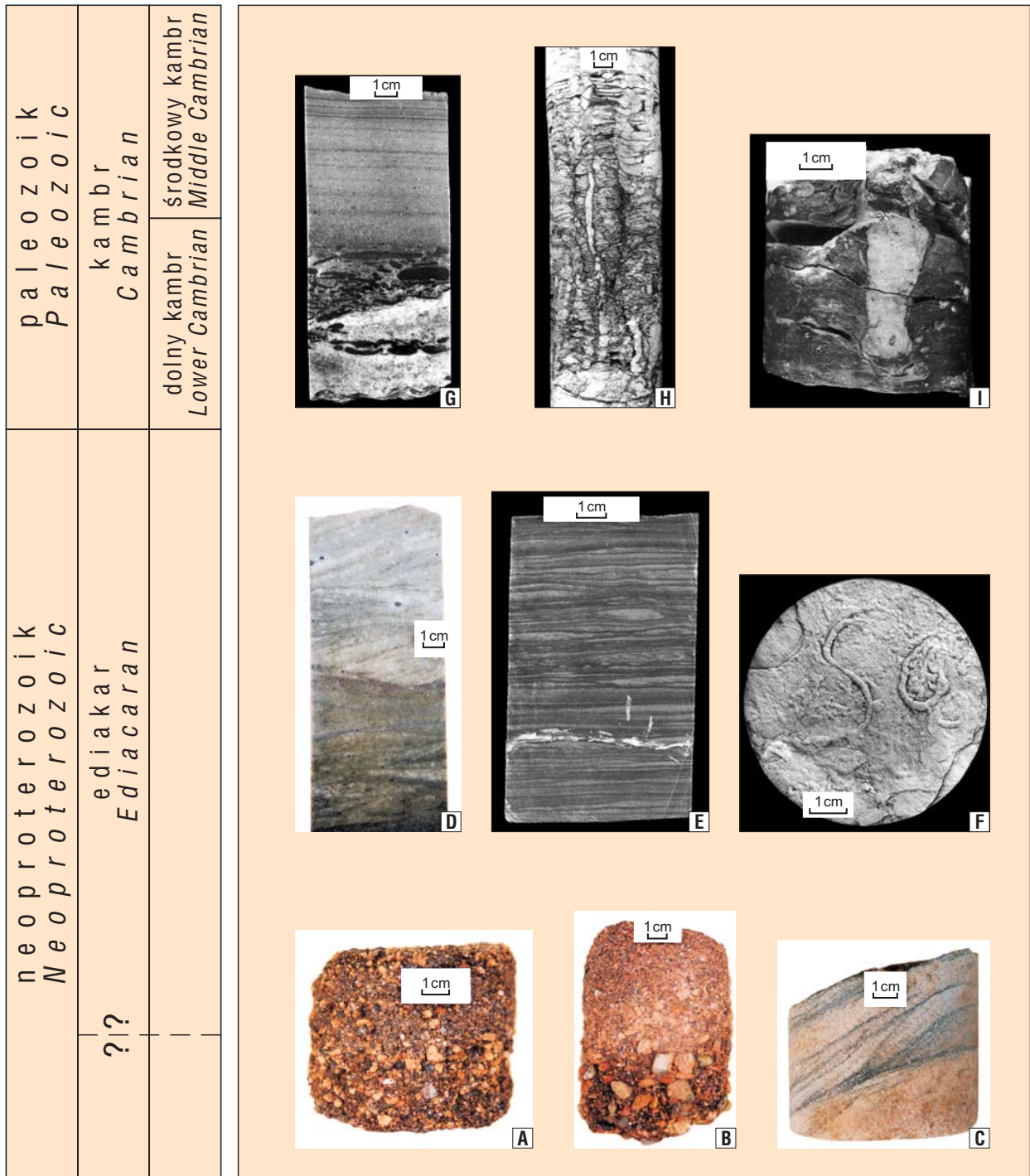
mechanizmów jej rozwoju jest szczególnie trudne. Według Mahnatscha i in. (1976) osady sekwencji A były deponowane we (wczesno-?) środkowoneoproterozoicznych rowach tektonicznych, co jest przynajmniej w części potwierdzone przez wykształcenie facjalne tych osadów (ryc. 2). Mogłoby to wskazywać na dominujący wpływ lokalnych zdarzeń tektonicznych na wahania WPM w czasie rozwoju sekwencji A (ryc. 4I).

W rozwoju wyżej leżącej sekwencji B obserwować można skomplikowane współdziałania między procesami tektonicznymi i eustatycznymi. Przyjęcie dla basenu lubelsko-podlaskiego modelu późnoneoproterozoicznego ryftu (Poprawa & Paczeńska, 2002; por. Pożaryski & Kotański, 1979), pozwala powiązać spagową niezgodność tej sekwencji ze zjawiskiem preryftowego, termicznego wyniesienia, bezpośrednio poprzedzającego ekstensję i wulkanizm. Prowadzi to do wniosku, iż rozwój sekwencji

B był poprzedzony przez okres niskiego WPM, który kontynuował się w czasie depozycji osadów ciągu systemowego LST (ryc. 4G).

W czasie depozycji utworów LST względny poziom morza kontrolowany był przez dwa główne czynniki. Z jednej strony były to lokalne zjawiska tektoniczne, głównie wspomniane powyżej regionalne, termiczne wyniesienie, a częściowo rozwój rowów tektonicznych (ryc. 4H). Natomiast drugim czynnikiem była szybka akumulacja osadów aluwialnych i kontynentalnych skał wulkanicznych, której tempo przewyższało tempo subsyduencji ekstensyjnych rowów (ryc. 4F, H).

Ważnym czynnikiem, wpływającym na rozwój sekwencji sedimentacyjnych w późnym neoproterozoiku był ówczesny, specyficzny klimat. Brak wegetacji oraz intensywne procesy mechanicznego i chemicznego wietrzenia, powodowały szybką dezintegrację skał w obsza-



rach źródłowych. Było to stymulowane przez późnoneoproterozoiczną atmosferę i hydrosferę, znacząco różniącą się od współczesnej. Powyższe czynniki mogły wyzwać produkcję dużych objętościowo mas detrytusów, nawet bez udziału czynników tektonicznych (Eriksson i in., 1998; Eriksson i in., 2001). Podobne warunki klimatyczne panowały także w basenie lubelsko-podlaskim, co częściowo odzwierciedla się brunatno-pstrym zabarwieniem osadów, zdeponowanych w warunkach suchego klimatu.

Istotna z punktu widzenia prowadzonej tu dyskusji, obecność kontynentalnych utworów w niektórych profilach ediakaru na świecie (np. Myrow, 1995; Crawford i in., 1997; Calver & Walter, 2000; Fedo & Cooper, 2001) stwarza sugestię globalnego, niskiego, ówczesnego poziomu morza. Zatem również w przypadku basenu lubelsko-podlaskiego nie można wykluczyć, że na WPM w ediakarze, niezależnie od wymienionych powyżej, lokalnych czynników tektonicznych, oddziaływał również czynnik eustatyczny. Wzrost względnego poziomu morza w basenie lubelsko-podlaskim w czasie przejścia od depozycji utworów formacji sławatyckiej do utworów formacji siemiatyckiej i białopolskiej (ryc. 4G) zaznacza początek rozwoju transgresywnego ciągu systemowego TST I (ryc. 4D). TST I charakteryzuje się migracją linii brzegowej w kierunku lądu (ryc. 4E) oraz stosunkowo intensywną dostawą materiału detrytycznego do basenu (ryc. 4H) (por. Poprawa & Pacześna, 2002), co zazwyczaj wiąże się ze wzrostem WPM, lateralną ekspansją basenu oraz wzrostem jego pojemności akomodacyjnej.

Zgodność pomiędzy zmianami WPM, przewidywanymi przez model ryftu, oraz obserwowanymi w basenie lubelsko-podlaskim w czasie rozwoju TST I, sugeruje dominujący ówczesnie wpływ lokalnych czynników tekto-

nicznych na wzrost WPM (ryc. 4I). Nieeustatyczną naturę zmian WPM na tym etapie rozwoju basenu lubelsko-podlaskiego potwierdza pośrednio również brak przesłanek na występowanie w innych profilach ediakaru, zarówno na Baltice, jak i na innych palekontynentach, transgresji równowiekowej z tu obserwowaną (por. Simpson & Eriksson, 1989; Vidal & Moczydłowska, 1995; Fedo & Cooper, 2001).

Z końcem rozwoju TST I aktywność wewnątrzbasenowych uskoków zamierała, a wykształcenie strukturalne basenu lubelsko-podlaskiego zaczęło być dominowane przez subsydencję termiczną (ryc. 4H). W czasie rozwoju następującego po TST I, kolejnego ciągu systemowego, tj. HST I, względny poziom morza pozostawał w przybliżeniu stały, bądź też przejawiał nieznaczną tendencję wzrostową (ryc. 4G). Niemniej jednak, jeśli ówczesny rozwój basenu lubelsko-podlaskiego zdominowany byłby przez czynniki tektoniczne, wynikające ze wspomnianego powyżej modelu ryftu, wówczas należałoby oczekiwać ciągłej transgresji na tym etapie jego rozwoju (ryc. 4H). Ponadto wykształcenie większości profili niższego dolnego kambru na świecie sugeruje ówczesny, globalny wzrost poziomu morza (np. Brasier, 1980; Simpson & Eriksson, 1990; Fedo & Cooper, 1990), co kontrastuje ze wspomnianym powyżej występowaniem stałego, względnego poziomu morza w basenie lubelsko-podlaskim, a zwłaszcza z erozją, utrzymującą się jeszcze na tym etapie w zachodniej części strefy podlaskiej (zob. profil Okuniew IG-1). W efekcie założyć można, iż rozwój HST I w analizowanym obszarze odnieść należy raczej do lokalnych, nie eustatycznych czynników, jakkolwiek nie związanych z geotektonicznym mechanizmem ówczesnego rozwoju basenu (ryc. 6I). Najprawdopodobniej w przypadku basenu lubelsko-podlaskiego, eustycznemu wzrostowi poziomu morza przeciwdziałała



Ryc. 5. Charakterystyczne osady, skamieniałości śladowe i struktury sedymentacyjne dla systemów depozycyjnych B1–B5. A — (B1) Polimiktyczny zlepieniec z klastami skaleni w centralnej części rdzenia. Osady stożka aluwialnego z dolnej części ?dolno–środkowo-neoproterozoicznej formacji sławatyckiej, otwór Kaplonosy IG-1, głębokość 1826 m B. — (B3) W spągu rdzenia polimiktyczny zlepieniec, przechodzący ku górze w piaskowiec arkozowy. Osady rzeki roztokowej górnoediakarskiej formacji siemiatyckiej, otwór Krzyże 1, głębokość 762 m. C — (B3) Przekątnie warstwowany w dużej skali piaskowiec drobnoziarnisty. Osady rzeki roztokowej górnoediakarskiej formacji siemiatyckiej, otwór Kaplonosy IG-1, głębokość 1412 m. D — (B4) W górnej części rdzenia bimodalne, planarne warstwowanie przekątne dużej skali, w dolnej części rdzenia przekątna laminacja riplemarkowa. Osady kanału pływowego górnoediakarskiej formacji białopolskiej, Łopiennik IG-1, głębokość 5540 m. E — (B4) Piaskowcowo-mułowcowy heterolit z laminacją poziomą. Osady równi pływowej górnoediakarskiej formacji lubelskiej, otwór Łopiennik IG1, głębokość 5474 m. F — (B4) Skamieniałość śladowa *Torrowangea rosei* Webby. Osady równi pływowej z górnoediakarskiej formacji lubelskiej, otwór Terebiń IG-5, głębokość 3724 m. G — (B5) W spągu rdzenia warstwowanie przekątne dużej skali z klastami mułowca, natomiast w jego stropie warstwowanie poziome. Osady kanału pływowego dolnokambryjskiej, górnej części formacji włodawskiej, otwór Łopiennik IG-1, głębokość 5379 m. H — (B5) Transgresywna powierzchnia erozyjna ze *Skolithos isp.* i *Diplocraterion isp.* w poprzednio zbioturbizowanym osadzie. Przykład ichtnofacji *Glossifungites*, wskazującej na granicę zestawu parasekwencji, otwór Łochów IG-1, głębokość 2322 m. I — (B5) Skamieniałość śladowa *Bergaueria major* Palij, osady proksymalnego dolnego przybrzeża środkowokambryjskiej formacji kostrzyńskiej, otwór Okuniew IG-1, głębokość 3677 m

Fig. 5. A — Characteristic deposits, trace fossils and sedimentary structures for depositional systems (B1–B5). (B1) Polimictic conglomerate with feldspathic clast in the central part of the core sample. Alluvial fan deposits of the lower part of the ?lower–middle Neoproterozoic Sławatyck Formation Sławatyck Formation, Kaplonosy IG-1 borehole, depth 1826 m. B — (B3) At the base of the core sample a polimictic conglomerate, which passes up to into arkosic sandstone. Braided fluvial deposits of the upper Ediacaran Siemiatyck Formation, Krzyże 1 borehole, depth 762 m. C — (B3) Fine-grained sandstone with large scale cross bedding. Braided fluvial deposits of the upper Ediacaran Siemiatyck Formation, Kaplonosy IG1 borehole, depth 1412 m. D — (B4) At the upper part of the core sample bimodal, planar, large scale cross-bedding, at the lower one ripple cross-lamination. Tidal channel deposits of the upper Ediacaran Białopole Formation, Łopiennik IG1 borehole, depth 5540 m. E — (B4) Sandstone-mudstone heterolith with horizontal lamination. Tidal flat deposits of the upper Ediacaran Lublin Formation, Łopiennik IG1, depth 5474 m. F — (B4) Trace fossils *Torrowangea rosei* Webby. Tidal flat deposits from the upper Ediacaran Lublin Formation, Terebiń IG5 borehole, depth 3724 m. G — (B5) At the lower part of the core sample large scale cross-bedding with clasts of mudstone, and at the upper one horizontal bedding. Tidal channel deposits of the lowermost Cambrian upper part of Włodawa Formation, Łopiennik IG1 borehole, depth 5379 m. H — (B5) Transgressive erosional surface with *Skolithos isp.* and *Diplocraterion isp.* in previously burrowed sediment, *Glossifungites* ichnofacies example occurring at the parasequences set boundary, Łochów IG1 borehole, depth 2322 m. I — (B5) Trace fossil *Bergaueria major* Palij. Proximal lower shoreface deposits of the Middle Cambrian Kostrzyń Formation, Okuniew IG1 borehole, depth 3677 m

wciąż duża dostawa materiału klastycznego do basenu (ryc. 3, 4F).

Charakterystyczne jest, iż w pobliskim basenie bałtyckim dla osadów formacji żarnowieckiej, będących lateralnym odpowiednikiem osadów, które w basenie lubelsko-podlaskim reprezentują TST I i/lub HST I (ryc. 4D), Jaworowski (2000) sugeruje ciąg systemowy niskiego stanu WPM (LST). Takie współwystępowanie w centralnej części zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego kontrastujących nawzajem ciągów systemowych, stanowi dalsze potwierdzenie wspomnianej powyżej hipotezy o nieeustatycznej genezie ówczesnych wahań poziomu morza w basenie lubelsko-podlaskim.

W czasie rozwoju występującego wyżej w profilu, transgresywnego ciągu systemowego TST II utrzymywała się tendencja do spowolnienia subsydencji (ryc. 4H), zaś dostawa materiału detrytycznego była wprawdzie niższa niż w czasie rozwoju HST I, aczkolwiek wciąż znaczna (ryc. 3, 4F). Wprawdzie stratygraficzna rozdzielczość analizowanych profili nie pozwala na precyzyjne obliczanie tempa depozycji, to jednak względnie intensywną depozycję utworów TST II potwierdza ich wykształcenie facjalne.

Pomimo utrzymującej się znacznej dostawy materiału detrytycznego do basenu jego pojemność akomodacyjna zwiększyła się, powodując szybki wzrost WPM (ryc. 4G) oraz migrację linii brzegowej w kierunku lądu (ryc. 4E). W zachodniej części strefy podlaskiej ówczesna transgresja doprowadza do rozpoczęcia sedymentacji silikolastycznej bezpośrednio na podłożu krystalicznym (np. Paczeńska & Poprawa, 2005). Także w basenie bałtyckim, uprzednio charakteryzującym się odmiennym od basenu lubelsko-podlaskiego rozwojem ciągów systemowych, w przedziale czasu odpowiadającym rozwojowi omawianego TST II stwierdzono występowanie transgresywnego ciągu systemowego (Jaworowski, 2000). Powyższe obserwacje wskazują na dominującą rolę wzrostu eustatycznego jako czynnika kontrolującego WPM na tym etapie rozwoju basenu lubelsko-podlaskiego (ryc. 4I). Potwierdzeniem takiej interpretacji może być również globalna transgresja, równoczesna z omawianym tu TST II (np. Brasier, 1980; Simpson & Eriksson, 1990; Moczyłowska, 1998).

Biorąc pod uwagę, iż procesy eustatyczne mogą oddziaływać w krótszej skali czasowej niż procesy tektoniczne, relatywnie szybkie przejście od HST I do TST II również może przemawiać na rzecz dominacji w tym czasie czynnika eustatycznego. Jednakże, biorąc pod uwagę trudności w precyzyjnym ustaleniu stratygrafii omawianych osadów oraz określeniu szczegółowych relacji między dostawą materiału do basenu a subsydencją podłoża, nie można wykluczyć, iż na WPM obserwowany w czasie depozycji utworów TST II pewien wpływ miała także ówczesna subsydencja termiczna.

Przejście od dolnego do środkowego kambru odpowiada początkowi ciągu systemowego HST II (ryc. 4A, D), który można skorelować z ciągiem wysokiego stanu WPM w basenie bałtyckim (Jaworowski, 2000). Ówczesne zdecydowane spowolnienie tempa wzrostu WPM w stosunku do TST II (ryc. 4G), a także zmniejszenie pojemności akomodacyjnej basenu, odzwierciedliło się wyraźną progradacją parasekwencji (Paczeńska, 2001; Paczeńska & Poprawa, 2005). Natomiast czynnik tektoniczny, wynikający z uwzględnianego tutaj modelu ryftu, powodować powinien raczej kontynuowanie się subsydencji termicznej (ryc. 4H). Redukcję pojemności akomodacyjnej basenu powodował zatem najprawdopodobniej wzrost dostawy materiału detrytycznego (np. ryc. 3B), przewyższający tempo subsydencji. Ponadto w basenie lubelsko-podlaskim trud-

no jest udokumentować zapis globalnej regresji Hawke Bay (por. np. Palmer & James, 1980; Vidal & Moczyłowska, 1996). Opierając się na powyższych przesłankach można zasugerować, wbrew wcześniejszym interpretacjom bieżących autorów (Paczeńska & Poprawa, 2004), iż rozwój HST II w basenie lubelsko-podlaskim nie jest kontrolowany przez zjawiska eustatyczne, lecz przez lokalne czynniki tektoniczne (ryc. 4I), aczkolwiek nie wiążące się bezpośrednio z rozwojem ryftu.

Sedymentacyjny zapis końcowego etapu rozwoju sekwencji B został usunięty przez przedordowicką erozję. Obecność erozji świadczy o następującym po HST II wycofaniu się morza. Biorąc pod uwagę środkowo- do późnokambryjski rozwój pobliskiego basenu bałtyckiego (Jaworowski, 2000) jako analog dla basenu lubelsko-podlaskiego, możliwa jest do przyjęcia hipoteza, iż regresja w basenie lubelsko-podlaskim zakończyła się jeszcze w środkowym kambrze, skutkując jedynie umiarkowaną erozją. Natomiast w późnym kambrze-tremadoku mógł rozwinąć się kolejny już cykl transgresywno-regresywny. Podobny stratygraficzny zasięg przedordowickiej erozji oraz jej umiarkowane rozmiary wzdłuż relatywnie długiej, południowo-zachodniej krawędzi Bałtyki, wskazywać może na przewagę eustazji nad lokalnymi procesami tektonicznymi w jej rozwoju.

Podsumowanie

□ Cechą charakterystyczną utworów wyższego neoproterozoiku, dolnego kambru oraz niższej części środkowego kambru basenu lubelsko-podlaskiego jest ich ciągły profil. W czasie depozycji tych utworów w basenie zachodziły istotne zmiany reżimu tektonicznego, które były równoczesne z globalnymi cyklami transgresywnymi i regresywnymi. Czynniki to omawiany profil interesującym obiektem dla analizy relatywnego wpływu czynnika eustatycznego oraz regionalnych i lokalnych procesów tektonicznych na wykształcenie się sekwencji depozycyjnych. Analizę taką przeprowadzono w szczególności poprzez odniesienie obserwowanych zmian relatywnego poziomu morza w czasie do teoretycznej ewolucji lokalnego poziomu morza, wynikającej z modelu basenu ryftowego.

□ Rozwój sekwencji A, najprawdopodobniej związanej z wczesno- do środkowoneoproterozoiczną fazą ryftowania, przypuszczalnie zdominowany był przez lokalne czynniki tektoniczne.

□ Niższa część sekwencji B, tj. LST, TST I oraz HST I (górnego neoproterozoiku do poziomu *Platysolenites antiquissimus* w obrębie dolnego kambru), rozwijała się pod wpływem przede wszystkim lokalnych czynników tektonicznych, zaś eustatyczne zmiany poziomu morza miały w tym przypadku mniejsze znaczenie. Głównym, lokalnym procesem tektonicznym, rzutującym na wykształcenie sekwencji B, było stopniowe przechodzenie basenu od fazy synryftowej do poryftowej subsydencji termicznej.

□ Na wykształcenie kolejnego ciągu transgresywnych systemów depozycyjnych TST II (odpowiednik poziomów *Schmidtellus mickwitzi* i *Protolenus* w obrębie dolnego kambru), dominujący wpływ miały prawdopodobnie eustatyczne zmiany poziomu morza w postaci wzrostu eustatycznego. Interpretacja taka pozwala wytłumaczyć mające miejsce równocześnie wysokie tempo dostawy materiału detrytycznego oraz retrogradację, a także uwzględnia obecność transgresji w większości profili osadów tego wieku na świecie.

□ Ostatni ciąg systemów depozycyjnych w omawianym profilu, tj. HST II (poziomy *Acadoparadoxides oelandicus* oraz *Paradoxides paradoxissimus* w obrębie

środkowego kambru) rozwijał się pod dominującym wpływem lokalnych procesów tektonicznych. Ewentualny wpływ estatycznego zdarzenia Hawke Bay w przypadku basenu lubelsko-podlaskiego był nieznaczący.

□ Podsumowując można stwierdzić, iż w basenie lubelsko-podlaskim zarówno w synryftowej fazie, jak i w czasie przejścia od fazy synryftowej do poryftowej, trudno jest wykazać wpływ eustatycznych zmian poziomu morza na wykształcenie sekwencji depozycyjnych. Wpływ globalnych zmian poziomu morza zauważalny staje się dopiero w okresie regionalnej subsydencji poryftowej i, wiążącej się z nią, wygasającej aktywności tektonicznej.

Za wnikliwe recenzje i konstruktywne uwagi autorzy serdecznie dziękują Szczepanowi Porębskiemu oraz Stanisławowi Orłowskiemu. Prezentowane badania finansowane były ze środków Komitetu Badań Naukowych w latach 2003–2005 jako projekt badawczy 5T12B 053 25.

Literatura

- AREŃ B. 1982 — Lithological and facies development of the upper Vendian in the eastern Poland. *Prz. Geol.*, 30: 225–230
- BOGDANOVA S.V., PASHKEVICH I.K., GORBATSCHEV R. & ORLYUK M.I. 1997 — Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268: 1–21.
- BOND G.C., NICKESON P.A. & KOMINZ M.A. 1984 — Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth Planetary Sci. Letters*, 70: 325–345.
- BRASIER M. 1980 — The Lower Cambrian transgression and glauconite-phosphate facies in western Europe. *J. Geol. Soc. London*, 137: 695–703.
- CALVER C.R. & WALTER M.R. 2000 — The Late Neoproterozoic Grassy Group of King Island, Tasmania: correlation and palaeogeographic significance. *Precambrian Res.*, 100: 299–312.
- COMPSTON W., SAMBRIDGE M.S., REINFRANK R.F., MOCZYDŁOWSKA M., VIDAL G. & CLAESSEON S. 1995 — Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *J. Geol. Soc. London*, 152: 599–611.
- CRAWFORD A.J., STEVENS B.P.J. & FANNING M. 1997 — Geochemistry and tectonic setting of some Neoproterozoic and Early Cambrian volcanics in western New South Wales. *J. Geol. Soc. Australia*, 26: 353–361.
- ERIKSSON P.G., CONDIE K.C., TIRSGAARD H., MUELLER W.U., ALTERMANN W., MIALL A.D., ASPLER L.B., CATUNEANU O. & CHIARENZELLI J.R. 1998 — Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology*, 120: 5–53.
- FEDO C.M. & COOPER J.D. 1990 — Braided fluvial to marine transition: the basal Lower Cambrian Wood Campon Formation, Southern Marble Mountains, Majave Desert, California. *J. Sedimentary Petrology*, 60: 220–234.
- FEDO C.M. & COOPER J.D. 2001 — Sedimentology and sequence stratigraphy of Neoproterozoic and Cambrian units across a craton-margin hinge zone, southeastern California, and implications for the early evolution of the Cordilleran margin. *Sedimentary Geology*, 141–142: 466–501.
- GARETSKY R.G. (red.) 1981 — Geology of the western part of the East-European Platform. Publishing Nauka i Tehnika, Minsk.
- GARETSKY R.G., ZINOVYENKO G.V., VISNJAKOV I.B., GLUSKO V.V., POMJANOVSKAJA G.M. & LVOV G.M. 1987 — Die perikratone Baltik–Dnestr–Senkungszone. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 33: 207–213.
- GRADSTEIN F.M., OGG J. & SMITH A.G. (red.) 2004 — A Geologic Time Scale. Cambridge University Press, Cambridge.
- JAWOROWSKI K. 1978 — Charakterystyka sedimentologiczna osadów morskich z pogranicza prekambriu i kambru. *Pr. Inst. Geol.*, 90: 145–151.
- JAWOROWSKI K. 1997 — Warunki depozycji ciał piaszczystych kambru dolnego i środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 377.
- JAWOROWSKI K. 2000 — Facies variability in the Cambrian deposits from the Kościerzyna and Gdańsk sections (Pomeranian Caledonides foreland, northern Poland): a comparative study. *Geol. Quart.*, 44: 249–260.
- JAWOROWSKI K. & SIKORSKA M. 2003 — Composition and provenance of clastic material in the Vendian–lowermost Cambrian from Northern Poland: geotectonic implications. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers*, 8.
- KRASHENINNIKOVA O.V. (red.) 1971 — Stratigraphy of the USSR. Riphean–Vendian. Publishing Naukova Dumka, Kyiv.
- LENDZION K. 1983a — Biostratygrafia osadów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwart. Geol.*, 27: 669–694.
- LENDZION K. 1983b — Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. *Prace Instytutu Geologicznego*, 105.
- LENDZION K., MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 1979 — Tremadok Lubelszczyzny. *Kwart. Geol.*, 23: 713–724.
- MAHNATSCH A.S., WERETENNIKOV N.W., SHKURATOV W.I. & BORDON W.E. 1976 — Riphean and Vendian of Belarus. Minsk.
- MENS K.A. 1987 — Early Cambrian–Lontova Stage. [W:] *Palaeogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the western East-European Platform*. Wyd. Geol., Warszawa: 32–37.
- MOCZYDŁOWSKA M. 1991 — Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian–Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossils and Strata*, 29: 1–97.
- MOCZYDŁOWSKA M. 1998 — Cambrian acritarchs from Upper Silesia, Poland — biochronology and tectonic implications. *Fossils and Strata*, 46: 1–121.
- MYROW P.M. 1995 — Neoproterozoic rocks of the Newfoundland Avalon Zone. *Precambrian Research*, 73: 123–136.
- NIKISHIN A.M., ZIEGLER P.A., STEPHENSON R.A., CLOETHINGH S.A.P.L., FURNE A.V., FOKI P.A., ERSHOV A.V., BOLOTOV S.N., KOROTAEV M.V., ALEKSEEV A.S., GORBACHEV V.I., SHIPILOV E.V., LANKREIJER A., BEMBINOVA E.YU. & SHALIMOV I.V. 1996 — Late Permian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, 268: 23–63.
- PACZEŚNA J. 1996 — Upper Vendian and Cambrian ichnocoenose from the Polish part of the East European Craton. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 152: 1–77.
- PACZEŚNA J. 2001 — An application of trace fossils in the facies analysis and high-resolution sequence stratigraphy — an example from the Cambrian of the Polish part of the East European Craton. *Prz. Geol.*, 49: 1137–1146.
- PACZEŚNA J. & POPRAWA P. 2005 (w druku) — Eustatic versus tectonic control on development of the Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin–Podlasie Basin (SW margin of Baltica). *Geosciences Journal*.
- PALMER A.R. & JAMES N.P. 1980 — The Hawke Bay event: a circum-lapetus regression near the Lower–Middle Cambrian boundary. [W:] *Wones D.R. (red.) — The Caledonides in the USA*. Virginia Polytechnic Institute State University Department of Geological Sciences Memoir, 2: 15–18.
- POPRAWA P. & PACZEŚNA J. 2002 — Late Neoproterozoic to Early Paleozoic development of a rift at the Lublin–Podlasie slope of the East European Craton — analysis of subsidence and facies record. *Prz. Geol.*, 50: 49–61.
- POPRAWA P., ŚLIAUPA S., STEPHENSON R.A. & LAZAUSKIENĖ J. 1999 — Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, 314: 219–239.
- POŻARSKI W. & KOTAŃSKI Z. 1979 — Tectonic development of the Baikalian and Caledonian–Variscan foreland of the East European Platform in Poland. *Geological Quarterly*, 23: 7–19.
- ROZANOV A.YU. & ŁYDKA K. 1987 — Palaeogeography and lithology of the Vendian and Cambrian of the western East European Platform. *Wyd. Geol.*
- RYKA W. 1984 — Precambrian evolution of the East–European Platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 347: 17–28
- SEMENENKO N.P. (red.) 1968 — Riphean volcanism and metallization of the western part of the Ukrainian Shield. Publishing Naukova Dumka, Kiev.
- SIMPSON E.L. & ERIKSSON K.A. 1989 — Sedimentology of the Unicoi Formation in southern and central Virginia: evidence for late Proterozoic to early Cambrian rift-to-passive margin transition. *J. Geol. Soc. Amer.*, 101: 42–54.
- SIMPSON E.L. & ERIKSSON K.A. 1990 — Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation in Virginia: an example of the early history of a passive margin. *J. Sediment. Petrol.*, 60: 84–100.
- VELIKANOV V.A. & KORENCHUK L.V. 1997 — Phases of magmatism and their relation to the sediment deposition in the Late Precambrian (Riphean–Vendian) of the Volhyn–Podolia. *Geol. J.*, 1–2: 124–131.
- VIDAL G. & MOCZYDŁOWSKA M. 1995 — The Neoproterozoic of Baltica — stratigraphy, palaeobiology and general geological evolution. *Precambrian Res.*, 73: 197–216.
- VIDAL G. & MOCZYDŁOWSKA M. 1996 — Vendian–Lower Cambrian acritarch biostratigraphy of the central Caledonian fold belt in Scandinavia and the palaeogeography of the lapetus–Tornquist seaway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 76: 147–168.
- WALTER M.R., VEEVERS J.J., CALVER C.R. & GREY K. 1995 — Neoproterozoic stratigraphy of the Centralian Superbasin, Australia. *Precambrian Research*, 73: 173–195.
- WICHROWSKA M. 1992 — Riphean on cratonic area of Poland. *Prz. Geol.*, 2: 94–99.