

Tektoniczne a eustatyczne uwarunkowania rozwoju sedymentacji dewonu świętokrzyskiego

Grzegorz Racki*, Marek Narkiewicz**

Udokumentowane przejawy tektoniki synsedymentacyjnej w dewonie świętokrzyskim w większości przypadków reprezentują ograniczone rozmiary deformacji, prowadzących do modyfikacji zapisu osadowego jedynie w skali lokalnej. W przeciwieństwie do tego, zdarzenia interpretowane jako eustatyczne (w tym backstepping w poszczególnych etapach rozwoju platformy węglanowej) mają szerszy zapis regionalny. Analiza subsydencji potwierdza różnicę między rozwojem regionu łysogórskiego i kieleckiego, aczkolwiek oba regiony mają bardzo zbliżony scenariusz rozwoju subsydencji „pokaledońskiej”, różniąc się głównie rozmiarami pogrążania w dewonie. To ostatnie zjawisko można przypisać odmiennej budowie skorupowej bloków litosfery oddzielonych rozłamem świętokrzyskim i, w związku z tym, odmiennej ich reakcji na regionalny rozkład naprężeń (ogólnie zapewne ekstensyjnych).

*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail racki@us.edu.pl;

**Państwowy Instytut Geologiczny, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail mnar@pgi.waw.pl

Ranga zdarzeń tektonicznych w dewonie świętokrzyskim jest wciąż trudna do sprecyzowania, ale wydaje się drugoplanowa. Nie ma świadectw „bretońskich” deformacji tektonicznych w końcu dewonu i uprzednio eksponowana rola tej „fazy” może ograniczać się do pulsu późnofrańskiej subsydencji tektonicznej i ruchów blokowych, modyfikujących lokalnie zapis fluktuacji eustatycznych w szeroko rozumianym interwale przejściowym franu i famenu. Związki tego ożywienia tektonicznego na obszarze świętokrzyskim z późnodewońską przebudową platformy wschodnioeuropejskiej (inicjacją ryftu prypecko-donieckiego i rozwojem rowu lubelskiego) są prawdopodobne, ale ich korelacja wymaga dalszego postępu w badaniach stratygraficznych na obu tych obszarach.

Słowa kluczowe: dewon, Góry Świętokrzyskie, cykle transgresywno-regresywne, tektonika synsedymencyjna, analiza subsydencji, geotektonika

Grzegorz Racki & Marek Narkiewicz — **Tectonic versus eustatic controls of sedimentary development of the Devonian in the Holy Cross Mts., Central Poland.** *Prz. Geol.*, 65–76.

Summary. Documented evidence of synsedimentary tectonics in the Devonian of the Holy Cross Mts. in most cases indicates limited magnitude of deformations leading to modification of the sedimentary record merely in a local scale. In contrast, the events interpreted as eustatic (including i.a. backstepping of the carbonate platform) have a widespread regional record. The tectonic subsidence analysis confirms differences in a development of the Łysogóry and Kielce regions, although both regions reveal very similar scenario of the "post-Caledonian" subsidence, differing mainly in the rates and total amount of the Devonian subsidence. The latter differences may be ascribed to contrasts in a deep structure of crustal blocks underlying both regions, separated by the Holy Cross Fault, and responding differently to a regional stress pattern, probably in an extensional regime.

Although the importance of tectonic events in the Devonian of the Holy Cross Mts. is still difficult to ascertain, it appears rather subordinate in view of available observations. So far, there is no evidence of the "Bretonnian" tectonic deformations in the latest Devonian. The role of this „phase”, previously stressed in several publications, may be limited to the probable small pulse of the late Frasnian subsidence and small-scale block movements locally modifying the record of eustatic fluctuations in the wide interval of the Frasnian–Famennian transition. The relationship between these tectonic phenomena and the Late Devonian structural rearrangement of the East European Craton, including initiation of the Pripyat-Donets Rift and development of the Lublin Trough is probable but requires further refinement of a stratigraphic correlation between the discussed areas.

Key words: Devonian, Holy Cross Mts, transgressive-regressive cycles, synsedimentary tectonics, subsidence analysis, geotectonics

Najważniejsze zdarzenia sedymentacyjne

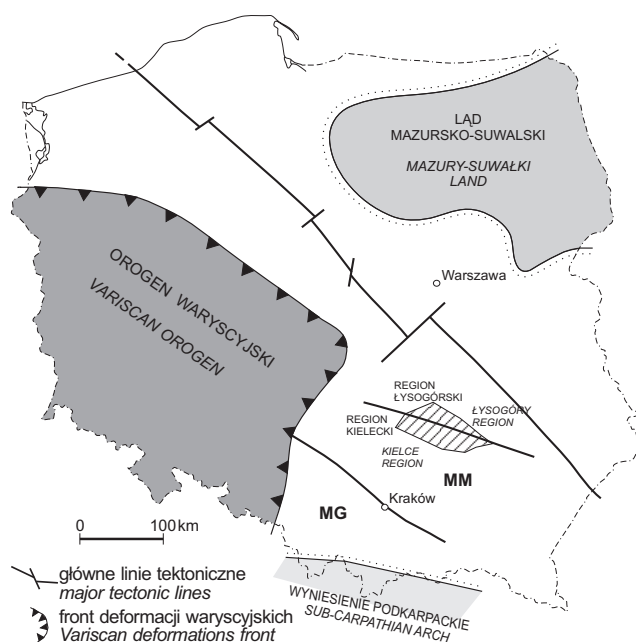
Problem związków między sedymentacją a rozwojem tektonicznym dewonu świętokrzyskiego nie jest zagadnieniem nowym, zarówno w odniesieniu do szerszych strukturalnych ram rozwoju paleogeograficzno-facjalnego (np. prace Czarnockiego, 1936, 1950), jak i w kontekście szczegółowej interpretacji zapisu stratygraficznego (m.in. Czarnocki, 1928 i Tomczyk, 1988 o fazie bretońskiej), wywołującej zasadnicze kontrowersje (patrz dyskusja: Narkiewicz, 1990; Szulczewski, 1990; Racki, 1991). Ta druga perspektywa badawcza jest związana z jednym z najciekawszych — naszym zdaniem — problemów współczesnej stratygrafii: zagadnieniem względnego znaczenia czynników eustatycznych i tektonicznych dla tworzenia się zapisu osadowego (por. przegląd w: Racki, 1997). Kwestie paleogeograficzne, z uwypukleniem roli rozłamu świętokrzyskiego, będą przedmiotem osobnej publikacji.

Dodatkowym bodźcem jest znaczny postęp w analizie podstawowych uwarunkowań rozwoju sekwencji dewońskiej i udokumentowanie, głównie w ostatniej dekadzie, wielu nowych obserwacji terenowych, w tym istnienia strefowości facjalnej w dewonie środkowym i górnym (np. Szulczewski, 1977; Racki, 1993), różnoskalowej cykliczności depozycyjnej (Racki, 1985, 1993; Preat & Racki, 1993; Narkiewicz, 1988, 1991; Skompski & Szulczewski, 1994) oraz szczegółowych przejawów małoskalowych zjawisk tektonicznych (głównie prace Szulczewskiego, 1971, 1973, 1978, 1989). Znacznie wzrosła precyzja dokumentacji zdarzeń sedymentacyjnych i ich datowania biostratygraficznego (Racki i in., 1985; Racki, 1990, 1993; Narkiewicz & Narkiewicz, 1992; Malec, 1993, 1996; Racki & Bultynck, 1993; Matyja & Narkiewicz, 1995; Szulczewski i in., 1996; Malec & Turnau, 1997; Racki & Turnau, 2000). Ponadto, zastosowano nowe narzędzia analizy basenowej w postaci ilościowej analizy subsydencji (Narkiewicz, 1996). W dalszej części pracy dokonano przeglądu tych nowych wyników badań w kontekście omawianego w niniejszej pracy problemu.

System dewoński w Górach Świętokrzyskich reprezentuje serię osadową powstałą w ewoluującym zbiorniku perykratonicznym, zlokalizowanym na platformie „pokaledońskiej” (ryc. 1), powstałej — według nowych koncepcji — w wyniku sylurskiej akrecji terranów (lub terranu) wzdłuż rozłamu (uskołu) świętokrzyskiego (np. Pożaryski i in., 1992; Dadlez i in., 1994; Mizerski, 1995). Obejmuje on sekwencję skalną o grubości do 3 km, ogólnie rejestrującą stopniową transgresję morską, rozwijającą się kolejnymi cyklami transgresywno-regresywnymi (ryc. 2).

W świetle danych palinostratygraficznych etap regresji i sedymentacji lądowej odpowiada większej części wczesnego dewonu, obejmując co najmniej prag i wczesny ems (Racki & Turnau, 2000). Te słabo biostratygraficznie udokumentowane serie terygeniczne reprezentują mało jeszcze znany etap depozycji w warunkach lądowych i (lub) marginalnomorskich (np. Tarnowska, 1981, 1988; Łobanowski, 1990). W regionie łysogórskim wpływy morskie są jednak wówczas rozponawalne w ciągu emsu (np. Łobanowski, 1990), z ich kulminacją w trakcie późnoemskiej sedymentacji warstw zagórzańskich w środowiskach przybrzeżnych, zdominowanych przez reżimy sztormowe (Szulczewski, 1995a; por. Malec, 1990).

Blisko granicy emsu i eiflu nastąpiły przełomowe zdarzenia w historii rozwoju transgresji dewońskiej (Racki, 1997). Z pierwszym pulsem pogłębienia, jeszcze w późnoemskiej dobie *serotinus*, wiąże się zalanie obszarów elewacji kieleckiej (grzbietu chełcińskiego *sensu* Głazek i in., 1981) oraz inicjalna faza rozwoju platformy węglanowej na obszarach pozostałych, ostatecznie zakończona wraz z kolonizacją przez bogate biocenozy bentoniczne w trakcie kolejnego pulsu już na początku eiflu, we wczesnej dobie *partitus* (ryc. 2; Malec, 1993). Wskazuje na to wykształcenie „formacji” grzegorzowickiej w regionie łysogórskim, jak też poziomu dąbrowskiego, szeroko roz-



Ryc. 1. Pozycja Gór Świętokrzyskich (obszar zakreskowany) na tle szkicu strukturalno-paleogeograficznego dewonu Polski. MG — masyw górnośląski, MM — masyw małopolski

Fig. 1. Location of Holy Cross Mountains against the palaeogeographic-structural framework of the Devonian in Poland. MG — Upper Silesian Massif, MM — Małopolska Massif

przestrzenionego w regionie kieleckim (i dalej na południe; Racki & Turnau, 2000). Ogólnie, był to epizod wyjątkowo urozmaiconej sedymentacji terygeniczo-węglanowej w warunkach zmiennej morfologii zalewanego podłoża. Spektrum facji sięga od biostrom koralowcowych i ramienionogowych przez czarne ropy rudonośne, wyznaczające stagnujące strefy depresyjne w strefie kostomłockiej, po facje silikoklastyczne jednostki z Kapkazów (Malec, 1991; Skompski & Szulczewski, 1994; Szulczewski, 1995a).

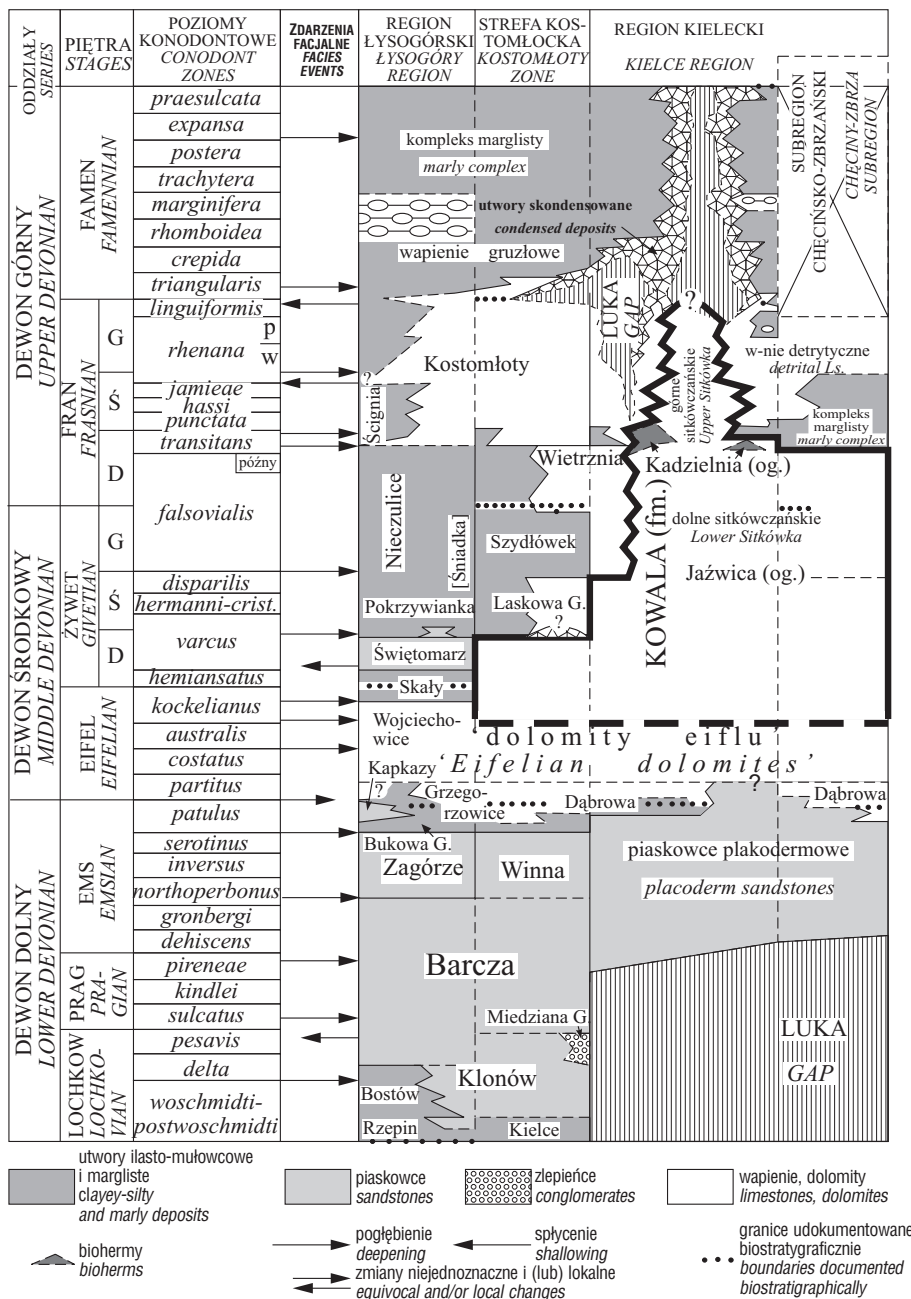
Dalszy rozwój sedymentacji węglanowej następował w warunkach ujednoczenia planu facjalnego reprezentowanego przez monotonną sekwencję eogenetycznych „dolomitów eiflu”. Są tu obecne perylitoralne środowiska platformy węglanowej o charakterystycznej cykliczności małoskalowej (Skompski & Szulczewski, 1994), a także, w części południowej, facje płyiczn i lagun o podwyższonym zasoleniu (Narkiewicz, 1991). Wiadomo dziś, że reprezentują one tylko starszą część eiflu, przynajmniej w regionie łysogórskim (Kłossowski, 1985). Pierwszy etap ewolucji ujednoczonej platformy węglanowej został raptownie przerwany jeszcze w eiflu przez epizod transgresywny, warunkujący rozwój łysogórskiego basenu szelfowego. Przejawem pogłębienia środowiska depozycji jest urozmaicona sekwencja marglisto-wapienna warstw skalskich, z bogatymi biocenozami otwartego szelfu (Pajchłowa, 1957), przykrywająca dolomitowe warstwy wojciechowskie.

To późnoeifelskie zdarzenie transgresywne mogło zaznaczyć się i na obszarze masywu małopolskiego przejściem od depozycji hypersalinarniej do biogenicznej (por. jednostka I Narkiewicza, 1991), w postaci stringocefalowej ławicy biostromalnej (*biostromal bank*), zdominowanej przez rozległą lagunę szelfową (Racki, 1993; por. Preat & Racki, 1993). Obok poprawy cyrkulacji w wyniku kolejnych pulsów transgresywnych, stymulującą rolę odegrać mogła zmiana klimatu na mniej suchy z końcem sedymentacji

cykli perylitoralnych jednostki I. Ten etap odpowiada dolnej, na ogół wtórnie zdolomityzowanej części formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali (Narkiewicz i in., 1990), dla której brak wiarygodnych danych biostratygraficznych (patrz Racki, 1993, s. 139–140).

Żywecko-frański kompleks ławicowo-rafowy (*bank-to-reef complex*) regionu kieleckiego został podzielony na cykle sedymentacyjne o charakterze sekwencji spływających się ku górze (Racki, 1985, 1993), odpowiadające jednostkom trzeciego rzędu w schemacie Vaila i innych (1991). Względne zmiany poziomu morza determinowały rozwój biocenoz i funkcjonowanie calej „fabryki węglanowej” (patrz ryc. 6), przy czym możliwe było datowanie podstawowych poziomów transgresywnych za pomocą konodontów i wybranych skamieniałości bentonicznych (ramienionogi, koralowce, liliowce). Rozległa dwuetapowa kolonizacja platformy węglanowej nastąpiła w wyniku wspomnianego wyżej zdarzenia w pobliżu granicy eiflu z żywetem, a następnie w środkowym żywiecie. Co najmniej 4 kolejne pulsy transgresywne o różnym natężeniu spowodowały skokowe zatapanie szelfu południowopolsko-morawskiego. W ogólniejszej skali, proces ten w regionie kieleckim został zwieńczony zastąpieniem w późnym żywiecie jednolitej platformy stringocefalowej przez sitkówczański kompleks biostromalny (*biostromal complex*), a następnie we franie — przez dymiński kompleks rafowy. Ogólny trend polegał na coraz większym urozmaiceniu środowisk depozycyjnych przy stopniowym cofaniu się (*backstepping*) obszarów płytkowodnej akrecji w ramach dwóch faz rozwojowych: ławicowej i rafowej (Szulczewski, 1971, 1995a; Racki, 1993).

Zaznacza się paleogeograficzne zróżnicowanie poszczególnych zdarzeń transgresywnych. Zalew środkowożywecki w środkowej dobie *varcus* ma jednoznaczny zapis facjalny widoczny w pogłębieniu i ekspansji ku południowi basenu łysogórsko-kostomłockiego, zapisanej w warstwach z Laskowej Góry (Racki i in., 1985; Kowalczyński & Malec, 1991). Na platformie kieleckiej rozległe skutki miał natomiast puls późnożywecki we wczesnej dobie *falsiovalis*, zapisany w postaci ogniwa z Jażwicy. Doszło wówczas do istotnej destabilizacji ekosystemu węglanowego i wymierania wielu grup organizmów typowych dla ławicy stringocefalowej, a także dopływu nowej grupy gatunków z domeny północnej oraz wyodrębnienia śródpłyicznowego basenu chęcińskiego. Wzrost rafy w centralnej strefie dymińskiej był efektem rosnącego tempa transgresji frańskiej (Narkiewicz, 1988; Racki 1993, 1997) i dopływu kolejnej fali imigrantów, w tym rafotwórczych zespołów stromatoporoidów i cyanobakterii oraz unikatowej biocenozy kadzielniańskich kopców mułowych. Generalne zakończenie rozwoju rafy dymińskiej koreluje się z pulsem transgresywnym (wczesna doba *rhenana*; Narkiewicz, 1988). Zanik sedymentacji węglanowej w tej strefie nastąpił w trakcie globalnego kryzysu w pobliżu granicy franu z famenem (Narkiewicz, 1988; Racki, 1993, s. 157) — przejawem tego jest też powszechna obecność różnej wielkości luk i (lub) kondensacji stratygraficznej (Szulczewski, 1971, 1995b), nawet w obrębie facji basenowych (por. profil Janczyce I; Matyja & Narkiewicz, 1995). Według Szulczewskiego (1992) turbidyty węglanowe zawierające detrytus renalcisowy (a więc wskazujące na rozwój niewielkich akumulacji cyanobakteryjnych) występują jeszcze co najmniej do środkowej doby *crepida*.



Ryc. 2. Korelacja sekwencji dewońskich poszczególnych regionów Gór Świętokrzyskich (na podstawie: Racki i Turnau 2000, Fig. 2), z uwypukleniem głównych zdarzeń depozycyjnych odniesionych do zmian batymetrycznych. Zauważ, że pozycja granic pięter (linia kropkowa) jest wykazywana tylko gdy dostępne są dane biostratygraficzne. Nieformalne jednostki litostratygraficzne opisane w formie skróconej

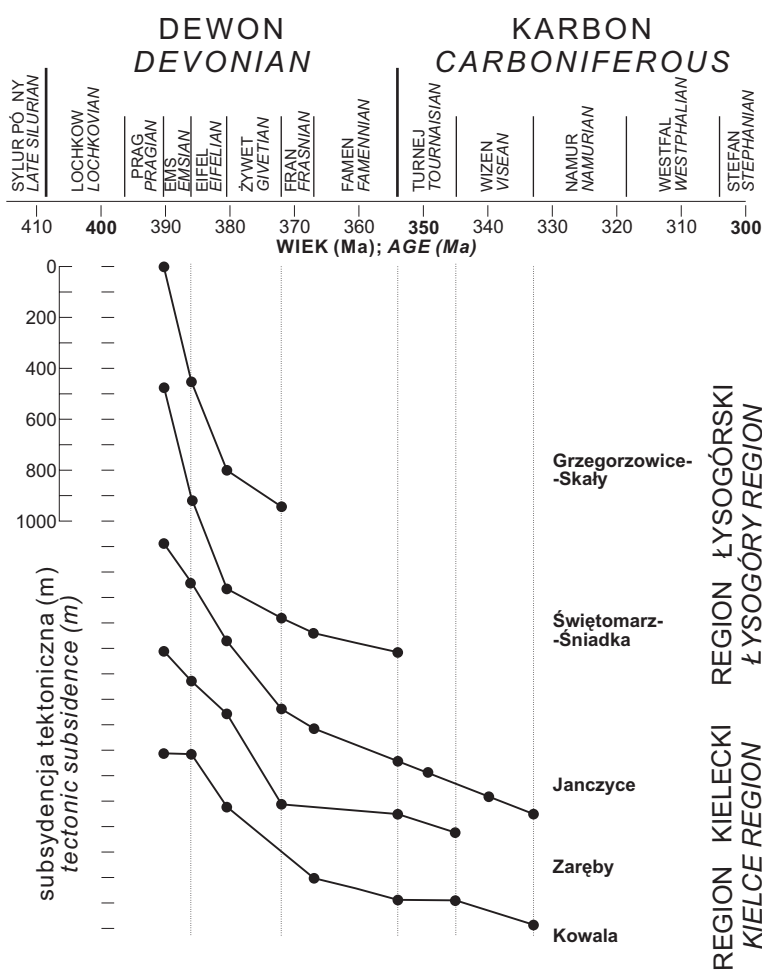
Fig. 2. Correlation between Devonian sequences of particular regions of the Holy Cross Mts (based on Racki and Turnau, 2000, fig. 2), with emphasis on main depositional events referred to bathymetric changes. Note that position of stage boundaries (marked by dotted lines) is indicated only where biostratigraphic data are available. Informal lithostratigraphic units are named in abbreviated form

Sedymentacja fameńska zachodziła w stopniowo coraz bardziej ujednocionym, stratyfikowanym basenie szelfowym, z lokalnym rozwojem reliktowych budowli cjanobakteryjnych, a także zespołów liliowcowo-ramienionogowych na płyciźnie centralnej, rozwiniętej na podłożu dawnej rafy dymińskiej (dane z profilu Psie Górki–Góra Cmentarna; Racki, 1990; Biernat & Szulczewski, 1992). Ostatnie resztkowe grzbiety pelagiczne (Ostrówka–Miedzianka, Dalnia

przetrwały do karbonu (Szulczewski i in., 1996), podczas gdy w basenie szelfowym kolejne pulsy pogłębień zaznaczają się depozycją wapieni głownogowych (Szulczewski, 1992), w profilu Janczyce I odpowiadającą pulsom transgresywnym w środkowej dobie *crepida* i wczesnej dobie *marginifera* (por. Matyja & Narkiewicz, 1995). Ten drugi puls odegrał prawdopodobnie zasadniczą rolę w zatopieniu resztkowego grzbietu platformy w rejonie Gałęzic (Szulczewski i in., 1996). Specyficzną cechą tej części szelfu Laurusji jest brak jednoznacznego zapisu glacieustatycznej regresji późnofameńskiej (por. Dadlez, 1987), której przejawem może być tylko rozwój bogatszych zespołów bentonicznych i ewentualny kryzys sedymentacji węglanowej w wyniku ochłodzenia wód oceanu światowego. Dobrze rozpoznawalna jest natomiast gwałtowna regresja i epizod beztlenu w końcu famenu, przynajmniej w basenie chęcińsko-zbrzańskim (por. nagle zmiany litologiczne w profilu Kowali — Malec, 1995; patrz też Żakowa i in., 1985). Również charakterystyczna jest luka na granicy dewon–karbon w sekwencji Gałęzic (Szulczewski i in., 1996).

Tektonika synsedymacyjna

Rozwój subsydencji. Ilościowa analiza subsydencji metodą backstrippingu umożliwia wyodrębnienie tektonicznej składowej subsydencji całkowitej przy uwzględnieniu czynnika kompacyjnego oraz założeniach dotyczących rozmiarów wahań eustatycznych i paleobatymetrii (por. np. Allen & Allen, 1990; w literaturze polskiej — Dadlez i in., 1994). Narkiewicz (1996) przeprowadził tego rodzaju analizę dla wybranych profili dewonu i karbonu podłoża niecki Nidy (rejon Węgrzynowa), regionu kieleckiego (Kowala, Zareby, Janczyce) oraz łysogórskiego (Świętomarz–Śniadka, Grzegorzowice–Skąły) Gór Świętokrzyskich. Ostatnio, powtórnie przeprowadzono obliczenia dla wymienionych profili posługując się nowszym programem komputerowym (*BasinMod* firmy Platte River) i wykorzystując zmodyfikowaną skalę czasu według Harlanda i in. (1989; por. Fordham, 1992). Ponadto, dla wybranego profilu (Janczyce I) dokonano obliczeń uwzględniających różne, ostatnio opublikowane, skale geochronologiczne dewonu oraz przepro-



Ryc. 3. Rozwój subsydencji tektonicznej obszaru świętokrzyskiego w dewonie i wczesnym karbonie na przykładzie wybranych profili. Skala wiekowa wg Harlanda i in. (1990), zmodyfikowana przez Fordhama (1992)

Fig. 3. Devonian to Early Carboniferous tectonic subsidence development in the Holy Cross Mts. area based on selected sections. Time scale after Harland et. al. (1990) modified by Fordham (1992)

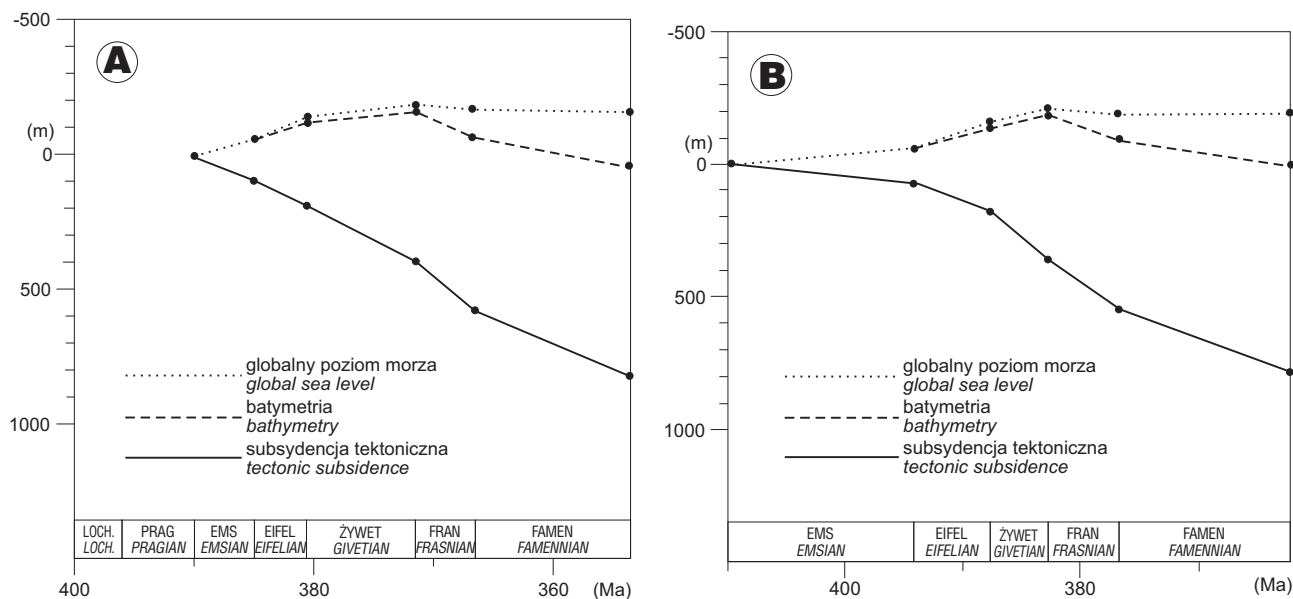
wadzono modelowania subsydencji tektonicznej przy założeniu różnych scenariuszy wahań eustatycznych i batymetrii dewońskiej. Pełniejsze przedstawienie wyników tych badań będzie przedmiotem przyszłej publikacji M. Narkiewicz, tutaj przedstawimy w skrócie jedynie najważniejsze wnioski.

Zastosowanie zmodyfikowanej skali Harlanda (por. Fordham, 1992) nie zmieniło w istotny sposób przebiegu subsydencji obliczonej na podstawie pierwotnej wersji skali (Narkiewicz, 1996). Krzywe uległy jedynie pewnemu wygładzeniu, a charakterystyczna tendencja do stopniowego spadku tempa stała się nieco bardziej wyrazista (por. ryc. 3). W przeciwieństwie do tego, skale Sandberga i Zieglera (1996), a zwłaszcza Tuckera i in. (1998) wprowadzają ważną modyfikację do wczesnodewońskiego odcinka krzywych, powodując jego wydłużenie, a więc i słabsze nachylenie (w związku z dużo dłuższym trwaniem emsu). Krzywe stają się przez to sinusoidalne, przy czym środkowodewoński etap najsilniejszej subsydencji rozdziela odcinki o słabszym tempie pograżania. W dalszych analizach posługiwano się skalami przedstawionymi w pracach Fordhama (1992) i Tuckera i in. (1998) reprezentujących skrajne ujęcia czasu trwania pięter dewońskich, a zwłaszcza dolnodewońskich.

Modelowanie subsydencji dla profilu Janczyce I uwzględnia wyniki dotychczasowych badań stratygraficznych oraz interpretacji facji dewonu (Narkiewicz & Olkiewicz-Paprocka, 1983; Narkiewicz & Narkiewicz, 1992; Matyja & Narkiewicz, 1995). Założono scenariusz rozwoju głębokości depozycji od zera metrów w emsie, przez stopniowy wzrost do 25 m z początkiem żywetu, pogłębienie od 25 m do 100 m w czasie franu, a następnie do 200 m u schyłku famenu. Ogólne tendencje ruchów eustatycznych w dewonie przyjęto za Johnsonem i in. (1985), zakładając, że następował stopniowy wzrost poziomu morza od zera z początkiem emsu, do 50 m (początek eiflu), 150 m (żywet) i 200 m we franie, kiedy to osiągnął on maksimum, w następnie opadł do 175 m z początkiem famenu.

Zastosowanie wymienionych założeń powoduje następujące modyfikacje przebiegu subsydencji tektonicznej obliczonej metodą backstrippingu. Przy zastosowaniu skali opublikowanej przez Fordhama (1992) subsydencja ma przebieg niemal dokładnie liniowy, przy średnim tempie ok. 25 m/Ma i niewielkim przyspieszeniu we franie (ryc. 4A). Ten ostatni efekt, związany z przyjętym wzrostem głębokości depozycji towarzyszącym niewielkiemu obniżeniu eustatycznemu, kontrastuje ze spadkiem tempa subsydencji obliczonej przy założeniu zerowej głębokości i braku zmian eustatycznych (por. ryc. 3 i 4A). W przypadku skali Tuckera i in. (1998), krzywa zachowuje swój sinusoidalny przebieg, aczkolwiek ulega znacznemu spłaszczeniu, przez co staje się podobna do wcześniej wspomnianego „wariantu liniowego”. Niewielki wzrost tempa subsydencji zaznacza się w eiflu, a nieco większy — w żywecie i franie (ryc. 4B).

Podsumowując wyniki modelowania subsydencji można zauważyć, że wprowadzenie ostrożnych i, jak się wydaje, realistycznych założeń dotyczących paleobatymetrii i eustatyki powoduje, iż — niezależnie od przyjętej dewońskiej skali czasu — tempo subsydencji tektonicznej ulega w dewonie pewnemu ujednoczeniu. Krzywe tracą wyraźne załamania, które można by przypisać pulsom tektonicznym, stają się bardziej „wygładzone”, ogólnie zmierzając ku przebiegowi niemal liniowemu. Niewielkie załamania, takie jak np. wzrost tempa subsydencji we franie (ryc. 4A), nie zaznaczają się w wariancie opartym na innej skali czasowej (ryc. 4B) i (lub) mogłyby być łatwo wyeliminowane przez nieznaczne zmiany założonych wartości batymetrii i eustatycznego poziomu morza. Należy podkreślić, że zróżnicowanie wyników w zależności od przyjętej skali wiekowej wskazuje na ciągle jeszcze dużą rolę marginesu niepewności datowań radiometrycznych w wiarygodności interpretacji przebiegu subsydencji. Porównanie krzywych dla obu regionów obszaru świętokrzyskiego wskazuje na ogólne podobieństwo przebiegu subsydencji, aczkolwiek tempo subsydencji tektonicznej jest znacznie wyższe w regionie łysogórskim niż kieleckim. Dla celów obliczeń przyjęto początek dewońsko-karbońskiego cyklu sedymentacji (= spąg formacji barczańskiej w profilach łysogórskich) na początek emsu (patrz Tomczyk & Tomczykowa, 1981). Przy założeniu, że cykl ten zaczął się w końcu lochkowu (por. Szulczewski, 1995a; Racki & Tur-



Ryc. 4. Modelowanie rozwoju subsydencji tektonicznej w profilu Janczyce I z uwzględnieniem eustatyki i paleobatymetrii; A — skala wiekowa wg Harlanda i in. (1990), zmodyfikowana przez Fordhama (1992), B — skala wiekowa wg Tuckera i in. (1998)

Fig. 4. Tectonic subsidence modelling for the Janczyce I section with corrections for eustasy and bathymetry; A — time scale after Harland et al. (1990), modified by Fordham (1992), B — time scale after Tucker et al. (1998)

nau, 2000) (ryc. 2), krzywe stają się bardziej sinusoidalne, bowiem tempo subsydencji wczesnodewońskiej znacznie spada, podobnie jak to wyżej przedstawiono dla regionu kieleckiego i skali czasowej według Tuckera i in. (1998). Tak więc, również i w tym przypadku uwzględnienie nowych, przypuszczalnie bardziej realistycznych danych, powoduje „wygładzenie” przebiegu krzywych na skutek bardziej wyrównanego, obliczonego tempa subsydencji tektonicznej. Przy obliczeniach nie uwzględniono jednak założeń dotyczących paleobatymetrii i eustatyki, głównie z powodu braku wiarygodnych interpretacji głębokości depozycji dewonu łysogórskiego.

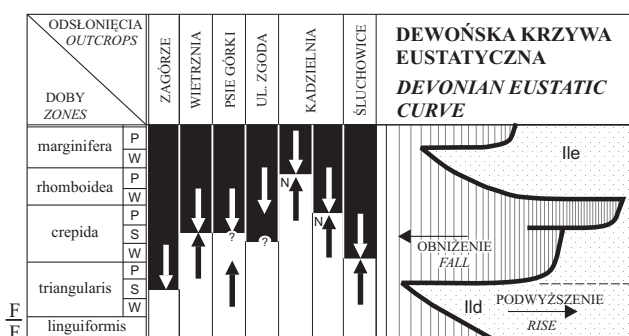
Przejawy tektoniki synsedymenacyjnej. W rozwoju sedymenacji wczesnodewońskiej odzwierciedlają się deformacje tektoniczne, związane z zakończeniem cyklu kaledońskiego i początkiem cyklu waryscyjskiego. Wyżej wspomniana słabość datowań biostratygraficznych ogranicza możliwości korelacji ze zdarzeniami ponadregionalnymi. Za Czarnockim (1936, 1950) przyjmuje się, że miąższe serie terygeniczne pragu i emsu w regionie łysogórskim, w znacznym stopniu będące zapisem regresji wywołanej przez fazę eryjską (np. Tomczykowa & Tomczyk, 1981; Tomczykowa, 1991), zalegają bez niezgodności na lochkowie morskim; w regionie kieleckim natomiast występuje tylko niewielkiej miąższości sekwencja górnego emsu, ze znaczną niezgodnością kątową na różnych ogniwach starszego paleozoiku (patrz dyskusja w Głazek i in., 1981; por. Łobanowski, 1990). Według Malca (1993), cykl waryscyjski rozpoczyna się zlepnięciem z Gruchawki i warstwami barczańskimi, dyskordantnie zalegającymi na facjalnie urozmaiconych utworach lochkowie. Kwestie rozwoju diastroficzno-sedymenacyjnego (np. problem interpretacji zlepnięć miedzianogórskich i z Gruchawki) na szeroko rozumianym pograniczu syluru i dewonu są wciąż jednak przedmiotem dyskusji (patrz Stupnicka, 1995; Szulczewski, 1995a; Kowalczewski i in., 1998).

Jak dotąd nie znaleziono strukturalnych świadectw synsedymenacyjnych zjawisk tektonicznych w dewonie środkowym. Kowalczewski i Malec (1991) przytaczają wprawdzie przesłanki obecności ruchów wypiętrzających w żywecie, ale głównie na obszarach przyległych. Zresztą już Czarnocki (1950) wiązał początek środkowozwycięckiego epizodu terygenicznego sedymenacji, o znacznym rozprzestrzenieniu ku północy (Malec i in., 1996), z tektoniczną „fazą świętomarską” (ryc. 2 i 6), natomiast Kłossowski (1985) sugerował jedynie wpływ czynników klimatycznych (por. też Turnau & Racki, 1999). Racki (1993) zakładał występowanie późnozwywieckiego rytmu depozycyjnego (G/F-III) o podłożu epejrogenicznym, związane z pionowymi ruchami blokowymi podłoża ograniczonego głównie do subregionu chęcińskiego.

W odniesieniu do dewonu późnego, można wymienić następujące terenowe świadectwa ruchów tektonicznych równoległych z depozycją:

1. Widoczna w kamieniołomie Ostrówka niewielka (do 12 stopni) niezgodność kątowa poniżej fameńsko-turnejskiej sekwencji skondensowanej, rozwinięta na cyklicznie warstwowanych utworach franu (Szulczewski, 1978; Szulczewski i in., 1996). Z niezgodnością jest związana powierzchniowa erozja co najmniej 10 m osadów; jej wiek mieści się w przedziale środkowy(?) fran–niższy fameń (do doby *rhomboidea* włącznie). Szulczewski i in. (1996) datują początek wynurzenia na późny, choć nie najpóźniejszy fran — Szulczewski i in. (1996, ryc. 12, 14).

2. Żyłły neptuniczne znane zwłaszcza z wapieni masywnych (przede wszystkim typu kadzielniańskiego — Kadzielnia, Dalnia, Miedzianka, Szczukowskie Góry; Szulczewski, 1971, s. 87 i 90, 1973, 1995a, ale też z rytmicznych sekwencji lagunowych Gałęzic i Sitkówki (Szulczewski, 1977). W tym kontekście należy też rozpatrywać struktury typu „zebra”, występujące zarówno we frańskich nieulawionych utworach Kadzielni, Wietrzni i Sitkówki, jak i w żyłach neptunicznych na Kadzielni (por. Szulczewski, 1971, ryc. 8). Z profilu Kadzielni udokumentowano



Ryc. 5. Pozycja stratygraficzna spągu marglistych (basenowych) utworów fameńskich (zaczernione) w okolicach Kielc na tle standardowego podziału konodontowego (wg Szulczewskiego, 1989, ryc. 2) i krzywej eustatycznej Johnsona i in. (1985), dla pokazania lokalnie zmodyfikowanego zapisu transgresji wczesnofameńskiej Ile (Racki, 1997, ryc. 5). Białe strzałki odnoszą się do najstarszych datowań serii marglistej, a czarne — do najmłodszych jej podłoża. Doby konodontowe: W — wczesna, S — środkowa, P — późna; N — powstawanie żył neptunicznych

Fig. 5. Stratigraphic position of the bottom of early Famennian marly deposits (blackened) in the Kielce vicinity against the standard conodont zonation (after Szulczewski, 1989, fig. 2) and the eustatic curve by Johnson et al. (1985), to show locally modified record of the Ile transgression (Racki et al., 1997, fig. 5). White arrows indicate the oldest ages found in the marly formation, and black arrows — the youngest in its substratum. Conodont zones: W — Early, S — Middle, P — Late; N — formation of neptunian dykes

(Szulczewski, 1995a) trzy fazy powstawania żył neptunicznych: w późnym franie (w trakcie sedymentacji wapieni mantikocerasowych; wczesna doba *rhenana*) i dwukrotnie we wczesnym famenie (wypełnionych wapieniem cheilocerasowym i utworami marglistymi; doby: środkowa *crepida* i późna *rhomboidea*). W rejonie Dalni rozwinęły się jeszcze młodsze generacje: w późnej dobie *marginifera* oraz w turneju (Szulczewski, 1973). Sądząc z datowań pozostałych stanowisk, te przejawy tektoniki ekstensyjnej są związane z epizodami fameńskimi — np. w profilu Sitkówki–Trzuskawicy wypełnienie żyły stanowił skondensowany wapień liliowcowy, obejmujący przedział stratygraficzny od środkowej doby *crepida* po (co najmniej) *marginifera*.

3. Opisane przez Szulczewskiego (1996) z kamieniołomu Wietrznia małoskalowe bloki tektoniczne (nie przekraczające 60 m szerokości w widocznym przekroju) ze zróżnicowaną sedymentacją skondensowaną. Dokumentują one ruchy pionowe na północnym skłonie rafy dymińskiej w trakcie franu (zainicjowane nie później niż w dobie *punctata*) i wczesnym famenie, o przypuszczalnej amplitudzie rzędu 6–8 m (Szulczewskiego, 1996 ryc. 13). Wyrównanie morfologii nastąpiło wraz z początkiem sedymentacji basenowej w środkowej dobie *crepida*.

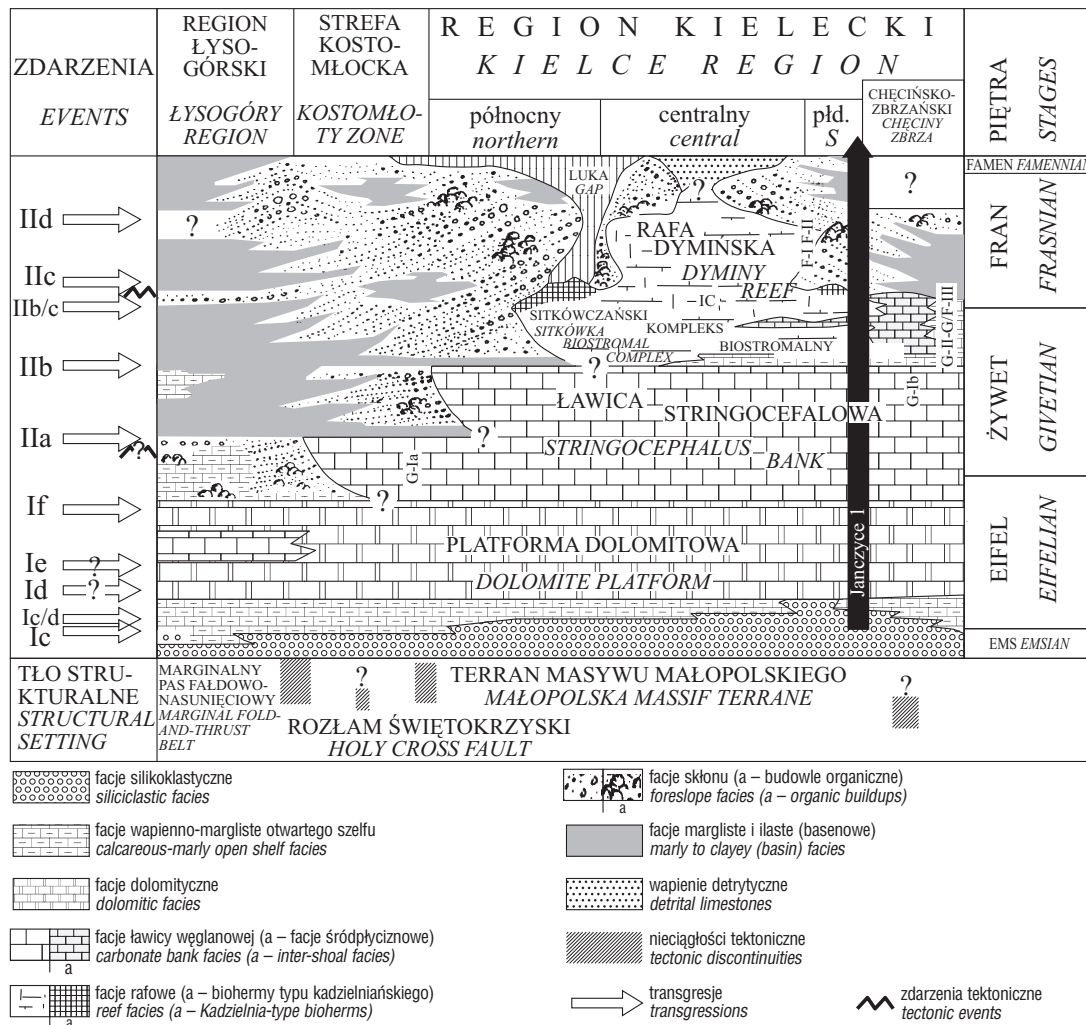
4. Szulczewski (1971) podkreślił również przekraczający charakter wystąpień wczesnofameńskiego wapienia cheilocerasowego na Kadzielni, bardzo nierówny przebieg jego powierzchni spągowej, oraz obecność wielkich bloków wapienia kadzielniańskiego pochodzących z bezpośredniego frańskiego podłoża (por. też dane z Psich Górek; Racki, 1990). W szerszym kontekście, tego typu świadectwa wypiętrzenia i emersji, a następnie nierównomiernej subsydencji bloków powstałych z rozpadu rafy wiążą się z dobrze udokumentowanym diachronizmem

spągu rytmicznej serii marglistej, będącej zapisem fameńskiej fazy zatapiania kieleckiej płycizny centralnej (Szulczewski, 1989). Niespodziewanie duża zmienność oboczna na niewielkiej przestrzeni (w obrębie 7 dób w okolicach Kielc; ryc. 5) ma odzwierciedlać klawiszową strukturę blokową małej skali. Co więcej, raptowność zmian facji i miąższości na północnej (okolice Dalni) i południowej (okolice przełomu Hutki) krawędzi płycizny centralnej sugeruje zdaniem cytowanego autora, że znacznie większe uskoki synsedymacyjne były odpowiedzialne za jej późnoweńskie wyodrębnienie (Szulczewski, 1971, 1973, 1977, 1989).

5. Świadectwa sedymentacyjne, takie jak wkładki wyjątkowo grubokruczowego materiału śródformacyjnego (np. metrowe deskowate intraklasty; Szulczewski, 1981) lub zaburzenia typu osuwiskowego marglistych utworów basenowych, które można — przynajmniej częściowo — interpretować w kategoriach osadów indukowanych sejsmicznie (sejsmitów) (por. Radwański i Roniewicz, 1962; Szulczewski, 1968, 1995a, s. 479; Kaźmierczak & Goldring, 1978). Ten rodzaj dowodów na istnienie tektoniki synsedymacyjnej jest najbardziej dyskusyjny i powinien być rozpatrywany ze szczególną wnikliwością (por. dalej — dyskusja). Do tej kategorii utworów prawdopodobnie należą wczesnofrańskie grubokruczowe utwory okolic Czarnowa (Szulczewski, 1971; Racki & Bultynck, 1993) i wkładki bioklastyczne w profilu Kostomłotów i Ścignii (Racki & Turnau, 2000), jak również pojawienie się w późnym franie różnorodnych osadów intraklastycznych reprezentujące zagadkowe „spłylenie“ w bardziej północnych fragmentach strefy kostomłockiej (Kostomłoty — Szulczewski, 1981; Racki et al., 1985; Górno — Małkowski, 1981), znane też z profili południowych (por. Racki, 1993, s. 95) i północnych (warstwy kostomłockie; por. Kościelniakowska, 1967; Malec, 1996). Z pogranicza franu z famenem opisano grubokruczowe zlepienie typu *flat-pebble* (Słuchowice, Kostomłoty; Szulczewski, 1971, 1981, 1989; por. też dane z Psich Górek; Racki, 1990) i wapienne utwory z wkładkami bioklastycznymi, miejscami zbrekcjowane (kompleks H-3 Kowali; Racki, 1996; Racki & Baliński, 1998) i Łagowa–Janczyc (Matyja & Narkiewicz, 1992), przerywające hemipelagiczną depozycję marglisto-bitumiczną w późnej dobie *linguiformis*. Organodetrytyczne i zlepiencowate wkładki pojawiają się też w basenowych profilach dolnego famenu, przypuszczalnie tylko w poziomie *crepida*, po obu stronach zatopionej rafy (Psie Górkki, Kowala; Żakowa & Radlicz, 1991; Biernat & Szulczewski, 1992). Nie można wykluczyć, że i powszechne występowanie struktury gruzłowej w ilasto-wapiennych utworach późnego famenu na obszarze świętokrzyskim (Szulczewski, 1995a) jest częściowo związane z niepokojem tektonicznym, podobnie jak to sugerowano dla fameńskich wapieni gruzłowych Lubelszczyzny (Miłaczewski, 1981).

Wymienione zjawiska o podłożu tektonicznym/sejsmicznym są w wielu przypadkach dość dokładnie datowane dzięki towarzyszącym im osadom zawierającym indeksowe konodonty (por. cytowane prace Szulczewskiego i Rackiego). Analiza tego zapisu stratygraficznego pozwala na wstępne określenie przedziałów wiekowych przypuszczalnych epizodów tektonicznych i (lub) sejsmicznych (ryc. 2 i 6):

- 1) wczesny fran (doba *transitans* i ewentualnie *punctata*),
- 2) późny fran (pogranicze dób *jamieae* i *rhenana*, a szczególnie wczesna doba *rhenana*),



Ryc. 6. Etapy rozwoju dewońskiej platformy węglanowej obszaru świętokrzyskiego (wg Rackiego & Balińskiego, 1998, ryc. 3, uzupełn.), na tle zmian poziomu morza (Ic do IId — cykle globalne Johnsona i in., 1985; G-I do F-II — cykle regionalne, patrz Racki 1985, 1993) i tektonicznych oraz ram strukturalnych w planie kaledońskim (por. ryc. 2)

Fig. 6. Developmental stages of the Devonian carbonate platform in the Holy Cross area (modified from Racki & Baliński, 1998, fig. 4), against eustatic events (Ic to IId — global cycles of Johnson et al., 1985; G-I to F-II — regional cycles, see Racki, 1985, 1993) and tectonic events and Caledonian structural framework (cf. Fig. 2)

3) szeroko rozumiane pogranicze franu i famenu (od późnej doby *linguiformis* po *?crepida*; patrz niżej),

4) środkowy famen (późna doba *rhomboidea* po *marginifera*).

Pierwotnie zakładano duże znaczenie ruchów bretońskich w historii geologicznej obszaru świętokrzyskiego (patrz podsumowanie u Tomczyka, 1988). Podstawą do takich wniosków było rozprzestrzenienie w famenie łuk stratygraficznych (Czarnocki, 1928). Szulczewski (1978) oraz Szulczewski i inni (1996) wykazali znaczny wpływ uwarunkowań depozycyjnych w przypadku niekompletnego profilu Gałęzic, choć zaskakująco duża zmienność oboczna zapisu osadowego była w istocie kontrolowana niewielkimi pionowymi ruchami blokowymi w warunkach reżimu ekstensyjnego (por. Szulczewski, 1996). Szeroko rozprzestrzenione spływanie i luka stratygraficzna, wiązana się z dźwigającymi ruchami blokowymi na przełomie dewonu z karbonem (patrz Bełka, 1985; Racki & Turnau, w druku), w Górach Świętokrzyskich są jednoznacznie udokumentowane tylko w profilu Gałęzic (Szulczewski i in., 1996).

Rola czynników eustatycznych i tektonicznych — dyskusja

Bez wątpienia zapis stratygraficzny dewonu świętokrzyskiego kształtowany jest przez zdarzenia transgresyjne i regresyjne o różnej skali i zasięgu, warunkujące zmienną przestrzeń akomodacji w poszczególnych częściach badanego obszaru. Fundamentalnym problemem pozostaje względna rola trzech głównych czynników determinujących przestrzeń akomodacji: subsydencji tektonicznej, eustatyki i tempa akumulacji osadów. W odniesieniu do utworów dewonu środkowego i górnego, zarysowały się dwa odmienne podejścia. Jedno przypisuje zdarzeniom eustatycznym (ponadregionalnym) i zmiennym w poszczególnych środowiskach rozmiarom tempa sedymentacji rolę czynników decydujących o architekturze depozycyjnej (Narkiewicz, 1988, 1990; Racki, 1991, 1993; por. Skompski & Szulczewski, 1994). Drugie podejście, podkreśla zasadniczą rolę tektoniki synsedymenacyjnej w rozwoju i skokowym zaniku platformy węglanowej oraz

w kształtowaniu się basenów śródszelfowych (Szulczewski, 1971, 1989, 1990; por. Szulczewski i in., 1996).

Dyskusja o wzajemnych relacjach zjawisk tektonicznych, eustatycznych i sedymentacyjnych koncentruje się wokół następujących kwestii: (1) możliwość występowania zdarzeń eustatycznych, (2) oszacowanie regionalnego zasięgu i skali tektoniki synsedymentacyjnej, (3) analiza zależności między rozwojem subsydencji tektonicznej a sedymentacją.

1. Identyfikacja zdarzeń eustatycznych w świętokrzyskim zapisie osadowym odbywa się na podstawie: (1) kryterium ich szerokiego występowania w regionie (w różnych strefach paleogeograficznych) i (2) wiarygodnej i precyzyjnej korelacji wiekowej ze zdarzeniami w innych częściach świata (patrz dyskusja w Racki, 1997). Jest oczywiście, że sam fakt występowania świadectw np. pogłębienia środowiska depozycji w jednym czy dwóch profilach jeszcze nie przesądza o genezie eustatycznej zjawiska, gdyż są w nich rejestrowane zarówno echa zdarzeń globalnych, jak i procesy o zasięgu regionalnym i wręcz lokalnym (patrz Racki, 1991). Krytyczna ocena blisko 15-letniego funkcjonowania dewońskiej krzywej eustatycznej Johnsona i in. (1985), również przez pryzmat coraz większej liczby informacji z profili polskich, wskazuje, że stanowi ona ogólnie solidną podstawę do interpretacji skali zdarzeń geologicznych, mimo niedocenywania rangi pulsów regresywnych, jak też dwuetapowego charakteru transgresji na pograniczu emsu i eiflu (cykle Ic i Ic/d) oraz we wczesnym franie (cykle IIb/c i IIc; Racki, 1995, 1997). W dewonie świętokrzyskim czytelnie zapisane jest wczesnodewońskie minimum eustatyczne, cykle: górny Ib, Ic, If, oraz wszystkie wydzielenia depofazy II w schemacie Johnsona i in. (1985). Do bardziej kontrowersyjnych zagadnień należy interpretacja cykli Id i Ie. Początek sedymentacji warstw skalskich opowiada (por. Dzik, 1981) globalnemu zdarzeniu biotycznemu *otomari* w ujęciu Wallisera (1996), nie może być więc on korelowany z cyklem Ie, jak podają Malec i Turnau (1997), a z cyklem If. Zapisu cykli Id i Ie należy dopatrywać się w obrębie sekwencji dolomitowych (por. Skompski & Szulczewski, 1994, fig. 8). Szczegółowszy przegląd polskiego zapisu stratygraficznego, w kontekście krzywej eustatycznej Johnsona i in. (1985), zawiera przeglądowa publikacja Rackiego (1997).

2. W Górach Świętokrzyskich jednoznacznymi dowodami rozwoju tektoniki synsedymentacyjnej są jedynie obserwacje małoskalowych bloków tektonicznych i niewielkiej niezgodności między franem a famenem na Ostrówce. W dużej mierze zawdzięczają one swoją wyrazistość „wygłodzonej” sedymentacji towarzyszącej ruchom tektonicznym. Żył neptuniczne mogą mieć różną genezę — obok tektonicznej (ekstensja) w grę wchodzi również np. destabilizacja platformy węglanowej w warunkach eustatycznego stanu niskiego (szereg prac np. z Bahamów czy Dolomitów; patrz podsumowanie w Handford & Loucks, 1993). Również osuwiska lub wkładki grubookruchowe mogą być związane z regresjami albo reprezentować po prostu dynamikę sedymentacji (czynniki autogeniczne), co podkreślają Spence & Tucker (1997). Nawet w przypadku „mocnych” dowodów istnieją trudności udokumentowania geometrii (orientacji) struktur tektonicznych i ich zasięgu — nie można więc wykluczyć, że chodzi o zjawiska nie tylko na małą skalę regionalną, ale i ściśle lokalne.

3. Wyniki ilościowego badania subsydencji wskazują na potrzebę szczególnie ostrożnego podejścia do tektonicz-

nej interpretacji rozwoju facjalno-paleogeograficznego. Brak jest dowodów na wyraźne pulsy tektoniczne w skali obu regionów i całego obszaru świętokrzyskiego, po ewentualnej fazie deformacji kompresyjnych w lochowie. Tempo subsydencji tektonicznej jest niewielkie i wyrównane, zgodne z mechanizmem stopniowego pograżania w warunkach termicznej kontrakcji skorupy po jakimś — zapewne odległym w czasie i przestrzeni — zdarzeniu ryftowym (ekstensja w załukowym basenie reńskim w późnym sylurze-wczesnym dewonie?). Nie stwierdzono zatem skokowych zmian subsydencji takich, jak np. obserwowane w późnym dewonie Lubelszczyzny (Narkiewicz i in., 1997, 1998). Nie ma też świadectw „bretońskiej” inwersji tektonicznej, a przede wszystkim wypiętrzenia na przełomie dewonu i karbonu. Świadczy to łącznie o ogólnej stabilności tektonicznej analizowanego obszaru w dewonie, poczynając od schyłkowej fazy deformacji kaledońskich (faza eryjska?), i przypuszczalnie, późniejszego, słabo rozpoznanego etapu sedymentacji terygeniczej. Dalsza ewolucja facjalno-tektoniczna, zwłaszcza w późnym dewonie, mogła w pewnej mierze odzwierciedlać procesy rozwoju platform węglanowych w warunkach tektoniki ekstensyjnej, np. epizody izostatycznej kompensacji, ale były to na pewno zjawiska o skali nieporównywalnej z rozmiarami deformacji podczas ryftowania (por. model przedstawiony przez Coccozzę i Gandina, 1990, dla wczesnych etapów ryftowania).

Uwarunkowania depozycji na pograniczu fran–famen

Przykładu trudności w datowaniu ewentualnych epizodów tektoniki synsedymentacyjnej oraz rozszyfrowaniu względnej roli mechanizmów depozycyjno-eustatycznych i tektonicznych dostarcza dokładnie zbadane pogranicze franu z famenem. Zdarzenia beztlonowe Kellwasser (patrz Walliser, 1996) są nietypowo wykształcone w profilach świętokrzyskich, choć są znane wystąpienia późnofrańskich wapieni głowonogowych (w Łagowie–Płuckach i Kowali). Ważna faza ekspansji basenu i ograniczenie wzrostu rafy dymińskiej nie musi odpowiadać starszemu z tych zdarzeń (por. Narkiewicz, 1988; Racki, 1990), ale raczej nieco starszej transgresji *Palmatolepis semichatovae* we wczesnej dobie *rhenana* (*sensu* Sandberg i in., 1992). Wskazują na to datowania początku pelagicznej sedymentacji wapieni mantiocerasowych na północnym skłonie rafy dymińskiej (Szulczewski, 1995b, s. 17) i inicjacji sedymentacji basenowej na jej południowej flance (patrz nowe datowania dolnej części kompleksu H w profilu Kowali w: Sartenaer i in., 1998). We wschodniej części regionu świętokrzyskiego można natomiast dopatrywać się wpływu przede wszystkim wczesnej transgresji Kellwasser w późnej dobie *rhenana* (Narkiewicz & Narkiewicz, 1992), a zakończenie depozycji przyrafowej w profilu Janczyc przypada na dobę *jamieae* (Matyja & Narkiewicz, 1995).

Faza aktywizacji bloków, sugerowana przez Szulczewskiego (1971; por. Szulczewski, 1989), w profilu kadzielniańskim może być datowana szeroko ze względu na znaczną lukę stratygraficzną (Szulczewski, 1995b). Nieco dalej na zachód nieciągłość i kondensacja jest ledwie zauważalna w poziomach *linguiformis* i wczesny *triangularis* (Psie Górki; Racki, 1990). Zmiana z sedymentacji marglisto-ilastej na wapienną w stratyfikowanym basenie Kowali, z zapisanymi zdarzeniami wysokoenergetycznymi (zespół H-3; Racki 1996; Racki & Baliński, 1998), rejestruje z kolei nagłe spłylenie na południowej flance obumierającej rafy. Trudno

rozstrzygnąć, w jakim stopniu zjawiska te są tylko zapisem gwałtownego pulsu regresji w pobliżu granicy franu z famenem (Johnson i in., 1985; Sandberg i in., 1988, 1992), a w jakim — ruchów wznoszących i np. tektonicznego przemodelowania bloku gałęzickiego (por. Racki, 1996, 1998).

Ponadregionalny zasięg wyjątkowych epizodów wysokoenergetycznych jest dobrze udokumentowany (np. Matyja & Narkiewicz, 1992), co nie przesądza jednak charakteru katastroficznych procesów w trakcie tego globalnego kryzysu biotycznego (np. możliwości występowania tsunami; Sandberg i in., 1988, 1992; por. Racki, 1998). Sądząc z zapisu osadowego w profilu Śluchowice (Szulczewski, 1989) i Kowali (Szulczewski 1968, 1996; Kaźmierczak & Goldring, 1978 — poprawne datowanie w Sartenaer i in., 1998), zdarzenia wysokoenergetyczne i (lub) aktywność tektoniczno-sejsmiczna towarzyszą znacznie dłuższemu przedziałowi stratygraficznemu (od późnej doby *rhenana* do końca doby *triangularis* — ponad 1,5 miliona lat). Ten drugi czynnik mógł zatem istotnie rzutować na diachroniczny zapis transgresji wczesnofameńskiej (ryc. 5; por. też Szulczewski, 1971, s. 115), który jednak może też odzwierciedlać nierównomierne zatapianie progu podmorskiego o wyjątkowo urozmaiconym reliefie odziedziczonym po frańskiej rafie. Umowne zakończenie tego etapu tektonicznego może stanowić hipotetyczny epizod tensji w warunkach przyspieszonego zatapiania porafowej płycizny centralnej w dobie *crepida*, rejestrowany w żyłach neptunicznych Kadzielni i Miedzianki oraz detrytycznych wkładkach w basenowych profilach Psich Górek i Kowali (Żakowa & Radlicz, 1991; Biernat & Szulczewski, 1992).

Początki przebudowy platformy wschodnioeuropejskiej (rotacji bloku ukraińskiego?; Tomczyk, 1988) przypadają na depozycję terygeniczną formacji petińskiej centralnego dewońskiego pola, datowanej na pogranicze poziomów *jamiae* i *rhenana* (Veimarn i in., 1997). Jak się zatem wydaje, istnieje korelacja czasowa momentu raptownej inicjacji rozwoju paleoryftowej strefy prypecko-donieckiej (patrz Nikishin i in., 1996; Wilson & Lyashkevich, 1996) z ożywieniem tektonicznym, wówczas zaznaczonym na obszarze świętokrzyskim (i przypuszczalnie mazowiecko-lubelskim; Narkiewicz i in., 1998) (patrz niżej). Byłoby to jedynie lokalne i raczej słabe echo większych zmian geotektonicznych, co dla szelfu polskiego sugerował wcześniej Dadlez (1978, s. 288; por. też Tomczyk, 1988; Pożaryski i in., 1992; Pożaryski & Tomczyk, 1993). W kontekście globalnego zdarzenia tensyjnego w trakcie przerywanego późnofrańskiego wysokiego stanu oceanu światowego (*punctuated highstand*, por. model Cathlesa i Hallama, 1991; Racki, 1998), można spekulować o rozmaitych związkach tektoniki z eustatyką za pośrednictwem mechanizmów tektono-eustatycznych. W istocie, jest widoczna przynajmniej przybliżona zbieżność niektórych epizodów tektoniki synsedymentacyjnej z pulsami transgresywnymi (w poziomach *transitans* i wczesny *rhenana*; por. Racki, 1995, 1997). Sugeruje to np. wzrost tempa spreduingu oraz sprzężony puls kompresji i subsydencji według modelu ewolucji superkontynentu Kominz i Bonda (1991).

Wnioski i uwagi końcowe

Nowe dane biostratygraficzne i sedymentologiczne pozwalają na uściślenie dotychczasowych modeli rozwoju facji i paleogeografii dewonu świętokrzyskiego oraz — jak się wydaje — zmniejszenie zakresu istniejących kontrowersji co do względnego znaczenia czynników eustatycznych

i tektonicznych w zapisie stratygraficznym. Z przeprowadzonej analizy wynika, że udokumentowane przejawy tektoniki synsedymentacyjnej mają niewielkie rozmiary i w większości przypadków (?poza późnym framem i wczesnym famenem) dowodzą ograniczonego zasięgu deformacji, prowadzących do modyfikacji zapisu osadowego jedynie w skali lokalnej. W przeciwieństwie do tego zdarzenia interpretowane jako eustatyczne (w tym *backstepping* w poszczególnych etapach rozwoju platformy węglanowej; ryc. 6) mają szerszy zapis regionalny (nawet w skali całego szelfu południowopolskiego; por. Narkiewicz, 1988; Racki, 1997).

Analiza subsydencji potwierdza, znaną już od dawna, różnicę między rozwojem regionu łysogórskiego i kieleckiego w dewonie, ale jest to bardziej różnica ilościowa niż jakościowa: oba regiony mają bowiem bardzo zbliżony scenariusz rozwoju subsydencji „pokaledońskiej”, różniąc się głównie rozmiarami pograżania. To ostatnie zjawisko można przypisać odmiennej budowie skorupowej bloków litosfery oddzielonych rozłamem świętokrzyskim i, w związku z tym, odmiennej ich reakcji na regionalny rozkład naprężeń (ogólnie zapewne ekstensyjnych). Taka interpretacja zgadza się z dużą rolą strefy rozłamu w dewonie, interpretowaną na podstawie przesłanek facjalno-paleogeograficznych, nawet uwzględniając obecność przejściowej strefy kostomłockiej. Tak więc: w dużej skali całego obszaru świętokrzyskiego synsedymentacyjna rola strefy rozłamu wydaje się nie budzić wątpliwości — potwierdzają ją przesłanki sedymentacyjne, analiza subsydencji i głęboka budowa skorupowa (np. Guterch i in., 1984; Pożaryski & Tomczyk, 1993; Dadlez, 1997).

Dotychczasowe wyniki badań tektonicznych nie dostarczyły dowodów na istotną rolę zdarzeń tektonicznych w dewonie świętokrzyskim, ale należy pamiętać, iż określenie tempa subsydencji dotyczyło przedziałów wiekowych rzędu od kilku do kilkunastu milionów lat. W połączeniu z niepewnością czasowej skali dewonu, nie wyklucza to skoków subsydencji w mniejszej skali stratygraficznej (podpięter). W tym kontekście warto zauważyć, że większa część pierwotnej większości osadów franu — zwłaszcza po uwzględnieniu czynnika kompaktacji — przypada na jego końcowe trzy doby (*rhenana-linguiformis*), tak w profilach basenowych (Kowala, Śluchowice), jak i skłonu rafy (np. Psie Górkę, Wietrznia; patrz Szulczewski, 1971, 1989; Racki, 1993). Nie wykluczając dużej roli czynników depozycyjnych (Narkiewicz, 1988), pozwala to jednak przypuszczać, że globalny puls subsydencji tektonicznej, decydujący o wielkości transgresji frańskiej (Kominz & Bond, 1991), w istocie odnosi się do późniejszej połowy tego piętra na szelfie południowopolskim (por. Narkiewicz & Racki, 1987). W rejonie rowu mazowiecko-lubelskiego od środkowego franu (początek cyklu VI) został również zainicjowany rozwój silnej subsydencji tektonicznej, kształtującej architekturę depozycyjną wyższego franu i famenu (Narkiewicz i in., 1998). Dalsze bardziej szczegółowe modelowanie metodą *backstrippingu* jest zatem szczególnie istotne dla rozważań w szerszych ramach paleogeograficznych i geotektonicznych, przede wszystkim jako test hipotetycznych związków między regionem świętokrzyskim a obszarem lubelsko-mazowieckim i przyległą częścią platformy wschodnioeuropejskiej.

W skali regionalnej, szczególnie dużo znaków zapytania kryje wciąż w sobie zapis wczesnodewoński. W tej epoce rola tektoniki synsedymentacyjnej mogła być szczególnie duża, ale niewiele o tym możemy powiedzieć.

Dalszy postęp w badaniach biostratygraficznych (w szczególności palinostratygraficznych; Kowalczewski i in., 1998; Racki & Turnau, 2000) i sedymentologicznych jest tu warunkiem wstępnym. Z innych pilnych prac można wskazać przede wszystkim na: (1) dokumentację synsedymentacyjnej roli hipotetycznych założeń transwersalnych (patrz Kowalczewski, 1963), oraz (2) nowoczesną analizę strukturalną strefy rozłamu świętokrzyskiego. W nieco szerszym ujęciu, dotyczy to również wszechstronnego opracowywania stratygrafii i sedymentologii sekwencji dewońskich w regionach przyległych do Gór Świętokrzyskich (por. np. Malec i in., 1996; Racki & Turnau, 2000), co wyjaśni uprzednio sugerowane korelacje zdarzeń facjalnych na szelfie południowopolskim z ewolucją tektoniczną obszarów położonych dalej na wschód.

Wstępne badania subsydencji zostały wykonane przez Marka Narkiewicza, w latach 1993–1994, w ramach grantu KBN nr 9S 602 030 06 p02.

Dziękujemy mgr Pawłowi Poprawie za przeprowadzenie części obliczeń subsydencji tektonicznej za pomocą programu BasinMod.

Literatura

- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. 1990 — Basin Analysis. Principles and Applications. Blackwell Sc. Publ., Oxford.
- BELKA Z. 1985 — Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the northeastern part of the Moravia-Silesia basin. *Acta Geol. Pol.*, 35: 33–60.
- BIERNAT G. & SZULCZEWSKI M. 1992 — The Famennian brachiopod *Zilimia polonica* (Gürich) and its paleoenvironmental significance. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 100: 37–46.
- CATHLES L.M., & HALLAM A. 1991 — Stress-induced changes in plate density, Vail sequences, epeirogeny, and short-lived global sea level fluctuations. *Tectonics*, 10: 659–671.
- COCOZZA T. & GANDIN A. 1990 — Carbonate deposition during early rifting: the Cambrian of Sardinia and the Triassic-Jurassic of Tuscany, Italy. *Spec. Publ., Intern. Ass. Sedim.*, 9: 9–37.
- CZARNOCKI J. 1928 — Przegląd stratygrafii fałunu i karbonu dolnego (kulmu) w zachodniej i środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 21: 55–59.
- CZARNOCKI J. 1950 — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 1: 1–404.
- DADLEZ R. 1978 — Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwart. Geol.*, 22: 269–301.
- DADLEZ R. 1987 — Ewolucja basenów fanerozoicznych wzdłuż strefy Teisseyre’a–Tornquist. *Kwart. Geol.*, 31: 263–278.
- DADLEZ R. 1997 — Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous — relationships between the crystalline basement and sedimentary infill. *Geol. Quart.*, 41: 419–432.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, 38: 169–190.
- FORDHAM B.C. 1992 — Chronometric calibration of mid-Ordovician to Tournaisian conodont zones — a compilation from recent graphic-correlation and isotope studies. *Geol. Mag.*, 129: 709–721.
- GLAZEK J., KARWOWSKI L., RACKI G. & WRZOŁEK T. 1981 — The early Devonian continental/marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts, and its paleogeographic and tectonic significance. *Acta Geol. Pol.*, 31: 233–251.
- GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ R. & TOPORKIEWICZ S. 1984 — Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian Platforms and the Carpathian Mts. in Poland. *Acta Geophys. Pol.*, 32: 25–41.
- HANFORD C.R. & LOUCKS R.G. 1993 — Carbonate depositional sequences and systems tracts — responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. *AAPG Memoir*, 57: 3–41.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. 1990 — A Geological Time Scale 1989. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G. & SANDBERG C.A. 1985 — Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96: 567–587.
- KA MIERCZAK J. & GOLDRING R. 1978 — Subtidal flat-pebble conglomerate from the Upper Devonian of Poland: a multiprovenant high-energy product. *Geol. Mag.*, 15: 359–366.
- KŁOSSOWSKI J. 1985 — Sedymentacja dewonu środkowego w regionie łysogórskim (profil Świętomarz/Śniadka). *Prz. Geol.*, 33: 264–267.
- KOMINZ M.A. & BOND G.C. 1991 — Unusually large subsidence and sea-level events during middle Paleozoic time: new evidence supporting mantle convection models for supercontinent assembly. *Geology*, 19: 56–60.
- KOŚCIELNIAKOWSKA O. 1967 — Devon górny w północnej części Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. UW*, 8: 54–118.
- KOWALCZEWSKI Z. 1963 — Transwersalne założenia w budowie cokołu paleozoicznego antyklinorium świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.*, 7: 571–583.
- KOWALCZEWSKI Z., JAWOROWSKI K. & KULETA M. 1998 — Klonów Beds (uppermost Silurian–?lowermost Devonian) and the problem of Caledonian deformations in the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 42: 341–378.
- KOWALCZEWSKI Z. & MALEC J. 1990 — Regionalne aspekty badań skał dewonu z otworu Podgacie IG 1 w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 34: 561–563.
- ŁOBANOWSKI H. 1990 — Lower Devonian terrains of clastic deposition in Poland and their affinities to other European Devonian palaeogeographic-facial provinces. *N. Jb. Geol. Palaont., Mh.*, 7: 404–420.
- MALEC J. 1990 — Stratygrafia dewonu dolnego w profilu otworu wiertniczego Modrzewie 2A. *Kwart. Geol.*, 34: 203–204.
- MALEC J. 1991 — Uwagi o stratygrafii utworów dewonu dolnego i środkowego w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 35: 525–526.
- MALEC J. 1993 — Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 37: 501–536.
- MALEC J. 1995 — Stop 1. Kowala Devonian–Carboniferous boundary. [W:] XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Kraków, Guide to Excursion B4: 15–16.
- MALEC J. 1996. — Wyniki badań utworów dewonu z rejonu Nieczulic i Skał. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 52: 78–81.
- MALEC J., MIŁACZEWSKI L., NARKIEWICZ K. & NARKIEWICZ M. 1996 — Stratigraphy of the Devonian in the Szwejkę IG 3 deep well, Central Poland. *Kwart. Geol.*, 40: 367–392.
- MALEC J. & TURNAU, E. 1997 — Middle Devonian conodont, ostracod and miospore stratigraphy of the Grzegorzowice–Skały section, Holy Cross Mts., Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 45: 67–86.
- MAŁKOWSKI K. 1981 — Upper Devonian deposits at Górno in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 31: 223–232.
- MATYJA H. & NARKIEWICZ M. 1992 — Conodont biofacies succession near the Frasnian/Famennian boundary: some Polish examples. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 154: 125–147.
- MATYJA H. & NARKIEWICZ M. 1995 — Conodont stratigraphy of the Upper Devonian in the Janczyce I borehole section, eastern Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 39: 177–206.
- MIZERSKI W. 1995 — Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts. in Central Poland. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 372: 6–47.
- NARKIEWICZ M. 1985 — Badania dewońskiego szelfu węglanowego południowej Polski. *Prz. Geol.*, 33: 253–258.
- NARKIEWICZ M. 1988 — Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, 14: 619–636.
- NARKIEWICZ M. 1990 — Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu z famenem Gór Świętokrzyskich — dyskusja. *Prz. Geol.*, 39: 327–330.
- NARKIEWICZ M. 1991 — Mesogenetic dolomitization processes: an example from the Givetian to Frasnian of the Holy Cross Mountains, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 132: 1–54.
- NARKIEWICZ M. 1996 — Subsidence analysis of the Palaeozoic sequences in the Holy Cross Mts.: preliminary results and implications for the TESZ. EUROPROBE Trans-European Suture Zone Workshop, Książ. Abstracts. Państw. Inst. Geol., Wrocław.
- NARKIEWICZ M., POPRAWA P., MIŁACZEWSKI L. & ŻELICHOWSKI A.M. 1997 — Devonian to Carboniferous subsidence history and tectonic evolution of the Lublin Trough (SE segment of the TESZ in Poland). EUROPROBE TESZ Meeting, Potsdam, Terra Nostra, 97/11: 95–102.
- NARKIEWICZ M., MIŁACZEWSKI L., KRZYWIEC P. & SZEWCZYK J. 1998 — Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 57–72.
- NARKIEWICZ M. & NARKIEWICZ K. 1992 — Transgressive pulse in the Upper Frasnian of the Janczyce I section (Holy Cross Mts): sedimentology and conodont biofacies. *Kwart. Geol.*, 36: 281–304.
- NARKIEWICZ M. & OLKOWICZ-PAPROCKA I. 1983 — Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 27: 225–255.

- NARKIEWICZ M. & RACKI G. 1987 — Korelacja i rozwój sedymentacji dewonu górnego między Dębnikiem i Zawierciem. *Kwart. Geol.*, 31: 241–256.
- NARKIEWICZ M., RACKI G. & WRZOŁEK T. 1990 — Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporooidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 34: 433–456.
- NIKISHIN, A.M., ZIEGLER, P.A., STEPHENSON, R.A., CLOETINGH, S., FURNE, A.V., FOKIN, P.A., ERSHOV, A.V., BOLOTOV, S.N., KOROTAEV, M.V., ALEKSEEV, A.S., GORBACHEV, V.I., SHIPILOV, E.V., LANKREIJER, A., BEMBINOVA, E.Y. & SHALIMOV, I.V. 1996 — Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton — dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, 268: 23–63.
- PAJCHŁOWA M. 1957 — Dewon w profilu Grzegorzowice–Skały. *Biul. Inst. Geol.*, 122: 145–254.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P. & MORYC W. 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prz. Geol.*, 40: 643–651.
- POŻARYSKI W. & TOMCZYK H. 1993 — Przekrój geologiczny przez Polskę Południowo-Wschodnią. *Prz. Geol.*, 41: 687–695.
- PREAT A. & RACKI G. 1993 — Small-scale cyclic sedimentation in the Early Givetian of the Góry Świętokrzyskie Mountains: comparison with the Ardenne sequence. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 63: 13–31.
- RACKI G. 1985 — Cykliczność sedymentacji a podział stratygraficzny dewońskiej serii stromatoporooidowo-koralowcowej Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 33: 267–270.
- RACKI G. 1990 — Frasnian/Famennian event in the Holy Cross Mts, Central Poland: stratigraphic and ecologic aspects. *Lecture Notes Earth Sc.*, 30: 169–181.
- RACKI G. 1991 — O eustatyce, tektonice i innych zdarzeniach w późnym dewonie Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny* 39, 193–198.
- RACKI G. 1993 — Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeont. Pol.*, 37: 87–182.
- RACKI G. 1996 — Stop 4. Kowala railroad cut and quarry, Frasnian-Famennian boundary at Kowala. [W:] Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI), Excursion Guide: 30–33.
- RACKI G. 1997 — Devonian eustatic fluctuations in Poland. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 199: 1–12.
- RACKI G. 1998 — Frasnian-Famennian biotic crisis: undervalued tectonic control? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 141: 177–198.
- RACKI G. & BALIŃSKI A. 1998 — Late Frasnian *Atrypida* (Brachiopoda) from Poland and the Frasnian-Famennian biotic crisis. *Acta Palaeont. Pol.*, 43: 273–304.
- RACKI G. & BULTYNCK P. 1993 — Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 48: 1–26.
- RACKI G., GŁUCHOWSKI E. & MALEC J. 1985 — The Givetian to Frasnian succession at Kostomłoty in the Holy Cross Mts, and its regional significance. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 33: 159–171.
- RACKI G. & TURNAU E. 2000 (w druku) — Devonian series and stage boundaries in Poland. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*.
- RADWAŃSKI A. & RONIEWICZ P. 1962 — Osuwiska podmorskie w famenie Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 12: 295–305.
- SANDBERG C.A. & ZIEGLER W. 1996 — Devonian conodont biochronology in geologic time calibration. *Senck. lethaea*, 76: 259–265.
- SANDBERG C.A., ZIEGLER W., DREESEN R. & BUTLER J.L. 1988 — Late Devonian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 102: 263–307.
- SANDBERG C.A., ZIEGLER W., DREESEN R. & BUTLER J.L. 1992 — Conodont biochronology, biofacies, taxonomy, and event stratigraphy around Middle Frasnian Lion mudmound (F2h), Frasnes, Belgium. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 150: 1–87.
- SARTENAER P., RACKI G. & SZULCZEWSKI M. 1998 — The late Frasnian rhynchonellid genus *Pammegetherynchus* Sartenaer, 1977 in the Holy Cross Mountains (Poland), and its relevance to the Kellwasser Crisis. *Acta Palaeont. Pol.*, 43: 379–394.
- SKOMPSKI S. & SZULCZEWSKI M. 1994 — Tide-dominated Middle Devonian sequence from the northern part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Facies*, 30: 247–266.
- SPENCE G.H. & TUCKER M.E. 1997 — Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sediment. Geol.*, 112: 163–193.
- STUPNICKA E. 1995 — Fazy ruchów tektonicznych w górnym sylurze i dewonu dolnego w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 43: 110–112.
- SZULCZEWSKI M. 1968 — Slump structures and turbidites in Upper Devonian limestones of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 18: 303–323.
- SZULCZEWSKI M. 1971 — Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 23: 15–59.
- SZULCZEWSKI M. 1973 — Famennian-Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dalnia in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 25: 283–298.
- SZULCZEWSKI M. 1977 — Główne regiony facjalne w paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 25: 428–432.
- SZULCZEWSKI M. 1978 — The nature of unconformities in the Upper Devonian-Lower Carboniferous condensed sequence in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 25: 283–298.
- SZULCZEWSKI M. 1981 — Stratygrafia franu wzgórz kostomłockich. [W:] *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 222–225.
- SZULCZEWSKI M. 1989 — Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu z famenem Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 37: 551–557.
- SZULCZEWSKI M. 1990 — Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu z famenem Gór Świętokrzyskich — odpowiedź. *Prz. Geol.*, 39: 330–334.
- SZULCZEWSKI M. 1992 — Ekologiczne uwarunkowania zespołów faunistycznych w śródszelfowych basenach famenkich Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 40: 610.
- SZULCZEWSKI M. 1995a — Depositional evolution of the Holy Cross Mts in the Devonian and Carboniferous — a review. *Geol. Quart.*, 39: 471–488.
- SZULCZEWSKI M. 1995b — Stop 1 Kowala, Stop 2 Kadzielnia quarry. [W:] XIII Inter. Congress on Carboniferous-Permian, Kraków, Guide to Excursion B4: 13–19.
- SZULCZEWSKI M. 1996 — Stop 5. Wietrznia quarry, Upper Devonian. [W:] Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI), Excursion Guide: 38–40.
- SZULCZEWSKI M., BEŁKA Z. & SKOMPSKI S. 1996 — The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian-Carboniferous of the southwestern Holy Cross Mountains. *Sediment. Geol.*, 106: 21–49.
- TARNOWSKA M. 1981 — Dewon dolny w centralnej części Gór Świętokrzyskich. [W:] *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 57–68.
- TARNOWSKA M. 1988 — Zarys sedymentacji osadów dewonu dolnego w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 32: 242–243.
- TOMCZYK H. 1988 — Region lysogórski a platforma wschodnioeuropejska w cyklu kaledońsko-waryscyjskim. *Prz. Geol.*, 36: 9–17.
- TOMCZYKOWA E. 1991 — Upper Silurian and Lower Devonian trilobites of Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 134: 1–62.
- TOMCZYKOWA E. & TOMCZYK H. 1981 — Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. [W:] *Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 42–57.
- TUCKER R.D., BRADLEY D.C., VER STRAETEN C.A., HARRIS A.G., EBERT J.R. & MCCUTCHEON S.R. 1998 — New U-Pb zircon ages and the duration and division of Devonian time. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 158: 175–186.
- TURNAU E. & RACKI, G. 1999 — Givetian palynostratigraphy and palynofacies: new data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mts, central Poland). *Rev. Palaeob. Palynol.*, 106: 237–271.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUS C. 1991 — The stratigraphic — signature of tectonics, eustacy and sedimentology: an overview. [W:] *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin: 617–659.
- VEIMARN A.B., KUZMIN A.V. & VORONTSOVA T.N. 1997 — Geologiczkie sobytij v Kazahstanie na rubezhe franskiego i famenskogo wiekow i ich znaczenie w rjadu globalnyh sobytii etogo wriemienii. *Biul. Mosk. Obsch. Ispyt. Prirody, Otd. Geol.*, 72: 35–46.
- WALLISER O.H. 1996 — Global events in the Devonian and Carboniferous. [W:] WALLISER O.H. (red.), *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin, Springer: 225–250.
- WILSON M. & LYASHKEVICH Z.M. 1996 — Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets Rift, East European Platform. *Tectonophysics*, 268: 65–81.
- ŻAKOWA H., NEHRING-LEFELD H. & MALEC J. 1985 — Devonian-Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Cross Mts, Poland): macro- and microfauna. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 33: 87–95.
- ŻAKOWA H. & RADLICZ K. 1990 — Makro- i mikrofauna oraz petrografia famenu z otworu wiertniczego Kowala 1. *Kwart. Geol.*, 34: 243–270.