

Marek NARKIEWICZ, Grzegorz RACKI

## Korelacja i rozwój sedymentacji górnego dewonu między Dębikiem a Zawierciem

Na podstawie wyników wcześniejszych badań stratygraficznych dokonano korelacji utworów górnodewońskich rejonu Dębika oraz obszaru olkusko-zawierciańskiego. Rekonstrukcje facjalne i paleogeograficzne potwierdziły pogląd o ogólnym spłycaaniu się zbiornika ku południowi. Analizowane sekwencje reprezentują dwa cykle sedymentacyjne rozwinięte w sposób typowy dla szelfów węglanowych. Dwa epizody transgresywne we wczesnym i późnym franie były stosunkowo raptowne i silne. Etapy regresywne charakteryzowały się stopniowym, choć przejściowo przyspieszonym, spłycaaniem zbiornika i progradacją przybrzeżnej platformy węglanowej ku północy. Szczególnie silnie zaznaczyło się to w młodszym famenie w rozwoju kompleksu barierowego w okolicach Dębika.

### WSTĘP

Linia łącząca Zawiercie i Dębik przebiega mniej więcej prostopadle do hipotetycznego brzegu basenu późnodewońskiego w południowej Polsce, a sam Dębik leży około 30 km na północ od południowej granicy obecnego zasięgu dewonu (fig. 1). Pośrednie świadectwa spłycaania się zbiornika w kierunku południowym, m.in. przekraczające ułożenie osadów paleozoicznych i malejące miąższości dewonu węglanowego, przedstawiono już we wcześniejszej pracy M. Narkiewicza (1978a). Szczegółowe obserwacje dotyczące paleogeografii utworów górnodewońskich miały w cytowanej pracy charakter jedynie wycinkowy z powodu ograniczonego obszaru badań. Obecnie, po sformułowaniu schematu stratygraficznego dewonu dębickiego (M. Narkiewicz, G. Racki, 1984), można pokusić się o objęcie interpretacją paleogeograficzną obszarów położonych dalej ku południowi, a tym samym bliżej skrajowi basenu.

Elementy paleogeografii tej części szelfu śląsko-krakowskiego scharakteryzowano krótko we wcześniejszym artykule (M. Narkiewicz, G. Racki, 1985). Niniejsze opracowanie zawiera szczegółowszą analizę rozwoju facjalnego, przy czym za punkt wyjścia przyjęto możliwie dokładną korelację badanych utworów i to zarówno fizyczną (litologiczną), jak i biostratygraficzną, opartą na konodontach.

Stopień wierności rekonstrukcji facjalnych i paleogeograficznych zależy oczy-

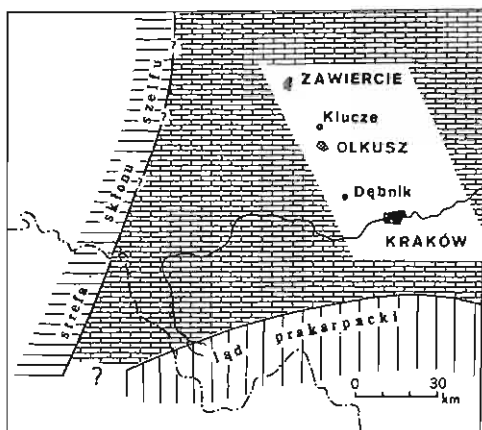


Fig. 1. Lokalizacja obszaru między Zawierciem a Dębniem na tle ogólnej paleogeografii południowo-zachodniej części szelfu dewońskiego w Polsce (według M. Narkiewicza, 1978a, fig. 6)

Location of the Dębniek–Zawiercie area against the general paleogeography of the south-western part of the Devonian shelf in Poland (adopted from M. Narkiewicz, 1978a, Fig. 6)

wiście od kompletności i precyzji dokumentacji litologicznej i dokładności datowań biostratygraficznych. W przypadku analizowanych utworów największe luki w badanym zapisie dotyczą wyższej części profilu dębnieckiego, tj. najwyższego franu i licznych odcinków famenu. Znacznie mniejsza luka obejmuje niższą część famenu między Olkuszem a Zawierciem. W obu tych przypadkach trzeba było uciec się do rekonstrukcji następstwa litologicznego na podstawie wrywkowych i niepełnych informacji. Fameńska część profilu Dębnieka uzyskała, po części z przyczyn ekologicznych, również znacznie słabszą dokumentację biostratygraficzną. W sumie, interpretacja facji fameńskich jest bardziej hipotetyczna niż w przypadku franu. Szerszą dyskusję nad kompletnością profili oraz dokładnością datowań konodontowych poszczególnych jednostek litostratygraficznych przedstawiono w obu wcześniejszych pracach (M. Narkiewicz, 1978a; M. Narkiewicz, G. Racki, 1984).

## KORELACJA

Już pobieżne porównanie podziałów litostratygraficznych górnego dewonu Dębnieka oraz Olkusza–Zawiercia ujawnia znaczne różnice między obu obszarami (fig. 2–3). Mimo że zestawione schematy obejmują ten sam odcinek czasowy i dotyczą pobliskich rejonów, większość wyróżnionych jednostek nie ma – za sprawą zmienności obocznej – swoich oczywistych odpowiedników. Niżej przeanalizowano korelację tych wydzieleni, które można uznać, z mniejszym lub większym prawdopodobieństwem, za tożsame w obu schematach.

Korelację wiekową umożliwiły badania konodontowe obliczone na możliwie dokładne datowanie granic litostratygraficznych. Różne powody, szczególnie przedstawione we wcześniejszych pracach autorów, sprawiły, iż jedynie w wyjątkowych przypadkach wiek granic oznaczono z dokładnością do jednego podpoziomu. Znacznie częściej przedział błędu wynosił od dwóch do trzech podpoziomów konodontowych; zaznaczono to schematycznie na fig. 3.

Podział konodontowy górnego dewonu<sup>1</sup> należy do najbardziej precyzyjnych schematów biostratygraficznych. Jednakże rozważając problem ewentualnego

<sup>1</sup> Najwyższa część podziału konodontowego, od poziomu *marginifera* w górę, uległa ostatnio poważnej rewizji (W. Ziegler, C.A. Sandberg, 1984). W niniejszym artykule utrzymano podział starszy dla zachowania porównywalności z wcześniejszymi, stratygraficznymi pracami autorów.

CHRONO- STRATY- GRAFIA	DĘBNIK (M.Narkiewicz, G.Racki, 1984)		OLKUSZ-ZAWIERCIE (M.Narkiewicz, 1978a)	
	KAR- BON	- ? - ? - ? - ? - ?		- ? - ? - ? - ? - ?
F A M E N	WAPIENIE MIKRYTO- WE I ZIARNISTE		ZESPÓŁ CZARNYCH ŁUPKÓW I WAPIENI	
			ZESPÓŁ WAPIENI GRUZŁOWO- DETRYTYCZNYCH	
F R A N	WAPIENIE PLYTOWE		ŁUPKI IŁASTE	
	WAPIENIE ZIARNISTE	KALCYRUDYTY	OGNIWO W-NI LAMINOWA- NYCH I KAL- CYRUDYTÓW	ZESPÓŁ WAPIENI DETRYTYCZNYCH
		KALKARENITY	ZESPÓŁ WAPIENI I ŁUPKÓW STYLIOLINOWYCH	
	WAPIENIE GRUZŁOWE		ZESPÓŁ WAPIENI GRUZŁOWYCH	
ZYWET	WAPIENIE DĘBNICKIE		BIOMIKRYTY I WAPIENIE KORALOWE	

Fig. 2. Korelacja podziałów litostratygraficznych górnego dewonu dębnickiego z olkusko-zawierciańskim

Correlation of the Upper Devonian occurring in Dębnik village and in the Olkusz-Zawiercie area

synchronizmu badanych jednostek, warto sobie uświadomić, iż przeciętny czas trwania jednego podpoziomu, a zatem maksymalna precyzja korelacji czasowej, wynosi od 0,5 do 1,0 mln lat (D.J. McLaren, 1982).

#### WAPIENIE GRUZŁOWE

Analogiczna pozycja w profilach i podobieństwa wykształcenia litologicznego pozwalają na bezpośrednią korelację wapieni gruzłowych Dębника z zespołem wapieni gruzłowych Olkusza i Zawiercia. W śladu tych ostatnich utworów stwierdzono szare biomikryty z licznymi szczątkami bentosu i bioturbacją, które można utożsamiać z wyższą częścią wapieni dębnickich (M. Narkiewicz, 1978a, str. 421; M. Narkiewicz, 1978b). W obu zatem przypadkach dolna granica wapieni gruzłowych wyznacza przejście regularnie warstwowanych utworów wapiennych o znacznej zawartości materiału szkieletowego w skały gruzłowe, margliste i z podrzędnym udziałem bioklastów.

Z analizy biostratygraficznej płynnie wniosek, iż wapienie gruzłowe stanowią względnie krótkotrwały element obu porównywanych sekwencji, mieszczący się całkowicie w obrębie najniższego poziomu franu — *asymmetricus*. Jedynym podpoziomem z pewnością wspólnym dla tych utworów w obu omawianych rejonach jest środkowy *asymmetricus*. Przedziały datowań dolnej i górnej granicy wapieni gruzłowych obejmują jeden lub dwa podpoziomy konodontowe (fig. 3).

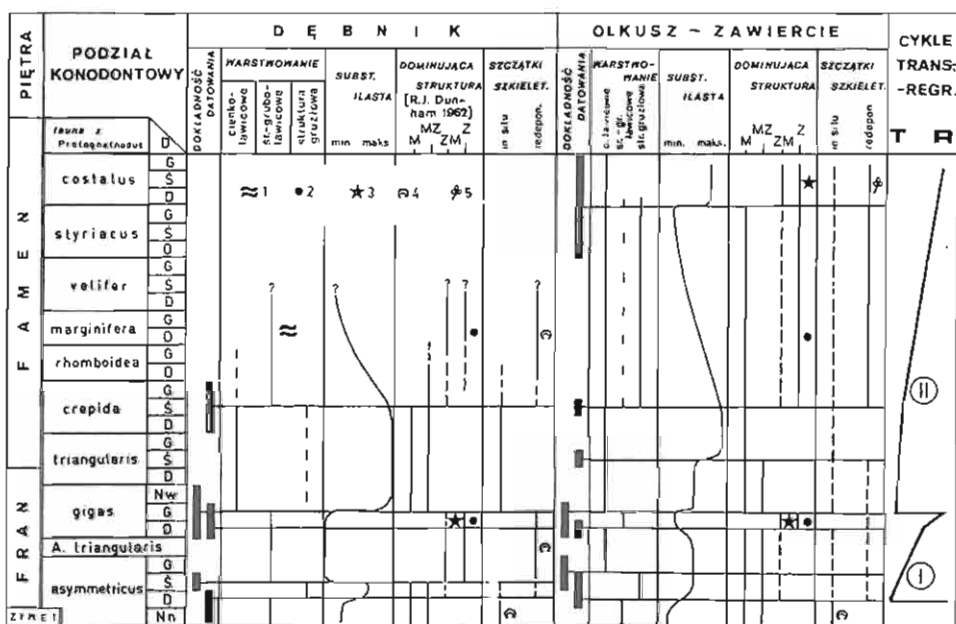


Fig. 3. Porównanie pionowej zmienności zasadniczych cech facjalnych górnego dewonu w rejonie Dębniaka i między Olkuszem a Zawierciem

Comparison of the vertical facies variability in the Upper Devonian of Dębniak and the Olkusz-Zawiercie area

1 - laminacja kryptoalgowa, 2 - kalcyrudyty, 3 - piasek i mułki kwarcowe, 4 - fauna hermatypowa, 5 - siezka roślinna; M - wapień mikrytowy, MZ - wapień mikrytowo-ziarnowy, ZM - wapień ziarnowo-mikrytowy, Z - wapień ziarnowy (M. Narkiewicz, E. Śnieżek, 1981); linie przerywane oznaczają podrzędne występowanie danej cechy

1 - cryptalgal lamination, 2 - calcirudites, 3 - quartzose sand or silt, 4 - skeletons of frame-builders, 5 - plant detritus; abbreviations denoting depositional texture (after R.J. Dunham, 1962); M - mudstones, MZ - wackestones, ZM - packstones, Z - grainstones (M. Narkiewicz, E. Śnieżek, 1981); broken lines denote a subordinate occurrence of a respective facies feature

#### KALCYRUDYTY

Na podstawach znacznie słabszych niż w przypadku wapieni gruzłowych można oprzeć korelację litologiczną kalcyrudytów z otworu wiertniczego Z-7, usytuowanego nad Siedlcem, z ogniwem kalcyrudytów obszaru olkusko-zawierciańskiego. O ile bowiem ta ostatnia jednostka została udokumentowana w całości aż w dwóch profilach wiertniczych (BK-70 i BK-90), o tyle otwór Z-7 przewiercił jedynie najniższe 8 m kalcyrudytów, w dodatku przy niepełnym uzysku rdzenia. Ponadto, z analizy sedimentologicznej ogniwa kalcyrudytów, a zwłaszcza z raptownych zmian jego miąższości (z 35 na 60 m na odcinku około 1 km), wyprowadzono wcześniej wniosek o lokalnym zasięgu erozji (M. Narkiewicz, 1978a, str. 449). Idąc dalej tym tokiem rozumowania można by z jednej strony przewidywać oboczną nieciągłość tych utworów z przejściem w autochtoniczne facje wapienno-margliste. Z drugiej jednak strony, we wszystkich stwierdzonych przypadkach miąższe, gruboziarniste utwory detrytyczne występują w profilu franu jednorazowo, nie powtarzając się ani wyżej, ani też niżej w sekwencji. Byłoby to argument za utożsamianiem obu jednostek kalcyrudytowych niezależnie od tego, czy tworzą ogniwo

nieciągłe obocznie, czy też jednolite, a jedynie ze zmieniającą się raptownie miąższością.

Przy rozważaniu korelacji omawianych utworów warto odnotować obserwacje A. Balińskiego (1979 oraz inf. ustna) dotyczące pogranicza wapieni ziarnistych i płytowych w szurfach usytuowanych nad wąwozem Żbik (głównie Z-XI i Z-XIB) w zachodnim skrzydle antykliny Dębника. Występują tam margliste biopelintrami-kryty z liczną fauną, m.in. stromatoporoidów i masywnych *Rugosa*, a także ławice detrytyczne z domieszką piasku kwarcowego. Taka charakterystyka zbliża te utwory do ogniwa kalcyrudytów z otworów wiertniczych koło Kluczy, gdzie stwierdzono znaczny miejscami udział piasku kwarcowego oraz zabradowane szkielety stromatoporoidów.

Za korelacją dyskutowanych ogniw przemawiają także badania konodontowe, wskazujące, iż w obu porównywanych rejonach gruboziarniste utwory detrytyczne pojawiają się i nikną w górnofrańskim poziomie *gigas*. Dolną granicę można wyznaczyć na dolny podpoziom *gigas* – z pewnością w rejonie Kluczy, a z dużym prawdopodobieństwem w okolicach Dębника. Górna granica jest trudna do dokładniejszego ustalenia.

#### WAPIENIE MIKRYTOWO-ZIARNISTE

Spośród fameńskich jednostek litostratygraficznych największe analogie łączy dębnickie wapienie mikrytowe i ziarniste z zespołem wapieni gruzłowo-detrytycznych. W obu tych jednostkach mamy do czynienia z przelawianiem się wapieni mikrytowych, ubogich na ogół w szczątki szkieletowe, z warstwami detrytycznymi, obfitującymi w zróżnicowane bioklasty. Ponadto, w obu przypadkach dolna granica wydzielen odpowiada przejściu od utworów silniej ilastych, uboższych w skamieniałości, do czystych wapieni ogólnie bogatszych w szczątki organiczne.

Jednocześnie, oba porównywane ogniwa sekwencji z jednej strony różnią się wyraźnie stopniem marglistości i innymi cechami sedymentacyjnymi wkładek mikrytowych (rola glonów!), a z drugiej – udziałem i składem materiału detrytycznego. Różnice te nie pozwalają wprowadzić na zaliczenie obu wydzielen do tej samej jednostki litostratygraficznej (fig. 2), ale nie wykluczają paralelizowania tych utworów przy rozważaniu rozwoju sedymentacji.

W rejonie olkucko-zawierciańskim przejście sedymentacji ilasto-wapiennej w silniej węglanową i detrytyczną można datować na środkowy podpoziom *crepida*, podczas gdy w profilu dębnickim musimy się na razie zadowolić wyznaczeniem tej granicy litologicznej w obrębie całego poziomu *crepida*. Ponadto w otworach z północy udało się znaleźć pełną sukcesję poziomów konodontowych famenu – od *crepida* po *styriacus*. Znacznie słabsza dokumentacja biostratygraficzna dotyczy Dębника – najmłodszym, stwierdzonym tu przez A. Balińskiego (inf. ustna) poziomem konodontowym, jest *rhomboidea*. O ile autorom wiadomo, wyższa część wapieni mikrytowych i ziarnistych nie dostarczyła do tej pory konodontów wartościowych stratygraficznie.

#### ROZWÓJ SEDYMENTACJI

Z przedstawionej korelacji wyłania się obraz cyklicznego rozwoju facjalnego w późnym dewonie, przy istnieniu dwóch etapów transgresyjnych<sup>2</sup> o przewadze

<sup>2</sup> Terminy regresja i transgresja rozumiane są jako względne obniżenie bądź podwyższenie poziomu morza w zbiorniku sedymentacyjnym lub jego części, bez uwzględniania implikacji genetycznych, tj. przyczyn zmian głębokości zbiornika.

autochtonicznej sedymentacji mikrytowo-ilastej oraz dwóch etapów regresywnych, charakteryzujących się znacznym, nieraz dominującym udziałem procesów redepozycji (fig. 3). Z tymi ogólnymi typami litofacjalnymi korespondują cechy biofacjalne – charakter zespołu skamieniałości szkieletowych i śladowych. Niżej omówiono kolejne etapy rozwoju sedymentacji, poczynając od najstarszych.

#### ETAP PŁYTKOWODNEJ PLATFORMY ŚRODKOWODEWOŃSKIEJ

Na podstawie przesłanek litostratygraficznych przyjmuje się istnienie rozległej platformy węglanowej, ciągnącej się w dewonie środkowym od Moraw po Lubelszczyznę, a reprezentowanej na badanym obszarze przez wapienie dębnickie i ich odpowiedniki (M. Narkiewicz, 1985). Szczegółowej analizie tych utworów dokonał ostatnio A. Łaptaś (1982). Według tego autora, środowisko sedymentacji odpowiadało płytkiej nizejplywowej strefie szelfu, a zmienność pionowa osadów miała wynikać z wahań głębokości zbiornika spowodowanych nierównomiernym tempem subsydenacji platformy. W stropowej części wapieni dębnickich A. Łaptaś (*op. cit.*) dostrzega świadectwa okresowych spłyceń środowiska, połączonych ze zmniejszonym tempem sedymentacji (twarde dna i towarzyszący im zespół skamieniałości śladowych), a nawet przejściowej ekspozycji powierzchniowej (warstwa stromatolitowa).

Na podstawie obfitości pirytu oraz bogatej ichnocenozy, przy jednoczesnym ubóstwie fauny szkieletowej, G. Racki i A. Baliński (1981) przypisali przynajmniej górną część wapieni dębickich strefie wód okresowo słabo natlenionych, stagnujących i silnie zanieczyszczonych zawiesiną wskutek działalności mułojadów. Był to przypuszczalnie wynik ograniczenia cyrkulacji przez barierę (próg podmorski?). W tym ujęciu warstwy wzbogacone w faunę muszlową odpowiadałyby epizodom lepszej wymiany wód i większego natlenienia strefy przydennej.

Obserwacje te wskazują na możliwość odmiennej niż w pracy A. Łaptasia (1982) interpretacji zmienności w pozostałej części profilu. Biostromy stromatoporoidowo-korałowcowe w środkowej części jednostki mogą na przykład odzwierciedlać nie tyle okresowe spłycenia, ile poprawę cyrkulacji wód w wyniku zmian siły i kierunków przeważających wiatrów, czy też migracji hipotetycznej bariery morfologicznej. Z kolei, poziomy erozji śródformacyjnej odpowiadałyby wyjątkowo silnym epizodom wysokoenergetycznym (sztormom). Związane z nimi okresy lepszego natlenienia osadów tłumaczyłyby związek ze wspomnianymi poziomami ciemnych intraklastów z charakterystycznymi, jasnymi obwódkami oksydacyjnymi.

Zarysowany model sedymentacji zakłada, w przeciwieństwie do interpretacji A. Łaptasia (1982), ciągłą subsydencję płytkowodnej platformy, a zmienność osadów tłumaczy czynnikami natury zewnętrznej, wpływającymi na omawianą część szelfu. Typowa dla platform stromatoporoidowo-korałowcowych rytmiczność sedymentacji (G. Racki, 1985; J.F. Read, 1985) jest słabo czytelna w znanych profilach wapieni dębnickich, natomiast można stwierdzić tendencję do ciągłego pogłębiania się środowiska depozycji. Profil otworu wiertniczego T-7 wskazuje na ewolucję od skrajnie płytkowodnej laguny z biostromami amfiporowymi i różniami glonowymi do zbiornika szelfowego na pograniczu strefy dysaerobowej (ponad 50 m głębokości według modelu C.W. Byersa, 1977).

#### PIERWSZY ETAP TRANSGRESYWNY

W obu porównywanych podziałach etap ten jest reprezentowany przez wapienie gruzłowe. Na całym obszarze badań spąg wapieni gruzłowych odpowiada wyraźnej zmianie facjalnej przejawiającej się w znacznym ograniczeniu udziału

materiału szkieletowego, przy całkowitym wykluczeniu szczątków koralowców i stromatoporoidów. W wapieniach gruzłowych brak jest większych akumulacji szkieletowych *in situ*, z wyjątkiem nagromadzeń muszli ramienionogów na powierzchniach niektórych ławic w spągowej części jednostki. W zamian pojawiają się poziomy bioklastów redeponowanych, jednakże z wyłączeniem szczątków organizmów hermatypowych. Innymi cechami przemawiającymi za transgresywną interpretacją omawianego przejścia litologicznego jest względny wzrost zawartości terygenicznej substancji ilastej oraz zanik poziomów erozji śródformacyjnej spotykanych w wyższej części wapieni dębnickich.

Opierając się na gradacji cech litologicznych w spągu wapieni gruzłowych, wyraźnej zwłaszcza w profilu dębnickim, można interpretować transgresję jako stopniową, a nie katastroficzną. Odcinki profilu o „przejściowym” wykształceniu litologicznym mieszczą się przy tym całkowicie w zakresie dokładności datowań konodontowych. Stąd trudno jest na podstawie dostępnych danych biostratygraficznych określić bezwzględne tempo transgresji oraz jej ewentualny diachronizm w skali obszaru badań.

Transgresja, o której mowa, była procesem na skalę ponadregionalną; zapoczątkowała ona górnodewoński etap sedymentacji globalnej (M.R. House, 1975). Zakładając, że tego rodzaju wydarzenia transgresywne mają zwykle charakter eustatyczny, a więc zachodzą stosunkowo szybko w czasie geologicznym (m.in. J.L. Wilson, 1975; J.F. Read, 1985), można przyjąć synchroniczny przebieg dolnej granicy pierwszego etapu transgresywnego, przynajmniej w skali obszaru badań. W takim przypadku granica ta mieściłaby się prawdopodobnie w obrębie dolnego podpoziomu *asymmetricus*, czyli w najniższej części franu.

Zmienność oboczna wapieni gruzłowych między Kluczami a Dębnikiem konsekwentnie wskazuje na bardziej proksymalny, bliższy hipotetycznemu brzegowi basenu, charakter facji na południu, natomiast dystalny – na północy. Za taką polaryzacją przemawia w szczególności wzrost ku południowi udziału wapieni detrytycznych przy jednoczesnym spadku proporcji materiału ilastego; dowodzi tego m.in. sześciometrowy pakiet wapieni krynoidowych i słabiej zaznaczona struktura gruzłowa w profilu dębnickim. Można przypuszczać, że materiał ilasty był „rozcieńczany” podczas bardziej intensywnej sedymentacji węglanowej w strefie basenu wprawdzie płytszej, ale leżącej ciągle poniżej podstawy falowania. Z kolei, słabsza bioturbacja i niższa frekwencja bentosu szkieletowego *in situ* (brak wkładek muszlowcowych) w rejonie olkuskim wskazują na silniej redukcyjne środowisko przydatne niż w intensywniej cyrkulujących wodach okolic dzisiejszego Dębника. Stosując model C.W. Byersa (1977) dla stagnujących basenów sedymentacyjnych, można umiejscowić profile Kluczy w głębszej części strefy dysaerobowej, podczas gdy Dębnik odpowiadałby przejściu od strefy dysaerobowej do płytszej – aerobowej. Taka interpretacja również implikuje spływanie się basenu w kierunku południowym (M. Narkiewicz, G. Racki, 1985, ryc. 3).

Podobne wyniki daje analiza biofajalna konodontów franu. W zespołach obszaru olusko-zawierciańskiego wyraźnie większe znaczenie mają szerokopłatformowe elementy głębokowodnej biofacji III (*sensu* E.C. Druce, 1973). Dla wapieni gruzłowych udział ich wynosi 27 (Klucze) i 4% (Dębnik).

#### PIERWSZY ETAP REGRESYWNY

W profilu dębnickim pierwsze oznaki spłykania się zbiornika pojawiają się już w środkowym podpoziomie *asymmetricus* (fig. 3). Spąg jednostki kalkarenitów reprezentuje bowiem przejście spokojnej, niżejplywowej sedymentacji mułów

wapienno-ilastych o niewielkim udziale materiału szkieletowego w fację o znacznie silniejszej turbulencji, lepiej natlenioną i korzystniejszą dla rozwoju bardziej urozmaiconej fauny bentonicznej. Zmianę tę interpretujemy jako efekt wejścia środowiska sedimentacji w zasięg przynajmniej sztormowej podstawy falowania i, ewentualnie, prądów przybrzeżnych. O bliskości płytkowodnej platformy (M. Narkiewicz, G. Racki, 1985) świadczy obecność redeponowanych stromatoporoidów i koralowców gałązkowych (m.in. wkładka z amfiporami na głębokości 27,7 m w otworze Z-7).

Jednocześnie, w rejonie Kluczy trwała pelagiczna sedimentacja wapieni i łupków styliolinowych, a osady nie wykazują znaczniejszej domieszki organodetrytycznej, która pojawi się dopiero w dolnym podpoziomie *gigas*. Takie zróżnicowanie facji między Dębniem a Kluczami można wytłumaczyć diachronicznym rozkładem utworów detrytycznych. Kalkarenity zamionujące początek fazy regresywnej wcześniej pojawiły się w pierwotnie płytszej strefie basenu w rejonie dębnickim, natomiast znacznie później w dystalnych partiach zbiornika okolic dzisiejszego Olkusza i Zawiercia. Z takiej interpretacji wynika możliwość dłuższego panowania facji wapieni gruzłowych ku północy. Ewentualny diachronizm górnej granicy można szacować na co najwyżej dwa podpoziomy konodontowe (środkowy *asymmetricus* w Dębniku, górny *asymmetricus* w Kluczach). Mógłby on służyć jako częściowe wytłumaczenie rosnących w kierunku północnym miąższości wapieni gruzłowych (28 m – Dębniek, 51 m – Klucze). Z kolei niemal dwukrotnie większe miąższości utworów facji styliolinowej w stosunku do ich drobnodetrytycznych odpowiedników z południa można zinterpretować jako efekt intensywnego wymywania materiału mikrytowo-ilastego i jego redepozycji ku północy, wzdłuż gradientu batymetrycznego.

W świetle powyższych rozważań niezbyt jasno rysują się przyczyny zastąpienia w wyższej części poziomu *asymmetricus* wapieni gruzłowych rejonu Kluczy przez wyżej leżące, regularnie ulawicone wapienie i łupki styliolinowe. Bezpośrednim powodem była najprawdopodobniej eliminacja mulożerców – sprawców bioturbacji, co spowodowało, że zachowała się w osadzie sułtelna laminacja dodatkowo konserwowana przez wczesną cementację podmorską lawic styliolinowych (M. Narkiewicz, 1978a, str. 423). Zanik bioturbacji wiązały się z zastąpieniem biofacji dysaerobowej strefą anaerobową, przy czym proces ten można wytłumaczyć dwojako. Po pierwsze, mógł on wiązać się z pogłębieniem basenu do 150 m lub więcej, co – zgodnie z modelem ubogich w tlen zbiorników szelfowych – przesunęłoby utwory przydenne w strefę anaerobową (C.W. Byers, 1977). We franie Kanady F.A. Stoakes (1980) interpretował przejście wapieni gruzłowych w anaerobowe osady ilasto-wapienne nawet w płytszej strefie batymetrycznej między 35 a 100 m. Zastosowanie tego modelu do opisywanego przypadku jest jednak o tyle ryzykowne, że implikuje zróżnicowaną subsydencję blisko położonych obszarów szelfu. Bardziej prawdopodobne wydaje się inne wytłumaczenie, zakładające ograniczenie cyrkulacji w basenie i tendencje do anoksyczności, spowodowane ogólnym spłycciem i rozwojem jakichś barier morfologicznych w zbiorniku.

Tendencje regresywne, rozwijające się bardzo stopniowo od środkowej części doby *asymmetricus*, doznały względnego przyspieszenia we wcześniejszych etapach doby *gigas*. W obu porównywanych rejonach pojawiły się wtedy grubookruchowe utwory wapienne wskazujące na intensywną erozję. Szczególnie duży kontrast w sekwencji zaobserwowano w profilach Kluczy (M. Narkiewicz, 1978a, str. 448–449). Jednakże nawet tutaj granica litologiczna nie ma charakteru erozyjnego – wyraża się stosunkowo grubym (11,5 m) kompleksem o przejściowym wykształceniu. Sądząc z pojedynczych datowań z otworu BK-70, całe to przejście litologiczne może się mieścić w jednym podpoziomie konodontowym – dolnym *gigas*. Zatem puls regresji odpowiedzialny za sedimentację gruboklastyczną nie miał charakteru



wydarzenia katastroficznego, choć był raptowny w skali geologicznej. Jego przypuszczalna synchroniczność na badanym obszarze wskazuje na głębsze uwarunkowania geotektoniczne. Sugerowane wcześniej synsedymentacyjne ruchy blokowe podłoża basenu (M. Narkiewicz, 1978a, str. 449) mogły mieć w świetle przedstawionej korelacji wymiar szerszy niż pierwotnie zakładano. Taka interpretacja pozwala też na wytłumaczenie domieszki piasku kwarcowego w opisywanych skałach (por. też J. Ślósarz, H. Żakowa, 1975) jako efektu uruchomienia źródeł materiału terygenicznego w południowym obramowaniu basenu sedymentacyjnego wskutek obniżenia regionalnej podstawy erozji.

Porównanie składu materiału szkieletowego w kalcyrudytach z obu omawianych obszarów prowadzi do wniosku o odmiennym charakterze budowy organicznych stanowiących źródło detrytus. W rejonie Kluczy były to przypuszczalnie niżejpływowo kopce mułowe (*mud mounds*) o przewodzie masywnych szkieletów stromatoporoidów i *Rugosa*. W trakcie opisywanego pulsu regresji zostały one wprowadzone w zasięg strefy falowania, a nawet erozji powierzchniowej. Blżej brzegu zbiornika rozwinął się natomiast kompleks biostromalny, w którym główną rolę grały gałązkowe szkielety *Tabulata* i amfipor. Wymienione elementy paleogeograficzne zostały szerzej scharakteryzowane w pracy M. Narkiewicza i G. Raciego (1985).

#### DRUGI ETAP TRANSGRESYWNY

Z wyróżnionych w niniejszym artykule etapów sedymentacji ten jest najstąbiej rozpoznany, a luki w dokumentacji są szczególnie duże w przypadku profilu dębnickiego. Niemniej jednak nawrót basenowej, marglisto-wapiennej sedymentacji na przełomie franu i famenu jest na całym badanym obszarze faktem niewątpliwym.

Z powodu niedokładności datowań konodontowych zmianę tę można umiejscowić niezbyt precyzyjnie w zakresie całej doby *gigas* (fig. 3). W otworze BK-70 koło Kluczy, w próbce pobranej około 3 m poniżej stropu ogniwa kalcyrudytów, znaleziono konodonty wskazujące na dolny lub górny podpoziom *gigas* (M. Narkiewicz, 1978a, tab. 3). Sugeruje to możliwy przedział czasowy, w którym został zapoczątkowany drugi cykl sedymentacji górnodewońskiej.

Jedyna informacja na temat tempa transgresji dotyczy również rejonu Kluczy. W profilu BK-70 występuje ostra granica między regresywnym ogniwnem kalcyrudytów a ogniwnem wapieni laminowanych i kalcyrudytów, początkującym już nowy cykl sedymentacyjny. Wynikałoby stąd raptowne pogłębienie zbiornika sedymentacyjnego, w wyniku którego pogrążeniu uległy intensywnie wcześniej erodowane struktury organiczne. Jest charakterystyczne, że szkielety organizmów hermatypowych nie zostały stwierdzone w obrębie omawianej części sekwencji nawet wśród materiału redeponowanego ze stref płytszych. Dowodziłoby to całkowitego ustania rozwoju budowy organicznych po ich zatopieniu.

Cechami wspólnymi utworów reprezentujących drugi etap transgresywny są: znaczny udział domieszki ilastej, przewaga struktur mikrytowych przy niewielkim udziale składników ziarnistych, pierwotnie ciemne barwy osadu, wreszcie stosunkowo niska frekwencja i niewielkie zróżnicowanie taksonomiczne szkieletów organicznych. Sądząc z niepełnych analizowanych profili, istnieją dwie zasadnicze różnice w wykształceniu odpowiadających sobie utworów z Dębника i z rejonu Olkusza – Zawiercia:

1. W rejonie Dębника występują liczne autochtoniczne ramienionogi, podczas gdy koło Kluczy nie stwierdzono żadnych szkieletów organizmów bentonicznych *in situ* (pomijając nieliczne *Inarticulata*).

2. O ile obszar północny (Kłucze) charakteryzuje się bardzo regularnym ulawieniem i częstą laminacją osadów, o tyle ku południowi pojawiają się struktury faliste, a nawet gruzłowe.

Opisane zróżnicowanie jest zgodne z wcześniej zarysowaną polaryzacją facjalną. W rejonie dystalnego, położonego z dala od brzegu i zarazem głębszego basenu szelfowego w obszarze północnym panowały warunki beztlenowe, wykluczające rozwój wszelkiej fauny bentonicznej (brak bioturbacji regularnie laminowanego osadu). Podnoszące się stopniowo ku południowi dno zbiornika wchodziło w zasięg strefy dysaerobowej, a nawet po części aerobowej, co umożliwiała rozwój infauny bezszkieletowej i wyspecjalizowanej epifauny kalcyfikującej. Wkładki detrytyczne, stwierdzone do tej pory jedynie w rejonie Kłuczy i to w starszej części etapu, są przejawem krótkotrwałych epizodów wysokoenergetycznych, przypuszczalnie sztormów i/lub prądów zawiesinowych, niosących materiał z płytszych części zbiornika (M. Narkiewicz, 1978a, str. 452–454).

W rejonie Kłuczy, w środkowej części doby *triangularis*, zachodzi stosunkowo nagła zmiana charakteru sedymentacji, polegająca na znacznym ograniczeniu udziału węgla wapienia na rzecz bogatej w bituminy substancji ilastej; jest to zjawisko typowe dla pogranicza franu i famenu nie tylko w Polsce (np. *black-shale event* – W. Engel i in., 1983). Następuje przy tym dalsze zubożenie zespołu fauny, który w łupkach ilastych ogranicza się do pojedynczych *Inarticulata*, małżoraczków i konodontów. Zaskakujący jest przy tym płytkowodny charakter konodontów poziomu *triangularis* (M. Narkiewicz, str. 450), w dodatku niezależny od zmieniającego się tła litologicznego. R. Dreesen i J. Thorez (1980) notują podobną „anomalię ikriodusową” w poziomie *triangularis* Ardenów. M. Narkiewicz (1978a) łączy wymienione zmiany z jakąś przyczyną globalną, która spowodowała jedno z największych znanych masowych wymierań na przełomie franu i famenu (D.J. McLaren, 1982). W rejonie dębnickim przejawiało się ono m.in. w wyraźnym kryzysie ramienionogów (A. Baliński, 1979 i inf. ustna). Wśród wielu możliwych wyjaśnień tego zaburzenia ekosystemu globalnego wymienia się tak różne zdarzenia, jak upadek wielkiego meteorytu (D.J. McLaren, 1982) i nagłe ochłodzenie klimatu (P. Copper, 1977).

#### DRUGI ETAP REGRESYWNY

Utworki reprezentujące najmłodszy etap kończący sedymentację dewońską zaliczono do jednostki wapieni mikrytowych i ziarnistych w rejonie Dębника oraz do zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych i zespołu czarnych łupków i wapieni między Olkuszem a Zawierciem. Świadectwem regresji jest malejący na korzyść węglanów udział domieszki ilastej, połączony ze wzrostem frekwencji organizmów bentonicznych *in situ* (Dębник) i redeponowanych (Olkusz–Zawiercie) oraz pojawienie się na północy poziomów erozji śródformacyjnej. W obu profilach przejście facjalne w pionie jest stopniowe i występuje w poziomie *crepida* (fig. 3). Gradację tę można oszacować w kategoriach biostratygraficznych w otworze RR-34 koło Zawiercia (M. Narkiewicz, 1978a, fig. 3). Niewielkie, kilkumetrowe miąższości podpoziomów konodontowych od górnego *crepida* po górny *rhomboidea* wskazują tu na powolną wciąż sedymentację ilasto-wapienną, przechodzącą ku górze w szybszą akumulację materiału węglanowego, w tym ziarnistego (większe grubości młodszych poziomów famenu).

Zmienność litologiczną w obrębie opisywanego etapu sedymentacji można wytłumaczyć dwoma czynnikami: odziedziczonym po wcześniejszych etapach ogólnym spłycaaniem się basenu z północy ku południowi oraz powolną regresją. W re-

jonie Dębника stopniowe spływanie zapisało się w sekwencji przejściem od niżej-pływowych, ciemnych mułów wapienno-ilastych z nieliczną na ogół fauną, poprzez biomikryty z onkoidami i obfitym, urozmaiconym zespołem bentonicznym ramienionogów, szkarłupni, mszywiolów i solenopor, aż po przemyte, czyste piaski wapienne ze stromatoporoidami oraz laminity kryptoalgowe i mikryty fenestralne. Te ostatnie utwory rejestrują maksymalne spływanie w całym górnym dewonie, reprezentują bowiem przypuszczalnie środowiska międzypływowe typu równi glonowych.

Wzajemne relacje przestrzenne poszczególnych typów facjalnych w stropowym ogniwie profilu dębnickiego są obecnie trudne do odtworzenia. Dostępne świadectwa litologiczne wskazywałyby, iż powoli rozwijająca się regresja warunkowała rozwój i progradację platformy węglanowej. Jej obrzeżenie i zarazem osłonę od strony basenu szelfowego mogły stanowić piaszczyste płycizny i stromatoporoidowe rafy kępkowe (*patch reefs*), tworzące łącznie rodzaj bariery (M. Narkiewicz, G. Racki, 1985). Ku północy platforma węglanowa przechodziła w facje basenowe o marglisto-mikrytowej sedymentacji autochtonicznej, przerywanej epizodami erozji śródformacyjnej i redepozycji. Dostawy materiału detrytycznego oraz intensywność erozji śródformacyjnej rosną wyraźnie w miarę zbliżania się do skłonu platformy. Wskazuje na to wzrost w profilu udziału warstw detrytycznych od 11 (koło Zawiercia) do 42% (bliżej Olkusza) w niższej części zespołu wapieni gruzłowo-detrytycznych, i odpowiednio, od 36 do 70% w stropowych jego partiach (M. Narkiewicz, 1978a, str. 430 i 452). Ponadto obserwuje się, przynajmniej w niższej części tych utworów, znamienne polaryzację w obrębie ławic autochtonicznych. Dalej na północ reprezentują one strefę anaerobową lub, co najwyżej, dysaerobową, natomiast w kierunku południowym (profil BK-90 koło Kluczy) przechodzą w biofację aerobową – jasne mikryty z licznym detrytusem szkieletowym (*op. cit.*, str. 452).

Rosnąca ku górze profilu zawartość materiału detrytycznego oraz wzrost udziału kalcyrudytów polimiktycznych (*op. cit.* str. 433) wskazują na nasilenie się, w miarę regresji, wpływu epizodów wysokoenergetycznych o genezie sztormowej. Niemniej jednak znaczny udział (30% i więcej) autochtonicznych wkładek pelagicznych przemawia za utrzymaniem się zasadniczo basenowego typu sedymentacji w rejonie Olkusza i Zawiercia aż po najmłodszą część famenu. Podobny typ facjalny panuje u schyłku późnego dewonu, w czasie sedymentacji zespołu czarnych łupków i wapieni. Świadectwem nasilenia tendencji regresyjnych jest tu znaczna domieszka kwarcu detrytycznego i sieczki roślinnej. Wybitnie redukcyjne środowisko tworzenia się przeławień autochtonicznych wskazuje na biofację anaerobową, która mogła się rozwinąć na skutek dalszego ograniczenia cyrkulacji w basenie podczas schyłkowej fazy regresji.

Stopniowe spływanie doprowadziło ostatecznie do wynurzenia co najmniej północnej części opisywanego obszaru. Między dewonem a karbonem występuje tam luka sedymentacyjna, obejmująca środkowy – górny podpoziom *costatus* do turnejskiego poziomu *crenulata*. Strop dewonu ma charakter erozyjny i towarzyszą mu świadectwa ekspozycji powierzchniowej (Z. Bęka, 1985).

## WNIOSKI

1. Analiza facjalna węglanów górnodewońskich między Zawierciem a Dębnikiem potwierdza wcześniejszą hipotezę o ogólnym spływananiu się środowisk sedymentacji ku południowemu zamknięciu zbiornika szelfowego w południowej Polsce.
2. Zmiany sedymentologicznych i biofacjalnych cech osadów w miarę zbliżania

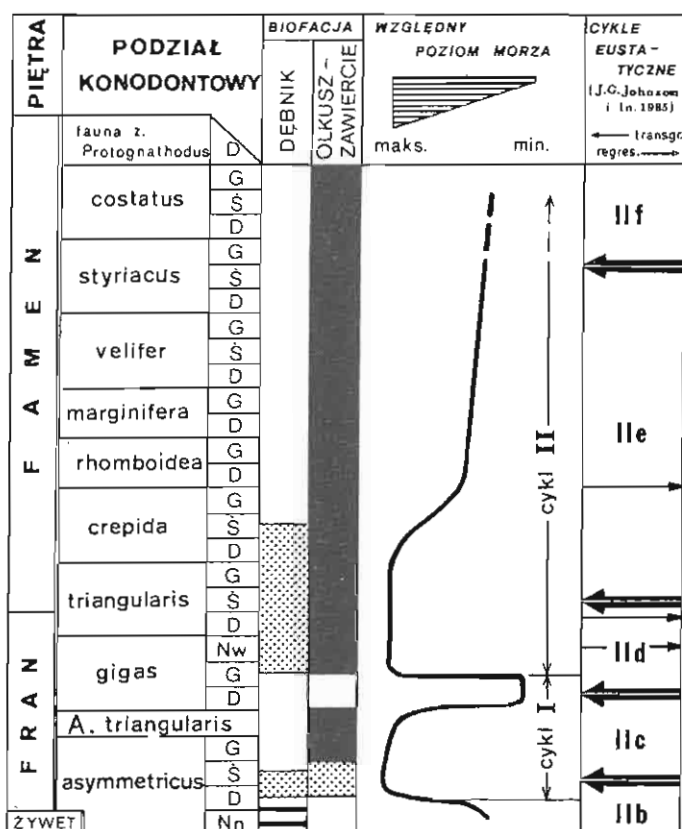


Fig. 4. Interpretacja rozwoju biofacji i paleobatymetrii szelfu późnodewońskiego między Dębniem a Zawierciem

Interpretation of the biofacies and paleobathymetry development on the Late Devonian shelf between Dębniek and Zawiercie

Biofacje: bez szrafury – aerobowa, kropkowanie – dysaerobowa, czarny – anaerobowa, linie – zmienne natlenienie; zauważ niewielkie różnice między wiekiem opisywanych zdarzeń transgresyjnych a transgresji zaznaczających globalne cykle IIc i IId według J.G. Johnsona i in. (1985); w przypadku cyklu IId może to być spowodowane niedokładnością datowania (fig. 3)

Biofacies: blank – aerobic, stippled – disaerobic, solid black – anaerobic, horizontal lines – intermittently anoxic; notice slight discrepancies between the transgressive events described in this paper and the basal transgressions of the global cycles IIc and IId of J.G. Johnson et al. (1985); in the case of the IId cycle this may be caused by an inaccuracy of the present dating (Fig. 3)

się ku brzegowi zbiornika można wytłumaczyć stopniowym wzrostem energii coraz płytszych wód oraz lepszym ich natlenieniem, tj. przejściem od strefy anaerobowej do aerobowej (według modelu C.W. Byersa, 1977).

3. Pionową zmienność facjalną (fig. 3) warunkują cztery kolejne etapy względnego pogłębienia i spłylenia zbiornika późnodewońskiego, które można ująć w dwa asymetryczne cykle (fig. 4) rozwinięte w sposób typowy dla szelfów węglanowych (*shallowing-upward sequences* – J.L. Wilson, 1975).

4. Oba epizody transgresyjne zostały zapoczątkowane we franie, we wcześniejszych częściach dób *asymmetricus* i *gigas*. Podwyższenie poziomu morza następo-

wało prawdopodobnie szybko w czasie geologicznym, choć nie miało raczej – zwłaszcza w pierwszym przypadku – charakteru katastroficznego.

5. Tendencje regresywne rozwijały się wolniej, obejmując przeważającą część późnego dewonu. Powolne spływanie się zbiornika mogło być spowodowane stopniowym przyrostem osadów w warunkach stabilnego bezwzględnie poziomu morza. W przypadku obu cykli stwierdzono każdorazowo znacznie większe przyspieszenie tempa regresji, odpowiednio we wcześniejszej części doby *gigas* i w dobie *crepida* (środkowa część?).

6. W trakcie regresji następowała stopniowa progradacja ku północy przybrzeżnej platformy węglanowej (M. Narkiewicz, G. Racki, 1985).

7. Porównanie opisanych zmian batymetrii z krzywą zmian eustatycznych, opracowaną ostatnio przez J.G. Johnsona i in. (1985), wskazuje, iż zdarzenia transgresywne mogły mieć przyczyny globalne, natomiast regresywne miały raczej charakter lokalny.

Zakład Geologii Złóż Surowców Skalnych  
Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Katedra Geologii Podstawowej  
Uniwersytetu Śląskiego  
Sosnowiec, ul. Mielczarskiego 60  
Nadesłano dnia 9 października 1986 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- BALIŃSKI A. (1979) – Brachiopods and conodonts from the Frasnian of the Dębnik anticline, southern Poland. *Palaeont. Pol.*, **39**, p. 3–95.
- BELKA Z. (1985) – Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the northeastern part of the Moravia–Silesia Basin. *Acta Geol. Pol.*, **35**, p. 33–60, nr 1–2.
- BYERS C.W. (1977) – Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, **25**, p. 5–17.
- COPPER P. (1977) – Paleolatitudes in the Devonian of Brasil and the Frasnian–Famennian mass extinction. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **21**, p. 165–207 nr 2.
- DREESEN R., THOREZ J. (1980) – Sedimentary environments, conodont biofacies and paleoecology of the Belgian Famennian (Upper Devonian) – in approach. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, p. 97–110.
- DRUCE E.C. (1973) – Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **141**, p. 191–238.
- DUNHAM R.J. (1962) – Classification of carbonate rocks according to depositional texture. W: W.E. Ham (ed.), *Classification of carbonate rocks. A Symposium. Am. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, **1**, p. 108–121.
- ENGEL W., FRANKE W., LANGENSTRASSEN F. (1983) – Paleozoic sedimentation in the northern branch of the Mid-European Variscides – essay of an interpretation. W: H. Martin i F.W. Eder (ed.), *Intracontinental fold belts*, p. 9–42. Springer-Verlag.
- HOUSE M.R. (1975) – Facies and time in Devonian tropical areas. *Proc. Yorksh. Geol. Soc.*, **40**, p. 233–288, nr 2.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A. (1985) – Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, p. 567–587.

- ŁAPTAŚ A. (1982) – Sedymentacja utworów węglanowych dewonu środkowego rejonu Dębника. Stud. Geol. Pol., 75, p. 59–100.
- McLAREN D.J. (1982) – Frasnian–Famennian extinctions. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 190, p. 477–484.
- NARKIEWICZ M. (1978a) – Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. Acta Geol. Pol., 28, p. 415–470, nr 4.
- NARKIEWICZ M. (1978b) – Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia. Kwart. Geol., 22, p. 693–708, nr 4.
- NARKIEWICZ M. (1985) – Badania dewońskiego szelfu węglanowego południowej Polski. Prz. Geol., 33, p. 253–258, nr 5.
- NARKIEWICZ M., RACKI G. (1984) – Stratygrafia dewonu antykliny Dębника. Kwart. Geol., 28, p. 513–546, nr 3/4.
- NARKIEWICZ M., RACKI G. (1985) – Elementy paleogeografii późnodewońskiej w rejonie przybrzeżnym szelfu południowej Polski. Prz. Geol., 33, p. 271–274, nr 5.
- NARKIEWICZ M., ŚNIEŻEK E. (1981) – Dunhama klasyfikacja skał węglanowych: propozycja polskiego nazewnictwa. Prz. Geol., 29, p. 536–537, nr 10.
- RACKI G. (1985) – Cykliczność sedymentacji a problemy stratygrafii wapieni stromatoporooidowo-koralowcowych dewonu Gór Świętokrzyskich. Prz. Geol., 33, p. 267–270, nr 5.
- RACKI G., BALIŃSKI A. (1981) – Environmental interpretation of atrypid shell beds from the Middle to Upper Devonian boundary of the Holy Cross Mts and Cracow Upland. Acta Geol. Pol., 31, p. 177–211, nr 3–4.
- READ J.F. (1985) – Carbonate platform facies models. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 69, p. 1–21, nr 1.
- STOAKES F.A. (1980) – Nature and control of shale basin fill and its effect on reef growth and termination: Upper Devonian Duvernay and Ireton Formations of Alberta, Canada. Canad. Petrol. Geol. Bull., 28, p. 345–410, nr 3.
- ŚLÓSZARZ J., ŻAKOWA H. (1975) – Dewon antykliny Krakowa. Biul. Inst. Geol., 282 p. 7–68.
- WILSON J.L. (1975) – Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag.
- ZIEGLER W., SANDBERG C.A. (1984) – *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 196, p. 179–194.

Мареk НАРКЕВИЧ Гжегож РАЦКИ

#### КОРРЕЛЯЦИЯ И ПРОЦЕСС ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА МЕЖДУ ДЕМБНИКОМ И ЗАВЕРЦЕМ

##### Резюме

Корреляция шельфовых верхнедевонских отложений в окрестностях Олькуша—Заверца и в районе Дембника (фиг. 1) базируется на литологических данных в сочетании с исследованиями конодонт (М. Наркевич, 1978a; М. Наркевич, Г. Рочки, 1984). Точные аналоги в обоих районах имеют только два литостратиграфических звена франа: комковатые известняки и кальцирудиты (фиг. 2). Локальное распространение остальных литостратиграфических звеньев отражает изменчивость фации только в ближайшей ее окружении.

Изучение фациального состава верхнедевонских карбонатов между Заверцем и Дембником подтверждает ранее существовавшую гипотезу об общем обмелении бассейнов осадконакопления в направлении южной оконечности шельфового бассейна на юге Польши. Изменения седи-

ментологической и биофациальной структуры осадков по мере приближения к борту бассейна можно объяснить постепенным повышением активности все более мелких вод и лучшим насыщением их кислородом, т.е. переходом из анаэробной в аэробную области (по модели Ц.В. Баерса 1977).

Вертикальная изменчивость фациального состава пород (фиг 3) обусловлено четырьмя этапами относительного углубления и обмеления верхнедевонского бассейна, которые можно объединить в два цикла (фиг. 4), развивавшихся типично для карбонатных шельфов (Д.Л. Вильсон, 1975). Оба эпизода трансгрессии начинались во фране, в ронную пору *asymmetricus* и *gigas*. Повышение уровня моря в масштабе геологического времени происходило по всей вероятности достаточно быстро, хотя не носило черт катастрофы.

Регрессивные тенденции проявлялись намного медленнее, они могли быть вызваны постепенным приростом осадков при стабильном уровне моря. В обоих циклах отмечалось значительное ускорение темпа регрессии соответственно в пору *gigas* и в пору *crepida* (центральная часть?). В процессе регрессии происходило постепенное наступление на север прибрежной карбонатной платформы (ср. М. Наркевич, Г. Рацки, 1985). Во фране эта платформа представляла собой биостромный комплекс, а в фамене это был, очевидно, барьер, окруженный песчаными отмелями и строматоподовыми кочковатыми рифами. На исходе фамена он простирался вплоть до Дембника.

Marek NARKIEWICZ, Grzegorz RACKI

#### CORRELATION AND SEDIMENTARY DEVELOPMENT OF THE UPPER DEVONIAN BETWEEN DĘBNIK AND ZAWIERCIE IN SOUTHERN POLAND

##### Summary

Earlier stratigraphic analyses (M. Narkiewicz, 1978a; M. Narkiewicz, G. Racki, 1984) made it possible to correlate the Upper Devonian shelf carbonates across the transect perpendicular to the presumed southern margin of the epicontinental basin in southern Poland (Fig. 1). Only two Frasnian lithostratigraphic units correlate directly between the two analysed regions: the Nodular Limestone and the Calcirudites (Fig. 2). Other units have more a local extension reflecting lateral facies variability.

Present study confirms the earlier hypothesis assuming a general shallowing of sedimentary environments to the south. Shoreward changes in litho- and biofacies may be explained in terms of a gradual increase in energy in progressively shallower environment, and parallel increase in oxygen content, i.e. change from anaerobic to aerobic conditions (according to the model by C.W. Byers, 1977).

Vertical facies sequence consists of two major shallowing-upward cycles (Figs 3–4). They start with relatively rapid transgressions in the Lower *asymmetricus* Zone and the Lower (Upper?) *gigas* Zone, respectively. Regressive trends were developing in much lower rates and may have been controlled by a gradual basin infilling under conditions of a relative stillstand of the sea level. In both cycles, however, slow regressions were interrupted by the rapid regressive pulses in the Lower *gigas* Zone and in the (Middle?) *crepida* Zone, respectively.

During regressions the attached carbonate platforms were prograding northwards over basinal marly facies (see M. Narkiewicz, G. Racki, 1985). In the Frasnian times the platform was probably represented by a coral-stromatoporoid biostromal complex, while in the Famennian a shoal-rimmed structure developed, with sandy barriers and stromatoporoid patch reefs protecting broad peritidal facies belt.

Translated by M. Narkiewicz