

ŚWIATOWE I REGIONALNE ZDARZENIA W ZAPISIE STRATYGRAFICZNYM POGRANICZA FRANU I FAMENU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

UKD 551.834.5(438.132:23)

Pogranicze franu i famenu od dawna budzi szczególne zainteresowanie, gdyż wiąże się z nim jeden z najgłębszych kryzysów biosfery na przestrzeni całego fanerozoiku. Bardziej wnikliwe studia wskazują jednak, że na dewon przypada blisko dwadzieścia światowych zdarzeń biologicznych o rozmaitej wyrazistości, a post-frański kryzys jest w istocie ostatnim aktem wielostopniowego wymierania (cf. 7, 35), choć nie ustają też jego katastroficzne interpretacje (13, 23). Zdarzenia biologiczne z reguły są powiązane ze zmianami facjalnymi, ale sukcesja facjalna bywa też podstawą nawiązań do suponowanych ruchów eustatycznych światowego oceanu. Pojawiło się też kilka prób takiego spojrzenia na polski, a w szczególności na świętokrzyski dewon (18, 19, 29, 15).

Wydają się one jednak być odległe od wyczerpania problemu i niekiedy jednostronnie eksponują znaczenie czynnika eustatycznego. Z tych też przyczyn niniejsze

opracowanie wstępne dotyczy dość szerokiego przedziału stratygraficznego i stara się brać pod uwagę panujące w nim stosunki stratygraficzne, facjalne, uwarunkowania tektoniczne, a ze skamieniałości głównie konodonty. Te ostatnie traktowane są jako podstawa zarówno korelacji stratygraficznej, jak i analizy biofacjalnej. Standardowa stratygrafia konodontowa przechodzi obecnie nie dokończony jeszcze gruntowe przeobrażenia i stąd biorą się widoczne w pracy trudności z rozgraniczeniem poziomów *triangularis*.

Sposób rozwiązywania problemu nie ma charakteru **stratygrafii zdarzeniowej**, zmierzającej do opartej na zdarzeniach korelacji niezależnej od biostratygrafii (cf. 1, 12), lecz jest próbą oceny stopnia synchroniczności zdarzeń metodą biostratygraficzną. Inne podejście do tej kwestii byłoby tutaj regresem metodologicznym wobec możliwości korelacji opartej na konodontach. Rozpa-

trywanymi zdarzeniami są głównie ostre granice wertykalnych zmian lito- i biofacjalnych. Mieszczą się one w definicji Gretenera (6) „rzadkich zdarzeń”.

POGRAŻENIE PŁYTKOWODNEJ PLATFORMY WĘGLANOWEJ

Płytkowodna platforma węglanowa w dewonie świętokrzyskim jest utworzona z rozmaitych odmian wapieni stromatoporowo-koralowcowych, od ciał biostromalnych i biohermowych, poprzez wapień ziarniste do płytkowodnych facji cienkoławicowych, bliskich niemieckiego flinzu. Zasięg geograficzny platformy ulegał we franie ograniczaniu nie w sposób ciągły, lecz epizodyczny. W środkowej dobie *asymmetricus* prawdopodobnie najbardziej zwęził się areal platformy i zniknęły budowle organiczne typu biohermowego (30). Ponowne zmniejszenie jej powierzchni nastąpiło we wczesnej dobie *gigas*, kiedy szeroko rozprzestrzeniły się w jej stropie wapień pelagiczne (Kadzielnia, Wietrznia). Dłużej trwająca sedymentacja wapieni stromatoporowo-koralowcowych jest znana z Bolechowic i Miedzianki. W Bolechowicach koralowce wskazują na wyższą część franu (Rózkowska *vide* 26, Wrzolek *vide* 15), a na Miedziance powyżej wapieni z koralowcami leżą wapień krynoidowe poziomu *linguiformis*. Sedymentacja wapieni ziarnistych przetrwała do fameńskich poziomów *triangularis* na Psich Górkach (24), ale stromatoporoidy nikną tam w górnej partii poziomów *gigas*. Wbrew wcześniejszym przypuszczeniom (3) ich zasięg stratygraficzny w Górach Świętokrzyskich nie jest więc ewenementem europejskim. G. Racki (18, 19) zwrócił uwagę na objawy – wywołanej zdarzeniami eustatycznymi – cykliczności w wykształceniu wapieni stromatoporowo-koralowców, jednak zwięźlenie się ich powierzchni we franie wiąże się w niemińszym stopniu z blokową dezintegracją platformy i związaną z nią ekspansją głębszego zbiornika. Dezintegracja frańskich platform węglanowych znana jest szeroko także spoza Eurameryki (9, 36) i może mieć wraz ze zjawiskami eustatycznymi wpływ na kryzys frański. Oba zjawiska mogą mieć przy tym wspólną przyczynę w procesach tektoniki globalnej.

STOSUNKI STRATYGRAFICZNE W SKONDENSOWANEJ STRATYGRAFICZNIE POKRYWIE PLATFORMY WĘGLANOWEJ

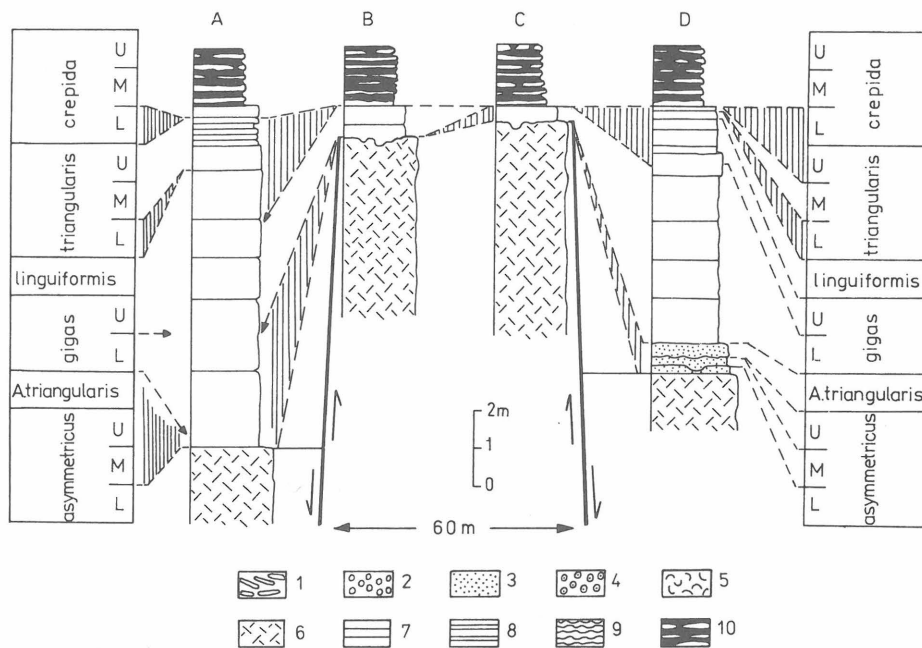
W centralnie usytuowanym obszarze kieleckim płytkowodna platforma węglanowa jest przykryta przez skondensowaną stratygraficznie pokrywę skał osadzonych w środowiskach sedymentacji bardziej głębokowodnej. Redukcja miąższości wynika tu nie tylko z samej kondensacji, ale także z nagminnego występowania luk stratygraficznych usytuowanych przede wszystkim w spągu sekwencji skondensowanej. Następstwo facji i zdarzeń odpowiada tu przypadkowi zatapiania platformy podczas podwyższania się względnego poziomu morza, za którym zdecydowanie nie nadąża przyrost osadów (8). Luki i kondensacja odpowiadają charakterystycznej dla tego przypadku „fazie początkowej” lub „wstępnemu okresowi zwłoki”, dzielącym zatopienie platformy od zapoczątkowania ponownie intensywnej, ale już pelagicznej sedymentacji węglanowej. Drobiazgowo badania stratygraficzne wskazują, że chociaż takie ogólne następstwo facji i zdarzeń jest powszechne, to jednak umiejscowienie i zakres stratygraficzny luk, sekwencji skondensowanych i ich podrzędnych odmian facjalnych wykazuje wybitną niestałość, większe uporządkowanie stosunków straty-

graficznych panuje natomiast wewnątrz podrzędnych obszarów, odpowiadających północnemu skrajowi regionu kieleckiego (południowe skrzydło synkliny kieleckiej) i odrębnie jego bardziej południowej części.

W strefie południowej (Miedzianka, wzgórze gałęziczkie, wiercenie Bolechowice, Jabłonna) jest skondensowany cały reprezentowany w profilach famen i niższy turnej, a wyjątkowo nawet najwyższy fran (Miedzianka). Spągowa luka stratygraficzna ma zasięg wybitnie zmienny. W różnych miejscach wzgórz gałęziczkich zamykają ją poziomy: górny *marginifera*, górny *trachytera*, a nawet turnejski poziom *anchoralis* (*cf.* 26). Na Miedziance (ryc. 6) sekwencja skondensowana zaczyna się już poz. *linguiformis*, a w Jabłonnej nieco niżej niż sądzono (39), bo dolnym poziomem *Palmatolepis triangularis*. W obu tych stanowiskach jej granica spągowa wyraża się ostrą zmianą facji, ale jest brak paleontologicznych podstaw do wykrycia ewentualnej luki. Na Miedziance na granicy franu z famenem brakuje natomiast dolnego poziomu *triangularis*.

Sekwencja skondensowana strefy południowej jest zróżnicowana na dwa typy facjalne, obejmujące wapień krynoidowe i wapień głowonogowe. Wapień krynoidowe występują nie wszędzie i z reguły poniżej wapieni głowonogowych. W ten sposób całość sekwencji upodabnia się do znanego z innych obszarów łańcucha facji: wapień biohermowe itp. – wapień krynoidowe – wapień głowonogowe, jednak bez wapieni gruzłowych w dalszej jego części zakończonej sedymentacją ilastą (*cf.* 31, 32, 34, 37). Zasięg stratygraficzny wapieni krynoidowych w różnych profilach, a także w żyłach neptunicznych jest niestały. Najwcześniej pojawiają się w poziomie *linguiformis* (Miedzianka), najszerszej są rozpowszechnione w poziomach od *crepida* po *marginifera*, a najwyżej sięgają przynajmniej dolnego poziomu *expansa*.

W południowym skrzydle synkliny kieleckiej kondensacji podlega wyższa część franu i tylko dolna famenu, podczas gdy wyższy famen jest już reprezentowany głównie przez miąższą sekwencję łupkowo-marglistą. Zazwyczaj sekwencja skondensowana zaczyna się dolnym poziomem *gigas* (Kadzielnia, Wietrznia) wraz z pojawieniem się wapieni pelagicznych, a maksymalnie sięga górnego poziomu *rhomboidea* (Kadzielnia). Lokalnie na Wietrzni (ryc. 1) silną kondensację wykazuje także przedział od górnej części dolnego poziomu *asymmetricus* do spągu dolnego poziomu *gigas*, skompromowany do około 50 cm miąższości. Wzór rozkładu luk stratygraficznych, reprezentowanych przez osady fragmentów sekwencji oraz stopnia kondensacji jest bardzo niestały i zmienia się na przestrzeni kilkudziesięciu metrów, a nawet wręcz raptownie i to niekiedy w wyraźnym związku z synsedymacyjną tektoniką blokową (ryc. 1). Lokalnie na Kadzielni i Wietrzni luki stratygraficzne obejmują około 10 poziomów konodontowych, co sprawia, że zapis skalny odpowiada niekiedy zaledwie kilku procentom czasu odpowiadającego całkowitemu przedziałowi skondensowanemu. Wzrost stopnia kondensacji i zasięgu przestrzennego luk ku pograniczu franu z famenem powoduje, że poziom *linguiformis* jest znany tylko lokalnie z Wietrzni (ryc. 1, blok D; ryc. 4), dolny poziom *triangularis* w facji pelagicznej nie został nigdzie znaleziony, a wyższe poziomy, po spąg środkowego *crepida* zarówno na Kadzielni, jak i na Wietrzni są cienkie i wykształcone na ograniczonej przestrzeni. Facja skondensowanych stratygraficznie wapieni krynoidowych w strefie tej nie występuje, z wyjątkiem Dalni (25), w której zrekonstruowany profil ma więcej wspólnego ze



Ryc. 1. Stosunki stratygraficzne w górnym dewonie Wietrzni związane z synsedymenacyjną tektoniką blokową

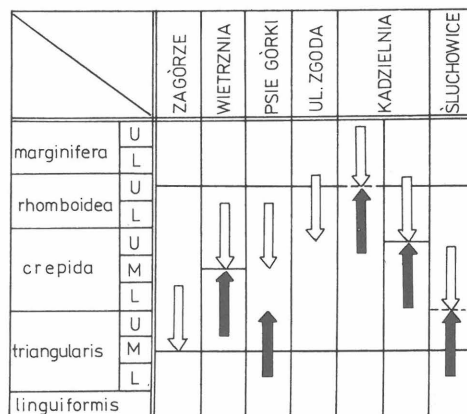
Fig. 1. The effect of the synsedimentary block faulting on the stratigraphic relationships in the Upper Devonian of the Wietrznia quarry

Pionowa szrafura między liniami korelacyjnymi oznacza nieekwiwalentne fragmenty sekwencji standardowych poziomów konodontowych. Objasnienie zbiorcze do wszystkich rycin; litery przy poziomach konodontowych: L – dolny, M – środkowy, U – górny; nazwy rodzajowe konodontów: PA – *Palmatolepis* i *Mesotaxis*, PO – *Polygnathus*, A – *Ancyrodella* i *Ancyrognathus* nie rozdzielone, PE – *Pelekysgnathus*, ICR – *Icriodus*; objaśnienia szrafur oznaczających litologię: 1 – zlepienie śródfornacyjne złożone z płaskich otoczków, 2 – inne kalcyrudyty, 3 – kalkarenity, 4 – wapień krynowidowe, 5 – muszlowce ramienionogowe (głównogowe), 6 – wapień stromatoporowo-koralowcowe, 7 – wapień mikrytowe (głównogowe) 8 – wapień i łupki, 9 wapień gruzłowe, 10 – łupki i wapień silnie zbudinażowane

Vertical lines indicate nonequivalent parts of the sequences in terms of the standard conodont zonation. Explanations of all figures; letters at conodont horizons: L – Lower, M – Middle, U – Upper; names of conodont genera: PA – *Palmatolepis* and *Mesotaxis*, PO – *Polygnathus*, A – *Ancyrodella* and *Ancyrognathus* undivided, PE – *Pelekysgnathus*, ICR – *Icriodus*; symbols indicating lithology: 1 – flat pebbles conglomerates, 2 – other calcirudites, 3 – calcarenites, 4 – crinoidal limestones, 5 – brachiopod limestones, 6 – stromatoporoid limestones, 7 – micritic (cephalopod) limestones, 8 – limestones with shale intercalations, 9 – nodular limestones, 10 – shales with discontinuous limestone layers

strefą południową. Wyjątkową pozycję zajmuje profil Psich Górek (24), gdzie ciągła sedimentacja w facji wapieni ziarnistych przetrwała od franu przynajmniej do górnego poziomu *triangularis*.

Skondensowane wapień pelagiczne niższego franu w strefie północnego skraju regionu kieleckiego przykrywa wszędzie mięszsza sekwencja łupkowo-marglista wyższego famenu. Ta sama jednostka litostratygraficzna przykrywa też warstwy kostomłockie w niedalekich Śluchowicach, leżących już w regionie facjalnym łysogórskim s.l. Jej spąg jest zawsze ostro zarysowany i wyraża kolejną szybką zmianę w transgresywnym następstwie facji. Jednakże i ta zmiana facji objawia nadspodziewanie duży diachronizm na niewielkiej przestrzeni jej występowania, gdyż przebiega w rozmaitej pozycji w przedziale aż siedmiu poziomów stratygraficznych (ryc. 2). Jest ona usytuowana zawsze powyżej granicy franu z famenem i leży najniżej w Zagórzu w środkowym poziomie *triangularis* (lub niżej?), a najwyżej na Kadzielni w górnym poziomie *rhomboidea*.



Ryc. 2. Pozycja stratygraficzna spągu famenijskiej formacji łupków i wapieni marglistych na tle standardowego podziału konodontowego

Czarne strzałki odnoszą się do najwyższych stratygraficznie datowań podłoża tej formacji, a białe do najniższych datowań jej samej;

Objaśnienia na ryc. 1

Fig. 2. Stratigraphic position of the base of the Famennian marly shales and limestones against the standard conodont zonation

White arrows indicate the lowermost dating within this formation, and the black arrows – the uppermost dating of its foundation; explanations of symbols on fig. 1

ZAPIS ZDARZEŃ W FACJACH BASENOWYCH

Na pograniczu franu z famenem facje basenowe sąsiadują na północy i na południu z zajmującym wyższą topograficznie pozycję regionem kieleckim. Przeważają-

ca część franu w łysogórskim rejonie facjalnym jest wykształcona jako warstwy kostomłockie (27). Granica franu z famenem biegnie w ich przystropowej partii i jest dostępna w Kostomłotach i Śluchowicach (24, 27, 28). Najwyższa partia warstw kostomłockich, odpowiadająca przynajmniej poziomowi *triangularis*, wyróżnia się kondensacją stratygraficzną, niekompletnością sekwencji poziomów (Śluchowice) oraz obecnością, a miejscami nawet dominacją (Śluchowice) zlepieńców śródformacyjnych złożonych z wielkich płaskich intraklastów (ang. flat pebbles conglomerates). W Śluchowicach charakterystyczne są przy tym znaczne zmiany oboczne wykształcenia przystropowej partii warstw kostomłockich, wynikające głównie z bardzo nieregularnego rozwoju zlepieńców śródformacyjnych. Liczba epizodów ich depozycji zmienia się na przestrzeni kilkudziesięciu metrów od zera do sześciu (ryc. 3). W spągu niektórych ławic zlepieńców widoczne są efekty znacznej erozji śródformacyjnej, mającej zapewne wpływ na nieregularność wykształcenia tej części profilu.

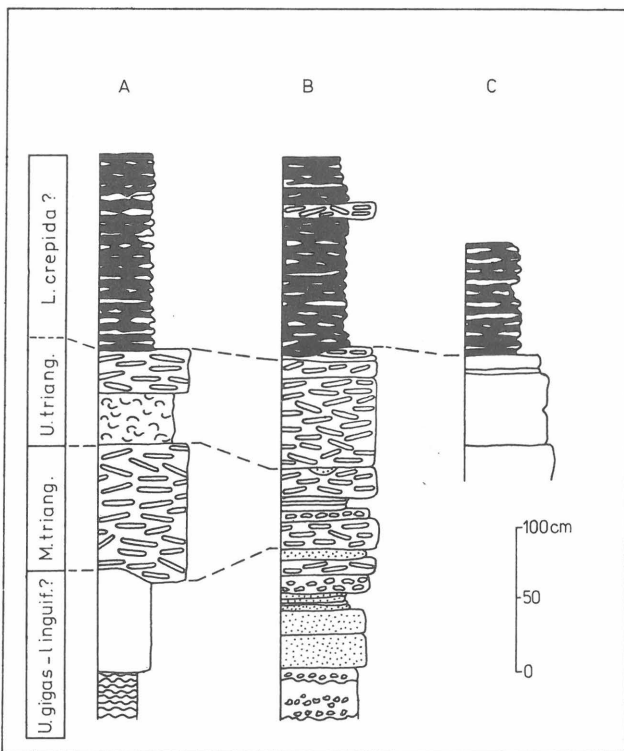
We wschodniej części Gór Świętokrzyskich i w okolicach Kowali na południu przejście od franu do famenu odbywa się wśród naprzemianległych wapieni marglistych i łupków. W okolicach Kowali na pograniczu pięter nie dostrzeżono zakłóceń w przebiegu sedymentacji (24), podobnie jak w otworze Janczyce (16, 15). Jednakże ściśle na pograniczu franu z famenem w Płuckach koło Łągowa pojawia się lokalnie tylko obserwowana wkładka czarnych, bitumicznych wapieni o charakterystyce i pozycji

stratygraficznej odpowiadającej górnemu wapieniowi Kellwasser. Wyróżniają się one z tła zawierającej je formacji obecnością amonitów (10, 11) i obfitością konodontów (cf. 38). Współwystępowanie *Palmatolepis linguiformis*, *P. praetriangularis* i *P. triangularis* wskazuje, że w przeciwieństwie do niemieckich Kellwasserkalke (2, 23) wapień z Płucek zawiera nie tylko konodonty poziomu *linguiformis*, ale także dolnego *triangularis*. Odmienność ta może być spowodowana wymieszaniem elementów różnowiekowych (cf. 24, str. 35) lub skrajną redukcją miąższości tych poziomów.

EWOLUCJA BIOFACJI KONODONTOWYCH

Facjalna segregacja konodontów jest ostatnio wykorzystywana jako ważna podstawa rozpoznawania względnych i eustatycznych zmian poziomu morza w dewonie oraz do interpretacji o charakterze „stratygrafii zdarzeniowej” (4, 21, 23). Istnieje powszechne przekonanie, że spośród konodontów występujących na pograniczu franu i famenu rodzaj *Icriodus* jest wskaźnikiem środowiska płytkowodnego, choć nie najpłytszego, a *Palmatolepis* najbardziej głębokowodnego. Ch. Sandberg et al. (23) uważają, że na początku famenu środowisko rodzaju *Polygnathus* usytuowane było odmiennie niż zwykle się przyjmuje, gdyż było płytsze od zajmowanego przez *Icriodus*. Przedstawione tutaj przykłady z Gór Świętokrzyskich dają wgląd w przemiany biofacji konodontowych w sporej części franu i famenu. Szerszy przedział stratygraficzny franu obejmuje diagram z Wietrzni (ryc. 4), a pozostałe ilustrują przede wszystkim węższe pograniczne pięter (ryc. 5, 6).

We franie Wietrzni ukazuje się następstwo kilku zjawisk zauważonych przez Ch. Sandberga, R. Dreesena

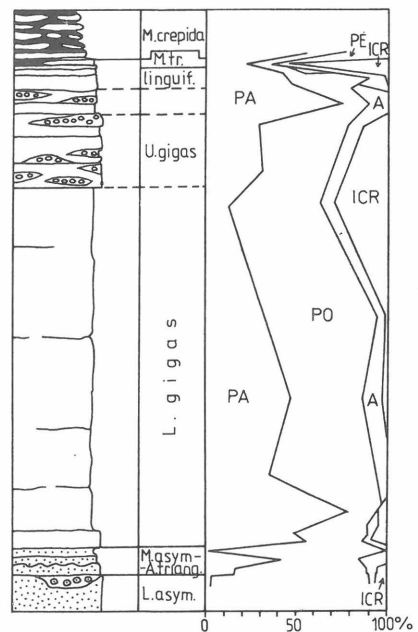


Ryc. 3. Korelacja profili stratygraficznych pogranicza franu i famenu w kamieniołomie Śluchowice

Objaśnienia na ryc. 1

Fig. 3. Stratigraphic correlation of some columnar sections across the Frasnian-Famennian boundary of the Śluchowice quarry, demonstrating impermissibility of the separate layers of flat pebbles conglomerate

Explanations of symbols on fig. 1



Ryc. 4. Diagram ilustrujący zmiany proporcji rodzajów konodontów platformowych na tle schematycznego profilu litologicznego i standardowego podziału konodontowego we franie i niższym famenie na Wietrzni (profil D z ryc. 1)

Objaśnienia na ryc. 1

Fig. 4. Simplified lithology and conodont biofacies of the Frasnian and the lower Famennian of the Wietrzni quarry (columnar section D from fig. 1)

Explanations of symbols on fig. 1

i W. Zieglera (22) w kamieniołomie Lion w Ardenach i wiązanych ze zmianami eustatycznymi (ryc. 4). Jest to dominacja *Polygnathus* w silnie skondensowanym przedziale poniżej spągu dolnego poziomu *gigas*, potem skok frekwencji palmatolepidów w tym poziomie i utrzymywanie się biofacji palmatolepidowo-polygnathidowej, korelujące się z „transgresją *Palmatolepis semichatovae*” oraz spłylenie w górnej dobie *gigas* lub nieco wcześniej, wyrażające się we wzroście zawartości ikriodidów do 29% i maksimum frekwencji *Ancyrognathus triangularis* (8%), stwierdzonym w tej pozycji także w Lion.

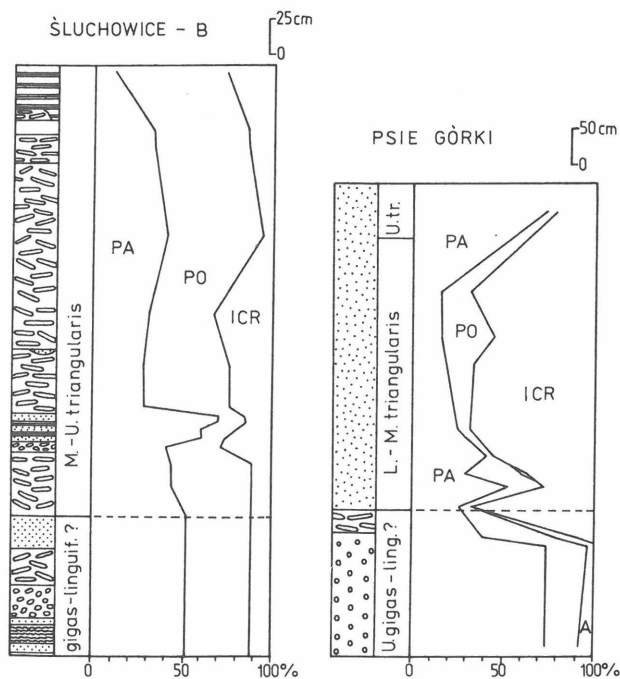
Późniejsze etapy przemian biofacji (ryc. 4, 6) znajdują odpowiedniki w sekwencji zdarzeń rozpoznanych znacznie szerzej przez Ch. Sandberga et al. (23). Pierwszym z nich jest nagły skok ilości palmatolepidów (ryc. 4), prawie na pewno korelujący się z pogłębieniem w początkach doby *linguiformis* i sedymentacją górnego wapienia Kellwasser. Po nim następuje maksimum frekwencji ikriodidów, trwające od poziomu *linguiformis* do górnego poziomu *triangularis*, stwierdzone w rozmaitych facjach w Psich Górkach, na Wietrzni, Miedziance, w Śluchowicach i wapieniach z Plucek (ryc. 4–6). To regresywne zjawisko, mające poprzedzać bezpośrednio nagłe wymieranie na ścisłym pograniczu pięter, stwierdzono w wielu stanowiskach z Eurameryki (5, 4, 21, 23), a także i w Polsce (14). Nieznanym zjawiskiem jest natomiast kulminacja *Pelekysgnathus* poniżej, a zwłaszcza powyżej maksimum ikriodidowego (ryc. 4, 6). Wskazuje ona, że późnoframeńskie i wczesnofameńskie *pelekysgnathusy* (*P. planus*) zajmowały środowisko znacznie bardziej głębokowodne, niż sugerowane w stosunku do *pelekysgnathidów* późno-

fameńskich, uważanych za eufotyczne, nektobentoniczne i bardziej płytkowodne od *Icriodus* (20, 21). Skok ilości palmatolepidów w środkowym poziomie *crepida* do 97% zawartości elementów platformowych, obserwowany na Miedziance (ryc. 6), przypomina ich maksimum w tym samym poziomie w wierceniu Havelange (4). Koreluje się on z początkiem kolejnej fazy transgresji na krzywej zmian eustatycznych Johnsa i Sandberga (vide 23), ale wykluczenie przypadkowej koincydencji wymaga dalszych potwierdzeń tego zjawiska.

WNIOSKI

Przedstawiony obraz stosunków stratygraficznych wskazuje, że zdarzenia powodujące główne zmiany facjalne, takie jak zanik wapieni stromatoporowo-koralowocowych, późniejsza niedepozycja, pojawienie się i zanik odmian facjalnych sekwencji skondensowanej i wreszcie ostateczne pograżenie progów podmorskich nie tylko nie koreluje się w oczywisty sposób ze zdarzeniami eustatycznymi, ale nawet w obrębie Gór Świętokrzyskich wykazuje wybitny diachronizm. Nie ma w tym nic dziwnego, gdyż wyrażone w cechach facjalnych zmiany batymetryczne nie oddają w prosty sposób eustatycznych zmian poziomu morza, lecz względne jego zmiany, będące sumą eustatyki, subsydencji i akumulacji osadów (33, 17, 8, 12).

Transgresyjne następstwo w górnym dewonie świętokrzyskim jest więc wynikiem sumowania się długotrwałego transgresywnego trendu eustatycznego i subsydencji, nie równoważonych przez sedymentację. Istnieją dowody bezpośrednie (Wietrznia, Kadzielnia) i pośrednie, że przestrzenny rozkład subsydencji był silnie zróżnicowany w czasie i przestrzeni, a zasadniczy czynnik jego komplikacji stanowiła synsedymentacyjna tektonika blokowa. Przy północnym skraju regionu kieleckiego wyraża się ona w klawiszowej strukturze blokowej małej skali,

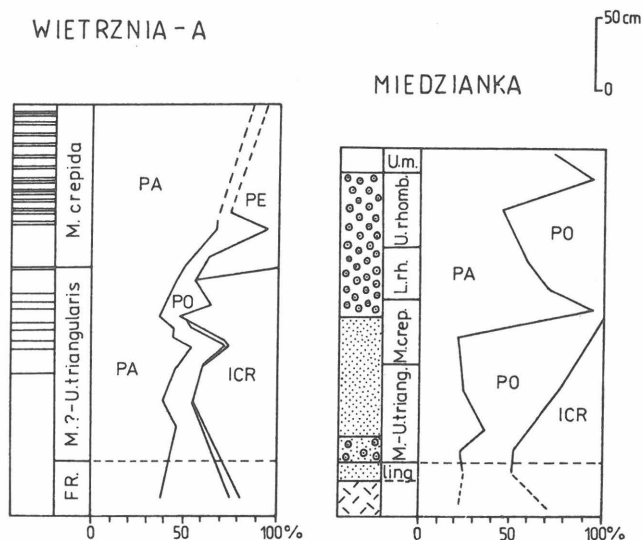


Ryc. 5. Diagram ilustrujący zmiany proporcji rodzajów konodontów platformowych na tle schematycznego profilu litologicznego i standardowego podziału konodontowego z pogranicza framu i famenu w Śluchowicach (profil B z ryc. 3) i na Psich Górkach

Objaśnienia na ryc. 1

Fig. 5. Simplified lithology and conodont biofacies across the Frasnian–Famennian boundary of the Śluchowice quarry (columnar section B from Fig. 3) and Psich Górkach

Explanations of symbols on fig. 1



Ryc. 6. Diagram ilustrujący zmiany proporcji rodzajów konodontów platformowych na tle schematycznego profilu litologicznego i standardowego podziału konodontowego z pogranicza framu i famenu na Wietrzni (profil A z ryc. 1) i na Miedziance

Objaśnienia na ryc. 1

Fig. 6. Simplified lithology and conodont biofacies across the Frasnian–Famennian boundary of the Wietrznia quarry (columnar section A on Fig. 1) and Miedzianka

Explanations of symbols on fig. 1

powodującej nadzwyczajną zmienność oboczną stosunków stratygraficznych w sekwencji skondensowanej. W Gałęzicach wyrazem aktywności tektonicznej jest nawet niewielka podfameńska niezgodność kątowa (26), będąca zapewne wynikiem lokalnej rotacji bloku tektonicznego. Raptowność zmian facjalnych i miąższościowych przy północnej i południowej krawędzi regionu kieleckiego wskazuje, że uskoki synsedymantacyjne o znacznie większej amplitudzie są także odpowiedzialne za jego wyodrębnienie w górnym dewonie. Świadczą o tym zwłaszcza nagłe zmiany wykształcenia frantu w okolicach przełomu Hutki przez pasmo Góry Zamkowej (27) i famenu u stóp Dalni (26). Podobne tektoniczne przy-czynny musi też mieć odmiennność famenu północnej i południowej strefy regionu kieleckiego. Na tym tle zaskakuje zbieżność szczegółów ewolucji biofacji konodontowych z jej przebiegiem w innych obszarach Eurameryki, wyjaśnianym zjawiskami eustatycznymi (23). Tłumaczyć ją może stabilność bloków tektonicznych po epizodzie tektoniki dysjunktywnej.

Całość przedstawionych obserwacji nie potwierdza postulowanej przez Narkiewicza (15) prawidłowości zmian (względne — M.Sz.) poziomu morza w południowej Polsce. Wyjątkiem jest transgresja we wczesnej dobie *gigas*, zdająca się rzeczywiście mieć charakter eustatyczny, lecz nie korelująca się z łupkami Matagne, których sedimentacja rozpoczęła się później. Regresja w niższej części tej doby nie ma na razie oparcia w profilach świętokrzyskich i wspiera się jedynie na pojawieniu się kalcyrudytów w okolicach Kluczy. Sam autor daje jednak przy innej okazji wyraz świadomości, że zjawisko takie może być wynikiem tyle spłylenia, co też wzrostu gradientu morfologicznego dna. Ograniczony zasięg ma też sugerowane spłylenie w środkowej dobie *crepida*. W Górach Świętokrzyskich możnaby raczej dopatrywać się pogłębienia (Miedzianka, Wietrznia), korelującego się zresztą ze znacznym skokiem transgresji eustatycznej (Johnson i Sandberg *vide* 23) i najbardziej pełnomorskim epizodem fameńskim w Belgii (4), poprzedzającym sedimentację „psamitów z Condroz”, zaczynającą się dopiero ze spągami dolnego poziomu *rhomboidea*. Spostrzeżenia Narkiewicza (*op. cit.*) nie odnoszą się ściśle do granicy frantu z famenem w jej obecnej pozycji w spągu dolnego poziomu *triangularis*, a jedyne dokładnie umiejscowione zjawisko z ich szerszego pogranicza, tj. pogłębienie w okolicach Kluczy, koreluje się z późniejszą fazą transgresji w środkowej dobie *triangularis* (23).

W Górach Świętokrzyskich na granicę frantu z famenem nie przypadają zwroty w ustabilizowanych na dłuższy czas warunkach facjalnych, z wyjątkiem częstych przypadków, kiedy mieści się ona w obrębie szerokiej luki stratygraficznej i niejasnego przypadku Jabłonnej. Granica ta biegnie w obrębie wapieni ziarnistych (Psie Górki, Kostomłoty, Śluchowice), skondensowanych wapieni krynowidowych z głowonogami (Miedzianka) i wapieni głowonogowych (Kadzielnia, Wietrznia). W facjach utworów skondensowanych stratygraficznie towarzyszą jej jednak wąskie luki stratygraficzne o charakterze „ukrytych hiatusów”, a w facji basenowej lokalnie pojawiające się wapienie analogicznie do wapienia Kellwasser (Płucki). Wartość korelacyjna szczególnych zlepieńców śródformacyjnych z pogranicza pięter, w świetle stosunków panujących w Śluchowicach nie odpowiada sugerowanej przez Ch. Sandberga et al. (23). Postulowany przez nich przebieg zmian eustatycznych na pograniczu frantu z famenem znajduje potwierdzenie w zmianach biofacji konodontowych w dewonie świętokrzyskim, ale stosun-

kowo szeroki zakres stratygraficzny występowania wielu zjawisk charakterystycznych dla tego pogranicza nie przemawia za interpretacjami prawdziwie katastroficznymi, zwłaszcza odwołujących się do zjawisk kosmicznych.

L I T E R A T U R A

1. Aigner T. — Lecture Notes in Earth Sciences, 1985 vol. 1 s. 342—346.
2. Buggisch W. — Abh. Hess. L. — A. Bodenforsch., 1972 vol. 62, s. 1—68.
3. Burchette T.P. — SEPM Spec. Publ., 1981 vol. 30 s. 85—142.
4. Dreesen R. — Bull. Soc. Belge Geol., 1984 vol. 93 nr 1—2 s. 197—211.
5. Dreesen R., Houllieberghs E. — Ann. Soc. Géol. Belg., 1980 vol. 103 nr 1 s. 111—141.
6. Gretener P. — [In:] W.A. Berggren, J.A. Van Couvering (Red.). Catastrophes and Earth History. Princeton Univ. Press, 1984 s. 77—89.
7. Kauffman E.G., Walliser O.H. — Episodes, 1988 vol. 11 nr 4.
8. Kendall Ch.G., Schlager W. — Marine Geology, 1981 vol. 44 nr 1—2 s. 181—212.
9. Krebs W. — [In:] M.R. House, C.T. Scrutton, M.G. Bassett (Red.). The Devonian System. Spec. Pap. Palaeont., 1979 vol. 23 s. 125—139.
10. Makowski H. — Palaeontologia Polonica, 1962 vol. 12 s. 1—92.
11. Makowski H. — Acta Geol. Pol., 1971 nr 1 s. 131—136.
12. Mc Ghee G.R. Jr., Bayer U. — Lecture Notes in Earth Sciences, 1985 vol. 1 s. 98—112.
13. McLaren D.J. — Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 1982 vol. 190 s. 477—484.
14. Matyja H. — Cour. Forsch.-Inst. Senck., 1988 vol. 102 s. 1—247.
15. Narkiewicz M. — Kwart. Geol., 1987 nr 4 s. 581—598.
16. Narkiewicz M., Olkowicz-Paprocka J. — Kwart. Geol., 1983 nr 2 s. 225—256.
17. Pitman W.C. III — Geol. Soc. Am. Bull., 1978 vol. 83 nr 9 s. 1389—1403.
18. Racki G. — Prz. Geol., 1985 nr 5 s. 267—270.
19. Racki G. — Lecture Notes in Earth Sciences, 1986 vol. 8 s. 203—212.
20. Sandberg C.A. — Geol. Ass. Can. Spec. Paper, 1976 vol. 15 s. 171—186.
21. Sandberg C.A., Dreesen R. — Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 1984 vol. 196 s. 143—178.
22. Sandberg C.A., Dreesen R., Ziegler W. — Cour. Forsch.-Inst. Senck., 1988 vol. 102, 30—33.
23. Sandberg Ch., Ziegler W. — Cour. Forsch.-Inst. Senck., 1988 vol. 102 s. 263—307.
24. Szulcowski M. — Acta Geol. Pol., 1971 nr 1 s. 1—128.
25. Szulcowski M. — Acta Geol. Pol., 1973 nr 1 s. 15—59.
26. Szulcowski M. — Acta Geol. Pol., 1978 nr 3 s. 283—298.
27. Szulcowski M. — Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., 1981 s. 68—82.
28. Szulcowski M. — Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., 1981 s. 222—225.

29. Szulczewski M. — Ann. Soc. Geol. Belg., 1986 vol. 109 nr 1 s. 263–265.
30. Szulczewski M., Racki G. — Acta Geol. Pol. 1981 nr 3–4 s. 147–162.
31. Tucker M.E. — Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 1974 vol. 1 s. 71–92.
32. Vai G.B. — Lethaia, 1980 vol. 13 nr 1 s. 79–91.
33. Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Thomson S. III — Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoirs, 1977 vol. 26 s. 83–97.
34. Walliser O.H. — Geologie en Mijnbouw, 1981 vol. 60 nr 1 s. 89–96.
35. Walliser O.H., Lottman J., Schindler E. — Cour. Forsch.-Inst. Senck., 1988 vol. 102 s. 190–193.
36. Wendt J. — Geology, 1985 vol. 13 nr 11 s. 815–818.
37. Wendt J., Aigner T., Neugebauer J. — Sedimentology, 1984 vol. 31 nr 5 s. 601–625.
38. Wolska Z. — Acta Palaeont. Pol., 1967 nr 4 s. 363–434.
39. Żakowa H., Szulczewski M., Chlebowski R. — Biul. Inst. Geol., 1983 nr 343 s. 5–134.

SUMMARY

The Upper Devonian of the Holy Cross Mts is a deepening upward sequence. The successive facies turnovers are mostly abrupt, especially within the relatively elevated central region, but they do not correlate even over a short distance. Synsedimentary block faulting (e.g. Fig. 1), resulting in the stepwise disintegration of the carbonate platform, is mainly responsible for these considerable differences of the stratigraphic record. This is in a contradiction to the previously proposed regularity of some relative sea level changes over the southern Poland.

Usually there is no marked facies turnover at the Frasnian–Famennian boundary, in places where it does not fall into a wide stratigraphic gaps. However, narrow gaps within the condensed crinoid and cephalopod limestones are situated in this position, and the limestones analogous to the Kellwasserkalk locally occur within the basal facies (Płucki). Flat pebbles conglomerates are also common near this boundary, but they occur a relatively large stratigraphic interval, and individual layers are very impersistent (Fig. 3).

The succession of conodont biofacies (Figs 4–6) is however very similar to that explained by the eustatic sea

level changes and known from the Frasnian of the Ardennes, and widely recognized across the Frasnian–Famennian boundary. The pelekysgnathid peaks below and above the icriodid maximum across the F/F boundary suggest, that the late Frasnian and the early Famennian pelekysgnathids occupied a deeper environment than did contemporaneous icriodids, and than it was previously supposed.

Translated by the author

РЕЗЮМЕ

Верхний девон Свентокшиских гор является трансгрессивной секвенцией. Очередные изменения преимущественно внезапные, особенно в пределах относительно приподнятого центрального района, но они не коррелируются даже на небольших расстояниях. Причиной этой дифференциации в стратиграфической записи была синседиментационная блоковая тектоника (рис. 1), которая вызвала постепенную дезинтеграцию карбонатной платформы. Это не соответствует раньше принимаемой регулярности некоторых относительных изменений уровня моря в южной Польше.

На границе франа и фамена обычно нет отчетливых фациальных изменений в тех местах, где эта граница не находится в пределах широкого стратиграфического пробела. Но в этом горизонте встречаются узкие пробелы в пределах конденсированных криноидов и головоногих известняков, а известняки аналогичные Кельвассеркальку встречаются местно в бассейновых фациях (Плущки). Вблизи этой границы находятся часто конгломераты, сложенные плоскими валунами; но они охватывают относительно большой стратиграфической интервал, а отдельные слои очень прерывисты (рис. 3). Наследство конодонтовых биофаций (рис. 4–6) очень близко к наследству известному из франа Арденов, изученному широко на границе франа и фамена и объясняемому евстатическими изменениями уровня моря. Увеличенное количество пелекисгнатид выше и ниже икриодусового максимума на границе франа и фамена указывает на то, что позднефранские и раннефаменские пелекисгнатиды занимали более глубокую среду чем современные им икриодусы, и более глубокую, чем это принималось до сих пор.