

Marek NARKIEWICZ, Grzegorz RACKI, Tomasz WRZOŁEK

Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowo- -koralowcowej w Górach Świętokrzyskich

Ustanowiono formalną jednostkę litostratygraficzną, formację dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali, która obejmuje większość utworów organogenicznych zaliczanych do żywełu i niższego franu w regionie kieleckim i w zachodniej części regionu łysogórskiego. W obrębie formacji z Kowali wydzielono 2 ogniwa: wapienia mikrytowego z Jaźwicy i wapienia masywnego z Kadzielni. Ponadto opisano 4 podrzędne jednostki nieformalne: warstwy stringocefalowe, chęcińskie oraz sitkówczańskie dolne i górne. Przedyskutowano wzajemne relacje i aspekty chronostratygraficzne opisanych wydzieleni oraz ich ewentualne rozprzestrzenienie poza regionem świętokrzyskim.

WSTĘP

Grube utwory stromatoporoidowo-koralowcowe środkowego i górnego dewonu odgrywają ważną rolę w budowie geologicznej paleozoiku świętokrzyskiego. Ich duże walory gospodarcze jako surowców skalnych oraz wartość dla badań czysto poznawczych sprawiły, iż poświęcono tym skałom wyjątkowo dużo publikacji i archiwalnych opracowań dokumentacyjnych. Znaczenie wszystkich tych badań jest tym większe, że Góry Świętokrzyskie stanowią od dawna punkt odniesienia dla studiów dewonu w innych częściach Polski południowej (M. Szulczewski, 1982). Można tu bowiem obserwować w odsłonięciach sekwencje w znacznej mierze reprezentatywne dla epikontynentalnych utworów dewońskich całego kraju (M. Narkiewicz, 1985).

Mimo swego znaczenia, seria stromatoporoidowo-koralowcowa nie została do tej pory zdefiniowana ani podzielona według skodyfikowanych *Zasad polskiej klasyfikacji*

Porównanie dotychczasowych podziałów stratygraficznych dewonu środkowego i górnego w Górach Świętokrzyskich

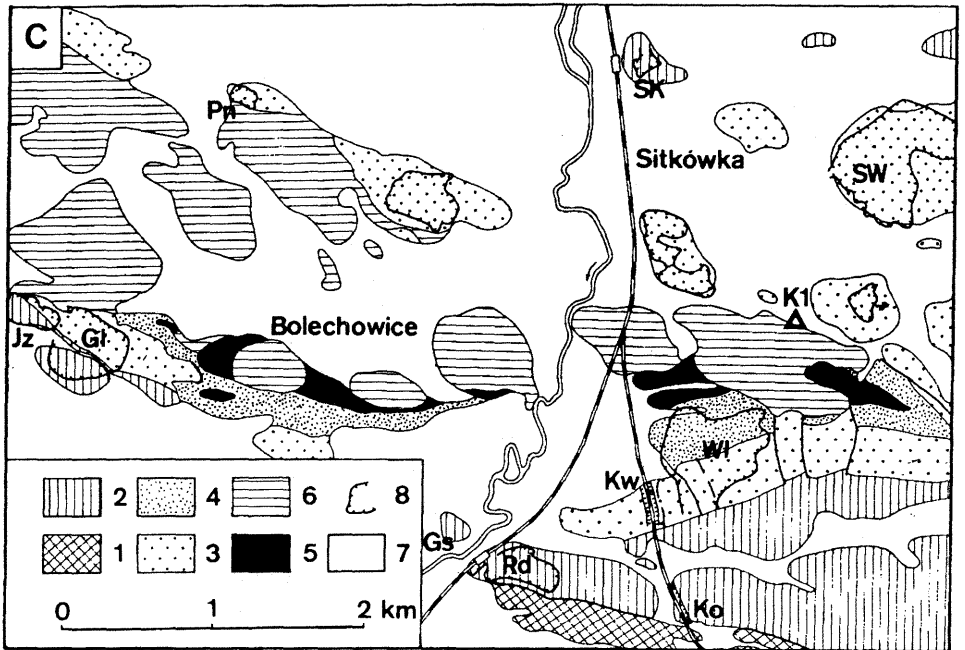
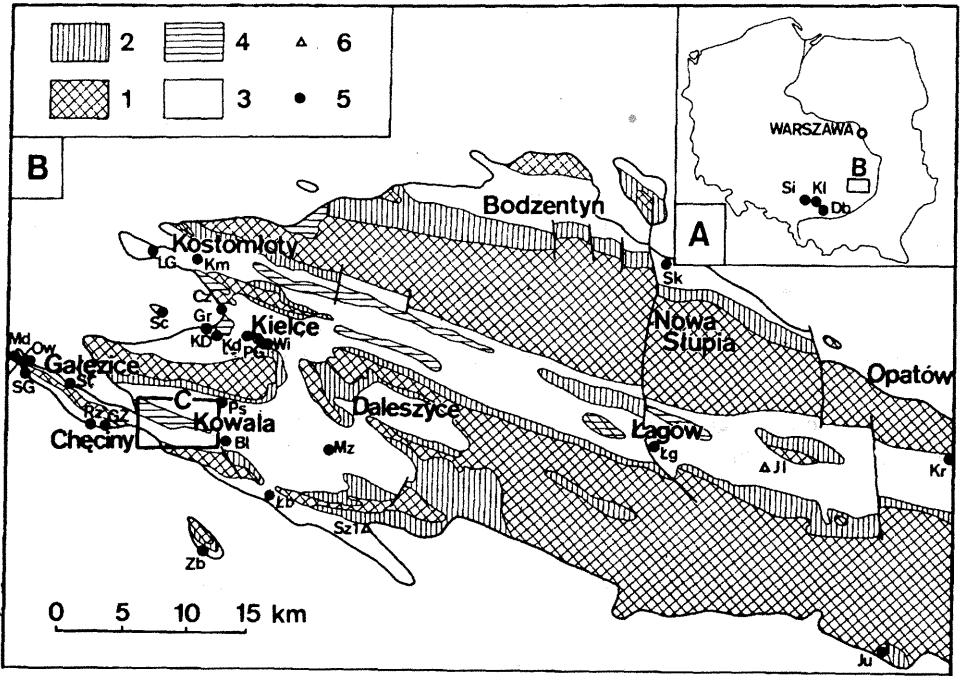
G. Gürich (1896, 1899 – 1901)		D. Sobolew (1909)				J. Czarnocki (1938, 1950)			J. Kaźmierczak (1971)				
dewon górny	20. Cephalopodenschichten an der Kadzielnia, Karczówka, Łągów 19. Kadzielniakalk	dewon górny	N	S		dewon górny	N		S		Cephalopod Limestones		
	18. Übergangsschichten an der Wietrznia		wapień kadzielniński				fran	warstwy kostomłockie warstwy nieczulickie warstwy pokrzywiańskie	wapień z Kadzielni, Wietrzni itd.	Kadzielnia Beds	Stromatoporoid Limestones		
dewon środkowy	górny 17b. Oberste Stufe: Stinkkalk von Szydłówek 17a. Oberstufe: Amphiporakalk und -Dolomit (= Korallenkalk von Dziwki) 16c. Caiqua-Dolomit von Broniszowice 16b. Stringocephalus - Baenke 16a. Mittelstufe Korallenkalk von Chenciny 15. Unterstufe: Korallendolomit von der Sitoszka	dewon środkowy	warstwy stringocefalowe	warstwy świętomarskie	jasny wapień stromatoporowy (Kowali) wapień szydłówecki	dewon środkowy	żyweł	górny	warstwy świętomarskie	wapień koralowe, wapień płytowe i margliste		Upper	Sitkówka Beds
				warstwy sierżawskie	wapień amfiporowy (= chęciniński)			warstwy skałskie	Lower				
				wapień krynowidowy	wapień hekagonowy			dolny	wapień amfiporowe	dolomity rafowe	W	S. burtini Beds	E
	warstwy kalceolowe		łupek brachiopodowy	dolomity i margle dolomityczne			dolomites						
dolny	14. Crinoidenbank 13. Bifidabaenke 12. Reticularien-schichten 9. Horizont von Dąbrowa	warstwy kalceolowe	dolomit amfiporowy		dolomit	cifel	dolomity i margle dolomityczne		dolomity	poziom dąbrowski			
				warstwy grzegorzowickie	kuwin								

... (1975). W użyciu jest szereg nieformalnych terminów stratygraficznych, odnoszących się do różnie rozumianych części lub całości tych utworów. Brak ścisłych definicji, uwzględniających stwierdzoną do chwili obecnej zmienność litologiczną, stanowi przeszkodę w dalszych badaniach, utrudnia bowiem ich porównywalność. Niniejsza praca jest próbą przezwyciężenia tych trudności przez sformułowanie ściślejszych ram litostratygrafii omawianych utworów, w odniesieniu do głównego obszaru ich występowania, tj. do regionu kieleckiego. Próba ta jest niepełna, gdyż nie obejmuje całkowitego, formalnego podziału serii stromatoporoidowo-koralowcowej, określonej tu jako formacja dolomitów i wapieni z Kowali. Uważamy, że obecny stopień rozpoznania tych utworów, mimo iż znacznie ostatnio zaawansowany, umożliwia jedynie nieformalny podział w obrębie dużej części sekwencji. Praca niniejsza ma więc być tylko pierwszym krokiem w stronę całkowitego formalnego podziału litostratygraficznego. Problematyka bio- i chronostratygraficzna zostanie szczegółowo przedstawiona w przygotowywanych do druku artykułach G. Rackiego i T. Wrzołka.

FORMACJA DOLOMITÓW I WAPIENI STROMATOPOROIDOWO-KORALOWCOWYCH Z KOWALI

D e f i n i c j a . Różnorodne wapienie stromatoporoidowe i stromatoporoidowo-koralowcowe z przewagą materiału szkieletowego w pozycji wzrostu, w dolnej części nieregularnie zastąpione przez jawnokrystaliczne dolomity. Są to najczęściej utwory biostromalne, a tylko w najwyższej części niektóre biolityty mają charakter bioherm. Najpospolitszą odmianą są rytmicznie warstwowane sekwencje amfiporoidowo-laminitowe i kompleksy ze skałotwórczymi stromatoporoidami masywnymi. Ograniczony udział mają odmiany koralowcowe oraz wapienie mikrytowe i drobnoziarniste, czasem z fauną muszlową i liliowcową. Ku stropowi formacji rośnie, choć nigdzie nie osiąga przewagi, udział utworów organodetrytycznych z redeponowanymi i pokruszonymi szkieletami jamochłonów; utwory facji detrytycznej (*sensu* M. Szulczewski, 1971) nie wchodzi jednak w skład opisywanej jednostki (fig. 2). Dla dolnej części typowa jest podrzędna rola ławic biostromalnych przy obecności dolomikrytów i reliktywów siarczanów. Wyżej, ograniczony udział mają odmiany koralowcowe oraz wapienie mikrytowe i drobnoziarniste, czasem z fauną muszlową i liliowcową.

D o t y c z a s o w e n a z e w n i c t w o . Opisywana jednostka została nieformalnie wyróżniona przez M. Narkiewicza (1981) oraz M. Narkiewicza i I. Olkowicz-Paprocką (1983) pod nazwą "wapienie stromatoporoidowo-koralowe i dolomity jawnokrystaliczne". Wcześniej, poszczególni autorzy wyróżniali jedynie jej mniejsze lub większe fragmenty (tab. 1): F. Roemer (1866a) – "hellgrauer Korallenkalk des Kanzelberges" czyli jasnoszary wapień koralowy z Kadzielni (częściowo ?); G. Gürich (1896) – "Korallenkalk von Chenciny" łącznie z "Amphiporakalk und Dolomit" i (częściowo) "Kadzielniakalk"; D. Sobolew (1909) – "wapień masywny" i (częściowo) "wapień kadzielniański"; J. Czarnocki (1938, 1948, 1950) – "dolomity rafowe", "wapienie żywetu"



oraz dolna i częściowo (?) środkowa jednostka wapieni kadzielniańskich; J. Kaźmierczak (1971b) – "dolomity żywetu", "warstwy ze *S. burtini*" i "wapienie stromatoroidowe" (bez przystropowych utworów detrytycznych, por. dalej).

Nazwa formacji nawiązuje do terminu D. Sobolewa (1909) "jasny wapień stromatoroidowy Kowali", aczkolwiek w pierwotnej wersji obejmował on również odmiany detrytyczne, w obecnym ujęciu wyłączone z opisywanej jednostki litostratygraficznej.

Z e s p ó ł s t r a t o t y p ó w . Obszarem typowego wykształcenia formacji jest rejon między Kowalą a Bolechowicami w synklinie gałęzickiej. Część najniższa jednostki widoczna jest w kamieniołomach: Radkowice i Góra Łgawa, część środkowa – w kamieniołomach: Jaźwica i Sitkówka-Kostrzewa, a ogniwa górne przede wszystkim w kamieniołomach: Kowala, Wola, Bolechowice-Panek i w przekopie kolejowym Kowala (fig. 1). Całość profilu jednostki, a w tym stratotyp granicy dolnej, można obserwować w reperowym otworze wiertniczym Kowala 1 (rdzenie przechowywane w Oddziale Świętokrzyskim PIG w Kielcach), stratotyp granicy górnej w przekopie Kowala, a jej hipostratotyp w Bolechowicach-Panku.

W y s t ę p o w a n i e . Formacja dolomitowo-wapienna z Kowali jest najpełniej rozwinięta w południowej części Gór Świętokrzyskich. Jej niższe ogniwa (np. opisane dalej warstwy stringocefalowe) mają niewątpliwie szerszy zasięg, zarówno ku północy (obszar kostomłocki), jak i ku południowi (region śląsko-krakowski, np. wapień z Dziewek). Dokładne rozpoznanie południowego zasięgu omawianej jednostki wymaga

Fig. 1.A. Ogólna lokalizacja obszaru świętokrzyskiego (B) oraz odstonień spoza Gór Świętokrzyskich (Db – Dębnik, Kl – Klucze, Si – Siewierz);

B. Lokalizacja badanych odstonień i otworów wiertniczych na tle uproszczonej mapy trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich według M. Książkiewicza i in. (1965)

1 – starszy paleozoik; 2 – dewon dolny; 3 – dewon środkowy i górny; 4 – karbon i perm; 5 – odstonienia; 6 – otwory wiertnicze; Bl – Bilcza; Cz – Czarnów; Gr – Grabina; GZ – Góra Zamkowa (kamieniołom północny); JI – otwór Janczyce I; Ju – kamieniołom Jurkowie-Budy; Kd – Kadzielnia; KD – Karczówka-Dalnia; Km – Kostomłoty; Kr – kamieniołom Karwów; LG – kamieniołom Laskowa Góra; Łb – kamieniołom Łabędziów; Łg – Łagów; Md – Miedzianka; Mz – Marzysz; Ow – Ołowianka; PG – Psie Górki; Ps – Postowice-wzgórze; Rz – Rzepka; Sc – kamieniołom Szczukowskie Górki; SG – Sowie Górki; Sk – Skały; St – Stokówka; Szl – otwór Szczecno 1; Wi – Wietrznia I; Zb – Zbrza

C. Lokalizacja odstonień na typowym obszarze występowania formacji z Kowali (mapa zakryta według P. Filonowicza, 1973, zmieniona)

1 – kambry; 2 – dewon środkowy; dewon górny; 3 – fran; 4 – famen; 5 – karbon; 6 – perm; 7 – czwartorzęd; 8 – odstonienia; Gł – kamieniołom Góra Łgawa; GS – Góra Sołtysia; Jz – kamieniołom Jaźwica; K1 – otwór wiertniczy Kowala 1; Ko – przekop Kowala 3; Kw – przekop Kowala; Pn – kamieniołom Panek; Rd – kamieniołom Radkowice; SK – Sitkówka-Kostrzewa; SW – kamieniołom Kowala; W1 – kamieniołom Wola

A. General location of the Holy Cross area (B) and the exposures from outside the Holy Cross Mts

B. Location of the studied sections against the simplified map of the Paleozoic core of the Holy Cross Mts (after M. Książkiewicz et al., 1965)

1 – Lower Paleozoic; 2 – Lower Devonian; 3 – Middle to Upper Devonian; 4 – Carboniferous to Permian; 5 – exposures; 6 – boreholes; Bl to Zb – explanations of symbols used for the sections

C. Location of the sections over the type area of the Kowala Fm. (map after P. Filonowicz, 1973, modified)

1 – Cambrian; 2 – Middle Devonian; Upper Devonian; 3 – Frasnian; 4 – Famennian; 5 – Carboniferous; 6 – Permian; 7 – Quaternary; 8 – exposures; Gł to W1 – explanations of symbols used for the sections

jednak opracowania litostratygrafii dewonu na innych obszarach, a zwłaszcza w podłożu niecki miechowskiej.

M i ą ż s z o ś ć. Całkowita miąższość formacji mieści się prawdopodobnie w przedziale od około 330 (Chęciny) do 800 m (Sitkówka; J. Kaźmierczak, 1971b). Dokładniej można ją wyznaczyć w otworach wiertniczych Janczyce I (569 m) i Kowala 1 (359 m).

O p i s . Charakterystyka litologiczna zdolomityzowanej części formacji podana jest w pracy M. Narkiewicza (w druku), natomiast ogniwa wapienne zostały opisane przez J. Kaźmierczaka (1971b, str. 10-25), M. Szulczewskiego (1971, str. 85-90) oraz G. Rackiego (w przygotowaniu). Należy podkreślić, że – podobnie jak M. Szulczewski (1971), a wbrew opinii J. Kaźmierczaka (1971b) – uważamy formację z Kowali, w większości, za biolityty, na ogół typu biostromalnego. Stosując terminologię H.H. Tsiena (1981), można skały te określić bliżej jako "floatstone", "bafflestone" oraz "bindstone".

Ogólnie mówiąc, szkielety jamochłonów w obrębie dolomitów i wapieni z Kowali nie wykazują śladów intensywnej przeróbki mechanicznej ani wysortowania. Co więcej, cechą typową jest kalcytulitowe, najczęściej pelbiomikrytowe tło szkieletów. Również jednorodność ekologiczna całego zespołu skamieniałości wskazuje raczej na niewielki, wewnątrzśrodowiskowy zasięg procesów redepozycji.

D o l n a g r a n i c a . Poniżej opisywanej jednostki występują dolomity o wykształceniu krypto- i mikrokrystalicznym, na ogół margliste i pozbawione makrofauny szkieletowej oraz bioturbacji (fig. 2). Charakterystyczną teksturą sedymentacyjną jest laminacja w różnym stopniu śródformacyjnie zaburzona; w skrajnych przypadkach występują poziomy intraklastów o grubości przeciętnie kilkunastocentymetrowej. Osobnym typem litologicznym – stwierdzonym w profilu Janczyce I – są dolomity intraklastyczne i oolitowe. Wymienione utwory zaliczono łącznie do nieformalnej jednostki dolomitów drobno- i kryptokrystalicznych bez fauny (M. Narkiewicz, 1981; M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka, 1983).

Dolną granicę formacji z Kowali zdefiniowano na podstawie reperowych otworów wiertniczych Janczyce I¹ i Kowala 1. Wyznaczono ją w spągu najniższej warstwy o pierwotnie biostromalnym wykształceniu, tj. z licznymi relikami szkieletów stromatoroidów i koralii (fig. 3). Taka definicja zgodna jest ze sposobem praktycznego wyznaczania granicy eiflu i żywetu przez J. Czarnockiego (1950), ale – w przeciwieństwie do koncepcji tego badacza – nie ma żadnych uwikłań chronostratygraficznych.

W obu analizowanych profilach pojawieniu się wkładek biostromalnych towarzyszy zastąpienie typowych dla niższej jednostki mikrytów laminowanych przez dolomity przeważnie jawnokrystaliczne, o różnym stopniu porowatości, spękania i zbrekcowania. W najniższej, kilkudziesięciometrowej części omawianej formacji występują jeszcze podrzędne przeławicenia dolomikrytowe, a makroskopowe relikty szkieletów

¹Kryterium wyróżniania omawianej granicy litostratygraficznej zostało zmienione w stosunku do wcześniejszego opracowania M. Narkiewicza i I. Olkowicz-Paprockiej (1983), przez co granica ta w profilu Janczyce I uległa obecnie przesunięciu o niemal 80 m w dół.

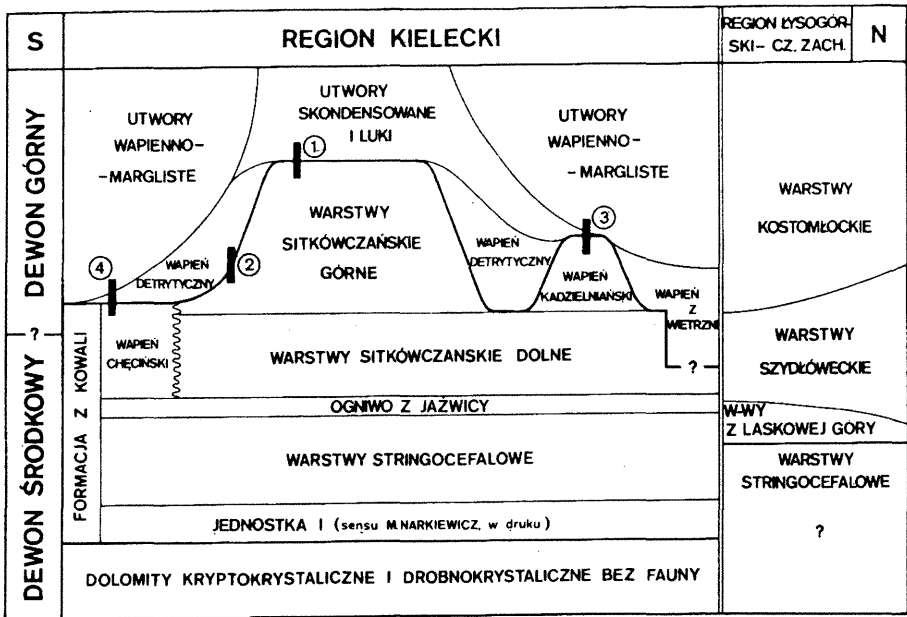


Fig. 2. Pozycja stratygraficzna i podział wewnętrzny formacji dolomitów i wapieni stromatoroidowo-koralowcowych z Kowali w regionie kieleckim i zachodniej części regionu łysogórskiego
1 – 4 – pozycja facyjna różnych wariantów górnej granicy formacji (por. tekst)

Stratigraphic position and subdivision of the Kowala Formation in the Kielce Region and in the western part of the Łysogóry Region

1 – 4 – four types of development of the Formation's upper boundary (described in the text)

są nieliczne. Poza dominującą strukturą krystaliczną dolomitów, typowy dla tych utworów jest znaczny udział substancji ilastej (wkładki iłowców i margli dolomitycznych oraz dolomitów marglistych), a także charakterystyczne poziomy brekcji i pseudomorfoz po siarczanach.

Najbardziej szczegółową w dotychczasowej literaturze charakterystykę omawianej granicy podał J. Czermiński (1960), który utożsamiał ją, za J. Czarnockim (1950), z kontaktem eiflu z żywetem. Z opisów J. Czermińskiego (*op. cit.*) wynika, że w dwóch przypadkach z trzech omówionych przez tego autora granica ma charakter tektoniczny (przekop Kowala 3 i kamieniołom Radkowiec). Między Łagowem a Nowym Stawem cytowany autor wyznacza wspomnianą granicę w spągu najniższej wkładki "dolomitu amfiporowego" stwierdzonej w szurfie 72 (*op. cit.*, Tabl. LXXIXg).

Wyjątkowe wykształcenie najniższych utworów omawianej formacji sygnalizował w antyklinie Zbrzy P. Filonowicz (1968). Według tego autora nad "dolomitami eiflu" wykształconymi jako "szaro-żółte margle dolomityczne o strukturze zrostkowej" leżą tam ciemne wapienie skaliste o miąższości 25 m, obfitujące miejscami w stromatoroidy i koralowce.

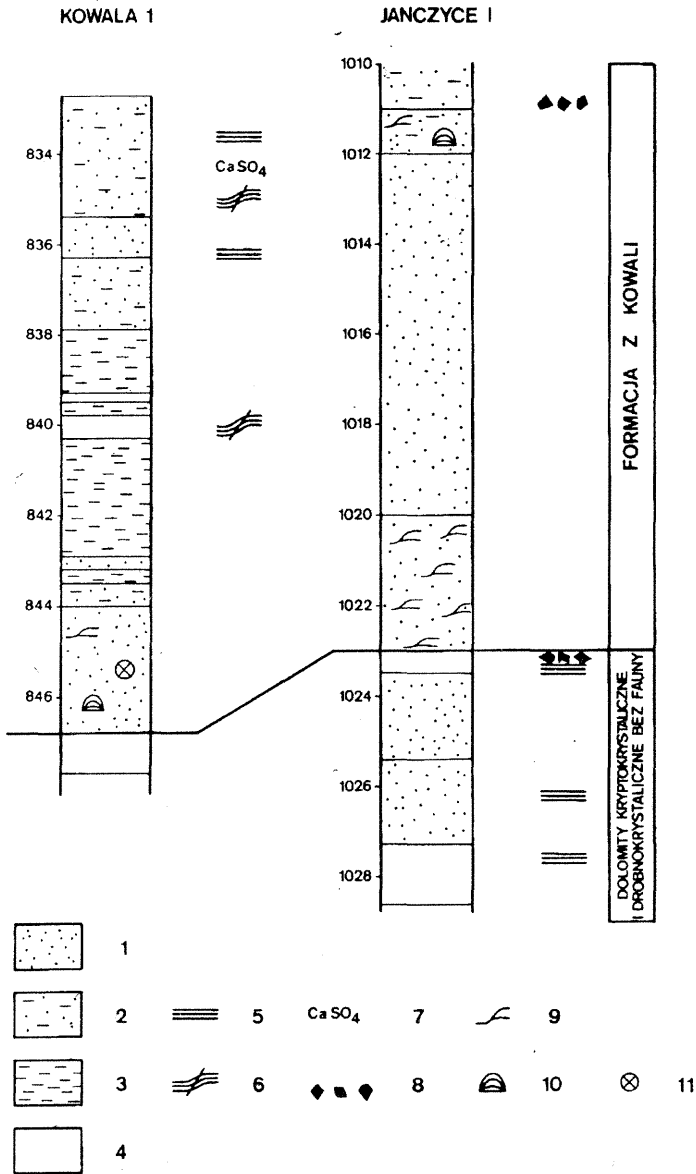


Fig. 3. Dolna granica formacji z Kowali w reperowych otworach wiertniczych Janczyce I i Kowala 1

1 – dolosparyt czysty; 2 – dolosparyt marglisty; 3 – margiel dolomityczny; 4 – dolomikryt; 5 – laminacja regularna; 6 – laminacja zaburzona; 7 – pseudomorfozy po siarczanach; 8 – brekcja śródformacyjna; relikty szkieletów: 9 – stromatoporoidów gałązkowych, 10 – stromatoporoidów masywnych, 11 – Rugosa gałązkowych

Lower boundary of the Kowala Formation in key borehole-sections Janczyce I and Kowala 1

1 – pure dolosparite; 2 – marly dolosparite; 3 – dolomitic marl; 4 – dolomicroite; 5 – even lamination; 6 – deformed lamination; 7 – pseudomorphs after sulphates; 8 – intraformational breccia; skeletal relics: 9 – ramose stromatoporoids, 10 – massive stromatoporoids, 11 – ramose rugosans

G ó r n a g r a n i c a . Formacja z Kowali kontaktuje od góry z różnymi ogniwo-
mi litologicznymi (fig. 2), a charakter tej granicy i wykształcenie utworów wyżej poło-
żonych wydają się zależeć od pozycji facjalnej analizowanych profili. Można wyróżnić
następujące warianty zaznaczone schematycznie na fig. 2:

1. Centralna część kompleksu rafowego. Występują tu dwa typy wykształcenia
opisywanej granicy, przypuszczalnie związane z różną historią poszczególnych partii
rafy dymińskiej w późnym franie (por. M. Narkiewicz, 1987). W rejonie Gałęzic stwier-
dzono strop erozyjny wapieni amfiporowych, z niewielką niezgodnością kątową i (miejs-
cami) paleokrasem. Wyżej leżą silnie skondensowane wapienie górnofameńskie i seria
marglista turneju (dokładniejszy opis u M. Szulczewskiego, 1978, Fig. 2 i 4).

Przypadek mniej jednoznaczny reprezentują sekwencje zewnętrznych i silniej
pograżanych części rafy, dokumentujące przejście amfiporoidowo-laminitowych utwo-
rów zaraflowych w grubookruchowe wapienie pokrywy rafowej ("reef cap") wyższego
franu. Rozdzielanie ich ma charakter umowny, podobnie jak w płytszej strefie przedra-
fowej (patrz niżej). W profilu Bolechowice-Panek, reprezentatywnym dla opisywanej
strefy facjalnej, górną granicę formacji z Kowali postawiono w stropie najwyższego
kompleksu z dużym udziałem laminitów kryptoalgowych, tzn. wydzielenia 14 na profilu
F w pracy J. Kaźmierczaka (1971b, Fig. 5). Wyżej przeważają słabo uławiczone biospa-
rudyty stromatoporoidowe z dużym udziałem liliowców i onkoidów.

2. Proksymalna strefa przedrafowa. Płytsze partie skłonu rafy charakteryzują się
zazębianiem grubodetrytycznych utworów przedrafowych z biolitytami rafy właściwej
("reef-core") i ewentualnie laguny zaraflowej. W profilach wyraża się to stopniowym
przejściem od serii biostromalnych przez przeławicające się masywne biolityty i bioru-
dyty, głównie stromatoporoidowe, aż po osady prawie wyłącznie detrytyczne (patrz
profil otworu Kowala 1, A. Romanek, M. Rup, 1990). Sekwencje takie stanowią naj-
większy problem przy wyznaczaniu opisywanej granicy. Można przy tym wziąć pod
uwagę następujące kryteria wyróżniania utworów przedrafowych: (a) rosnący
względem budowli organogenicznej stopień redepozycji i pokruszenia szkieletów ja-
mochłonów i glonów skałotwórczych, (b) silniej zaznaczony ziarnisty charakter matrix,
przy większej roli cementu sparytowego w stosunku do mikrytu, (c) przejawy resedy-
mentacji w postaci np. większych intraklastów oraz (d) zwiększony w stosunku do
jamochłonów, nierzadko skałotwórczy udział innych grup fauny, przede wszystkim
muszlowej i szkarłupni. W profilach reprezentujących facje nieco bardziej dystalne
(np. Janczyce I; M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka, 1983, fig. 3B) utwory detry-
tyczne są cieńsze i bardziej jednorodnie, a ich kontakt z rafowym podłożem – łatwiejszy
do ustalenia.

W badanych profilach granica opisywanej formacji wyznaczona została w stropie
najwyższej ławicy (lub zespołu ławic) o niewątpliwie autochtonicznej genezie, np.
laminitu fenestralnego (Janczyce I; *op. cit.*) bądź biolitytu stromatoporoidowo-renalci-
sowego (Kowala 1; głęb. 412 m).

3. Duża bioherma przedrafowa. Niektóre (głębsze ?) rejonu skłonu rafy dymińskiej
wyróżniają się rozwojem bioherm typu kadzielniańskiego. Na Kadzielni, na dużej

biohermie dolnofrańskiej (niżejplywowy kopiec mułowy według M. Narkiewicza, 1987, 1988) leżą przekraczająco – z ostrą granicą dolną – coraz młodsze zespoły frańskich wapieni detrytycznych i mantiocerasowych oraz fameńskich wapieni cheilocerasowych. Nad stropem wapienia biohermalnego występuje luka obejmująca miejscami aż 8 poziomów konodontowych (M. Szulczewski, 1971, fig. 4; 1979; 1981a, fig. 8).

4. Dystalna strefa przedrafowa. W przypadku małych, przypuszczalnie najbardziej głębokowodnych bioherm i biostrom stromatoporoidowo-koralowcowych typowy jest ostry kontakt litologiczny z wyżej leżącym kompleksem mikrytowo-marglistym – poziomem z *Phlogoiderhynchus polonicus* (Kowala i Góra Łgawa – M. Szulczewski, G. Racki, 1981, fig. 4). Brak odsłoneń nie pozwala natomiast na ściślejsze udokumentowanie opisywanej granicy w rejonach rozwoju pozarafowego ("off-reef") basenu chęcińsko-zbrzańskiego. Można jedynie przypuszczać, że np. w profilu Góry Zamkowej w Chęcinach najwyższe ogniwo wapienia chęcińskiego (wapienie o pokroju gruzłowym) przykryte jest przez kilkunastometrowy (?) zespół wapieni ziarnistych, a wyżej występuje marglisty kompleks z *Ph. polonicus* (M. Narkiewicz, 1973).

W i e k . Brak jest przesłanek faunistycznych do określenia wieku dolnej granicy omawianej formacji. Żywecki wiek nieco młodszych wapieni i dolomitów stringocefalowych nie budzi wątpliwości, choćby ze względu na obecność przewodnich stringocefali. Istnieje jedynie hipotetyczna możliwość wnioskowania o chronostratygrafii na podstawie zdarzeń facjalnych zarejestrowanych w sąsiednim regionie łysogórskim, a nawiązujących do globalnych cykli eustatycznych (G. Racki, 1986b, 1988). Tego rodzaju stratygrafia zdarzeniowa wskazywałaby, że początek sedymentacji biostromalnej, odzwierciedlający poprawę warunków cyrkulacji na rozległym szelfie południowej Polski, mógł przypadać na najwyższy eifel (poziom *kockelianus*, transgresja cyklu If według J.G. Johnsona i in., 1985) lub na środkową część żywetu (środkowy poziom *varcus* – cykl IIa). Jeśli przyszłe badania potwierdzą tę pierwszą możliwość, utrzymałby się pierwotny pogląd J. Czarnockiego (1950), który utożsamiał opisywaną granicę z granicą pięter.

Strop opisywanej formacji jest wyraźnie heterochroniczny. Datowania konodontowe wskazują na dolnofrański wiek tego kontaktu w przypadku Kowali (dolny – środkowy poziom *asymmetricus*; M. Szulczewski, G. Racki, 1981) i Kadzielni (środkowy – górny? poziom *asymmetricus*; M. Szulczewski, 1979, 1981a). W przypadku sekwencji bardziej płytkowodnych granica ta nie jest równie precyzyjnie datowana z powodu ubóstwa konodontów. Wyżej leżące wapienie ziarniste wydają się reprezentować z reguły wyższy fran w przedziale od górnego poziomu *asymmetricus* po poziomy *gigas* (Grabina, Bolechowice-Panek, rejon Miedzianki; T. Wrzołek, 1988, w przygotowaniu). Ich rozwój oraz wynurzenie niektórych części rafy (rejon Gałęzic) M. Narkiewicz (1987, 1988) wiązał ze zdarzeniem regresywnym w dolnej dobie *gigas*.

JEDNOSTKI W OBRĘBIE FORMACJI Z KOWALI

W niniejszej pracy proponujemy częściowy, formalny podział dolomitów i wapieni z Kowali przez wydzielenie dwóch ogniwi: wapienia mikrytowego z Jaźwicy oraz wapienia masywnego z Kadzielni (fig. 2). Ponadto, trzy dalsze jednostki zdefiniowano nieformalnie, biorąc pod uwagę stwierdzone zróżnicowanie lito- i biofacjalne. Wydzielenie tych ostatnich jednostek jest uzasadnione ich dotychczasowym stosowaniem w badaniach geologicznych oraz względami praktycznymi – uproszczeniem terminologii stratygraficznej. Natomiast ich nieformalny status wynika w dużej mierze z tego, iż w zbyt małym stopniu wyróżniają się one pod względem czysto litologicznym, przy znacznych różnicach w inwentarzu faunistycznym. Ponadto w przypadku wapienia chęcińskiego i warstw stringocefalowych nie są znane odsłonięcia granic wydzieleni.

OGNIWO WAPIENIA MIKRYTOWEGO Z JAŻWICY

Definicja. Cienkoławicowe (3-10 cm) wapienie mikrytowe przechodzące obocznie w grubiej uławiczone kalkarenity, w tym głównie wapienie ziarnowo-mikrytowe. Często spotyka się regularne smugi ilaste nadające skale pokrój falisty lub wyraźnie gruzłowy, natomiast rzadsze są wkładki margliste, dochodzące do 1,2 m grubości. Typowym składnikiem jest drobna fauna muszlowa (gładkie ramienionogi, ślimaki, małże), a cały zespół fauny wyróżnia się wyjątkowym zróżnicowaniem, obejmując ponadto szkarłupnie, spikule gąbek, mszywioly, tentakulity i glony. Podrzędnie występują też poziomy ze stromatoporoidami (głównie gałązkowymi) i liliowcami, a w przypadku sekwencji kalkarenitowych – biostromy koralowcowe.

Dotychczasowe nazewnictwo. Jednostka została niedawno wyróżniona przez G. Rackiego (1985) jako poziom ambocelidowo-ślimakowy (AG-level – G. Racki, 1986b). We wcześniejszej literaturze brak jest jej ścisłych odpowiedników, choć P. Filonowicz (1968, 1973) opisał część włączonych tu do niej utworów, np. z Posłowic lub z Marzysza, jako wyraźny poziom wapieni płytowych w obrębie najstarszych utworów niezdolomityzowanych. M. Narkiewicz (w druku) wydzielił omawiane ogniwo jako jednostkę III.

Stratotypy. Kamieniołom Jaźwica, kompleks B (G. Racki, 1981, 1985); hipostratotypy: szurf i łomik w północno-zachodniej części wzgórza Posłowice oraz otwór wiertniczy Kowala 1, głęb. 623,3-616,3 m (jednostka wapieni marglistych A. Romanka, M. Rup, 1990).

Granice. Dolna granica odpowiada mniej lub bardziej płynnemu przejściu od sekwencji grubych ławic biostromalnych do przeważnie cienkoławicowych utworów o pokroju falisto-gruzłowym i z liczną fauną muszlową, a czasem też liliowcową. W stratotypowym profilu Jaźwicy zmiana ta zachodzi w interwale 0,9 m; granica ogniwa z Jaźwicy odpowiada spągowi pierwszej ławicy liliowcowej początkującej kompleks B. W innych profilach odcinek przejściowy jest grubszy (np. w wierceniu Kowala 1 – 3,3 m). Spąg opisywanej jednostki jest równoznaczny z pojawieniem się pierwszych grubszych

(miąższość powyżej 10 cm) ławic, w których szczątki muszli i szkielety liliowców dominują nad szkieletami jamochłonów.

Granica górna – z reguły wyraźniejsza – związana jest z pojawieniem się grubych biostrom koralowcowych. W profilu Jaźwicy odpowiada ona stropowi ostatniej wkładki liliowcowej z przewarstwieniami fioletowego łupku marglistego poniżej ławicy heksagonarowej kompleksu C. Dodatkową komplikacją może być występowanie w górnych partiach opisywanego ogniwa biostrom stromatoporoidowych o różnej grubości, np. w profilu Chęcín.

W y s t ę p o w a n i e . Ogniwo z Jaźwicy znane jest przede wszystkim z synkliny gałęzickiej i z południowego skrzydła antykliny chęcińskiej, co najmniej od rejonu Daleszyc (otwór wiertniczy Szczecno 1; M. Narkiewicz, w druku) aż po Miedziankę. Brak danych z synkliny kieleckiej wydaje się wynikać z niedostatecznego stopnia odsłonięcia tej części sekwencji dewońskiej. Natomiast w części wschodniej Gór Świętokrzyskich przypuszczalnym ekwiwalentem jest kompleks mikrytowo-gruzłowy z fauną ramienionogowo-liliowcową, znany z Łągowa i z otworu wiertniczego Janczyce I (jednostka III M. Narkiewicz, *op. cit.*).

M i ą ż s z o ś ć waha się od 2,2 (Jaźwica) do 13,1 m (Kowala 1). Profil Sowich Górek odznacza się przypuszczalnie największą redukcją miąższości – do 0,3 m.

O p i s . Pełna charakterystyka litologiczna oraz analiza zmienności obocznej zawarta jest w pracach G. Rackiego (1985, w przygotowaniu).

W i e k . Fauna konodontowa z *Icriodus subterminus* wskazuje, że ogniwo z Jaźwicy reprezentuje przystropową część żywetu: bliżej nieokreślone pogranicze poziomów *disparilis* i *asymmetricus* (G. Racki, 1988, w przygotowaniu). Nie można jednak wykluczyć, że w kilku przypadkach (Marzysz, Posłowice, Sowie Górki) spąg tej jednostki jest starszy, a przedział niepewności sięga nawet poziomu *varcus*.

U w a g i . Ogniwo wapienia mikrytowego z Jaźwicy zostało wyróżnione jako korelacyjny horyzont litologiczny, odzwierciedlający ważne zdarzenie transgresywne inicjujące cykl G-II (G. Racki, 1985, 1986b). Przy rozpoznawaniu tego wydzielenia należy brać pod uwagę łącznie cechy litologiczne i charakter fauny skałotwórczej. Smugi margliste i pokrój falisto-gruzłowy mogą się pojawiać i w innych partiach formacji z Kowali. Z kolei liczna fauna muszlowa (ale nie liliowce) może występować już znacznie poniżej ogniwa z Jaźwicy – w górnej części wapieni i dolomitów stringocefalowych, w tzw. poziomie ambocelidowym (G. Racki, w przygotowaniu).

OGNIWO WAPIENIA MASYWNEGO Z KADZIELNI

D e f i n i c j a . Jasny, na ogół nieławicony wapień organogeniczny, głównie typu "bindstone". Fauna skałotwórcza zdominowana jest przez blaszkowe stromatoporoidy i urozmaicony zespół *Tabulata*. Wapień tworzy izolowane wystąpienia w postaci bioherm o maksymalnej miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Typowym składnikiem jest mikrytowe tło skalne; często występują struktury parasolowe pod płaskimi

szkieletami oraz, rzadziej, struktury *stromatactis*. Podrzędny udział mają wkładki muszlowcowe i szkarłupniowe oraz "gniazda" ramienionogów.

D o t y c z a s o w e n a z e w n i c t w o . Wyróżnione ogniwo odpowiada tylko częściowo wapieniowi kadzielniańskiemu w rozumieniu F. Roemera (1866) G. Güricha (1896), D. Sobolewa (1909) i J. Czarnockiego (1948, 1950; por. dyskusja u M. Szulczewskiego, 1979). To samo dotyczy warstw kadzielniańskich według definicji J. Kaźmierczaka (1971b). Wymienieni autorzy stosowali dyskutowaną nazwę w różnym, nie zawsze sprecyzowanym znaczeniu, przy czym zwykle obdarzali nią również słabo uławiczone utwory detrytyczne. Przyjęta definicja obejmuje jedynie biohermalną odmianę tak szeroko rozumianego "wapienia kadzielniańskiego", zgodnie z koncepcją M. Szulczewskiego i G. Rackiego (1981). Z wcześniejszych autorów G. Gürich (1896, str. 80) wyróżniał w obrębie swojego wapienia kadzielniańskiego wapień podstawowy, tj. koralowcowy typ wapienia ("Kadzielnia-Hauptkalk"), a D. Sobolew (1909, str. 363-364) pisał o odmianie soczewkowej szeroko przez siebie rozumianego wydzielenia.

S t r a t o t y p y . Profile typowe są odsłonięte w nieczynnym kamieniołomie Kadzielnia w Kielcach oraz w przekopie kolejowym Kowala.

G r a n i c e . Na Kadzielni widoczny jest górny fragment dużej biohermy przykrytej przez różne, wymienione wcześniej, ogniwa młodszego franu i famenu (fig. 2). Natomiast w przekopie koło Kowali występuje część niewielkiej biohermy (kompleks C według M. Szulczewskiego, 1971). Graniczy ona ostro: od dołu z mikrytowymi wapieniami koralowcowymi, a od góry z wapieniami ramienionogowymi. W kamieniołomie Wola istniało przejściowo odsłonięcie niewielkiej biohermy wapienia kadzielniańskiego w obrębie utworów biostromalnych typowych dla warstw sitkówczańskich (M. Szulczewski, G. Racki, 1981). Podobna sytuacja zaznacza się przypuszczalnie na Kadzielni, gdzie ku zachodowi pojawiają się utwory z wyraźniejszym uławiczeniem, zawierające, według niektórych autorów, podrzędne biohermy (M. Pajchłowa, A. Stasińska, 1965; M. Szulczewski, 1979, Fig. 5; por. też M. Szulczewski, G. Racki, 1981). W innych odsłonięciach, np. na Górze Cmentarnej w Kielcach (S. Gawlik, 1986), dolna granica ma charakter stopniowego przejścia w jasne wapienie stromatoporooidowe.

W y s t ę p o w a n i e . Opisywane ogniwo jest jednostką obocznie nieciągłą, stwierdzoną do tej pory niewątpliwie jedynie w dwóch pasach odsłonięć: północnym, obejmującym Kadzielnę, Górę Cmentarną i Wietrznę, oraz południowym, od Jaźwicy po Kowalę (M. Szulczewski, G. Racki, 1981). Szereg innych, cytowanych w literaturze, stanowisk wymaga natomiast potwierdzenia (np. rejon Dalnia-Karczówka). Dotyczy to również kamieniołomów Karwów (J. Samsonowicz, 1917, 1934) i Szczukowskie Górki, gdzie, jak się wydaje, odsłonięte obecnie utwory należą w większości do facji detrytycznych wyższego franu.

M i ą ż s z o ś ć . Największa ze znanych bioherm – na Kadzielni – ma stwierdzoną miąższość około 50 m przy rozciągłości obocznej przypuszczalnie rzędu kilkuset metrów (D. Sobolew, 1909). Znacznie mniejsze biohermy z rejonu Kowali osiągają rozmiary odpowiednio 4 i około 16 m.

O p i s . Dokładniejsza charakterystyka biolitytów "warstw kadzielniańskich" podana została przez J. Kaźmierczaka (1971b); utwory te opisali również M. Szulczewski (1971, 1979, 1981a) oraz M. Szulczewski, G. Racki (1981).

W i e k . Według M. Szulczewskiego (1979, 1981a) wapień kadzielniański jest na Kadzielni starszy od otulających go utworów detrytycznych. Mieści się on w dolnym franie, sięgając przypuszczalnie nie wyżej niż do środkowego poziomu *asymmetricus* (por. też M. Szulczewski, G. Racki, 1981). Biohermy z rejonu Kowali reprezentują przedział dolny – środkowy poziom *asymmetricus* (*op. cit.*).

WARSTWY STRINGOCEFALOWE

Opisywana jednostka obejmuje dolny fragment formacji z Kowali, jedynie bez części przyspągowej o miąższości około 80 m opisanej przez M. Narkiewicza (w druku) jako jednostka I (fig. 2). Nazwa opisywanego wydzielenia wywodzi się od "*Stringocephalus burtini* Beds", które jednak w pierwotnym znaczeniu (J. Kaźmierczak, 1971b) miały mniejszy zasięg geograficzny i stratygraficzny. G. Gürich (1896) wiązał przynajmniej część opisywanych utworów z warstwami stringocefalowymi okolic Siewierza ("Koralenkalk von Dziwki"; por. też F. Roemer, 1866b). Termin warstwy stringocefalowe według D. Sobolewa (1909; por. tab. 1) należy rozumieć w sensie raczej chronostratygraficznym jako odpowiednik obecnego piętra żyweckiego.

Dolną granicę wydzielenia wyznacza wzbogacenie zespołu skamieniałości o dodatkowe, obok amfiporoidów, grupy takie, jak np. ramienionogi, szkarłupnie i koralowce. Równoległe następuje zanik wkładek dolomikrytowych, silnej domieszki ilastej i relików siarczanowych. Opisywana granica jest widoczna w kamieniołomie Budy (M. Narkiewicz i in., 1981, fig. 42; G. Racki, w przygotowaniu).

Granica górna odpowiada spągowi wapienia z Jaźwicy (fig. 2). Najważniejsze, choć fragmentaryczne, odsłonięcia niższych partii niezdolomityzowanych znajdują się na Sowich Górkach i na Ołowiance koło Miedzianki, a partii przystropowych – na Jaźwicy i na Górze Łgawej, w rejonie Bilczy i w kamieniołomie łabędziowskim (por. też dolna część profilu Góry Sołtysiej; J. Kaźmierczak, 1971b, Fig. 4). Wariant zdolomityzowany występuje w profilu kamieniołomu na Rzepce oraz w otworach wiertniczych Kowala 1 i Jancyzce I. Jednostka ta znana jest z zachodniej części regionu łysogórskiego (Czarnów, Laskowa Góra; patrz dalej).

Najbardziej wyróżniającą cechą warstw stringocefalowych są zespoły szarych kalcylitytów niemal pozbawionych makrofauny, o miąższościach przekraczających 30 m. Występują tu jedynie rzadkie poziomy stromatoroidowe i muszłowcowe, a sporadycznie – wkładki detrytyczne i margliste bądź laminity. Drugą ważną odmianą są różnej grubości (do 10 m) biostromalne kompleksy stromatoroidowe lub stromatoroidowo-koralowcowe. W obrębie zdolomityzowanych ekwiwalentów warstw stringocefalowych M. Narkiewicz (w druku) wyróżnił jednostki II A i II B, z których druga złożona jest z charakterystycznych biostrom tabulatowych, odsłoniętych w kamienioło-

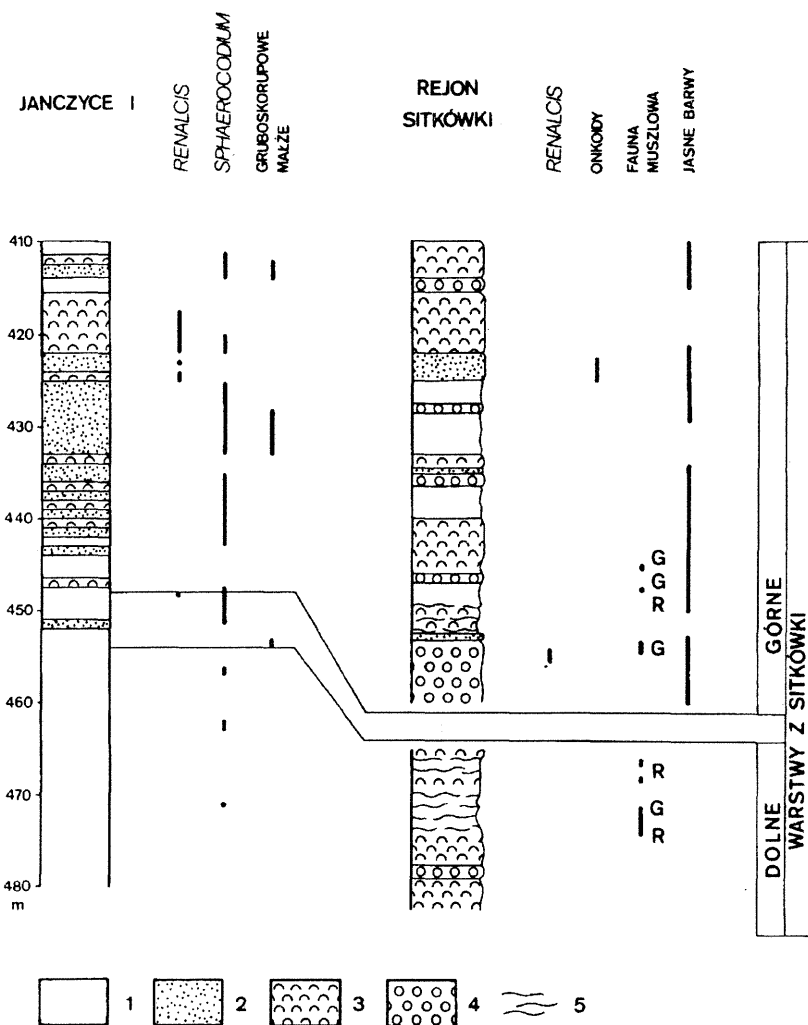


Fig. 4. Granica między dolnymi a górnymi warstwami z Sitkówki w profilach Janczyce I i w rejonie Sitkówki (ten ostatni według J. Kaźmierczaka, 1971b)

1 – kalcylutyty szkieletowe (przewaga tła skalnego nad szkieletami organicznymi); 2 – kalkarenity z dużymi szkieletami; 3 – biolityty; 4 – biocalcyrudyty (przewaga szkieletów nad tłem skalnym); 5 – struktura falisto-gruzłowa; G – ślimaki; R – ramienionogi

Boundary between the Lower and Upper Sitkówka Beds in the Janczyce I section and in the Sitkówka area (the latter – after J. Kaźmierczak, 1971b)

1 – skeletal calcilutites (matrix volumetrically predominant over skeletons); 2 – calcarenites with large skeletons; 3 – biolithites; 4 – biocalciritides (skeletons predominant over matrix); 5 – nodular to wavy bedding; G – gastropods; R – brachiopods

mie na Górze Rzepce. Całkowita miąższość warstw stringocefalowych w otworach wiertniczych Kowala 1 i Janczyce I osiąga 230 m.

Opisywane wydzielenie charakteryzuje się specyficznym zespołem fauny muszlowej, w tym gruboskorupowych ramienionogów i ślimaków (A. Baliński, 1973) oraz stromatoporoidów i koralu (J. Kaźmierczak, 1971b; A. Nowiński, w przygotowaniu; T. Wrzołek, w przygotowaniu). Wyróżnia je ponadto mikrofacja mikrytów z *Leperditia* oraz z urozmaiconymi mikroproblematykami. Diagnostyczne stringocefale mogą być skupione w poziomach muszlowcowych lub rozproszone w biostromach i warstwach mikrytów (G. Racki, 1986a).

WARSTWY CHĘCIŃSKIE

Opisywana jednostka obejmuje występującą w rejonie Chęcinań odmianę utworów wyższej części formacji z Kowala (powyżej ogniwa z Jaźwicy) wyróżniającą się małym udziałem szkieletów koralu i stromatoporoidów (fig. 2). Najpospolitszą odmianą litologiczną są uławiczone, szare wapienie mikrytowe i drobnoziarniste, nierzadko o pokroju gruzłowym, z fauną muszlową (ślímaki, atrypidy) oraz liliowcową. Mniejsze znaczenie mają ławice i zespoły ławic koralowcowych, w tym głównie biostromy z *Disphyllum* (M. Rózkowska, J. Fedorowski, 1972), nie przekraczające 3 m miąższości. Poza tym spotyka się kompleksy laminitów kryptoalgowych oraz płytowych mikrytów spikulowych z wkładkami łupkowymi i rogowcami. Utwory te zostały dokładniej opisane m.in. przez Z. Kotańskiego (1959), J. Kaźmierczaka (1971a), M. Narkiewicza (1973) oraz G. Rackiego, A. Balińskiego (1981). Nazwa jednostki wywodzi się od "Korallenkalk von Chenciny" G. Güricha (1896; por. tab. 1).

Sekwencję typową stanowi profil Góry Zamkowej w Chęcinań, odsłonięty w kamieniołomie zachodnim i na zboczu południowym (kompleksy B – I według G. Rackiego, A. Balińskiego, 1981, Fig. 2). Górna granica jednostki ma tu charakter kontaktu tektonicznego z wyżej leżącymi wapieniami ziarnistymi franu, jej spąg zaś przebiega w pobliżu stropu wapienia mikrytowego z Jaźwicy (na podstawie danych M. Narkiewicza, 1973).

Całkowitą miąższość opisywanego wydzielenia można szacować na 80-100 m, przy czym jego górna część, tj. kompleks I z Góry Zamkowej, wyróżnia się grubym uławiczeniem i gruzłową strukturą. Nieliczne konodonty oraz następstwo ramienionogów sugerują, że dwa najwyższe kompleksy warstw chęcinańskich reprezentują już fran, odpowiadając wiekowo opisanym dalej górnym warstwom sitkówczańskim (G. Racki, w przygotowaniu). Opisywana jednostka obejmuje osady nieco głębszych środowisk śródpłyciznowych zazębiające się z biostromami typu sitkówczańskiego. Zasięg warstw chęcinańskich nie jest ograniczony do Pasma Góry Zamkowej, gdyż należy do nich również część profilu Stokówki i Sitkówki-Kostrzewy (G. Racki, 1985, fig. 3; w przygotowaniu). To ostatnie wystąpienie wydaje się wskazywać na brak ciągłości obocznej opisywanej jednostki, gdyż nie stwierdzono jej obecności w profilach Jaźwicy i otworu wiertniczego Kowala 1.

WARSTWY SITKÓWCZAŃSKIE I ICH PODZIAŁ

Opisywane wydzielenie obejmuje wyższą część formacji z Kowali, leżącą nad ogniwem z Jaźwicy, a rozwiniętą w facjach biostromalnych i zaraflowych. W porównaniu z pierwotną koncepcją J. Kaźmierczaka (1971b) warstwy sitkówczańskie zawężono poprzez wyłączenie jednostek zdefiniowanych w tej pracy: ogniwa z Jaźwicy, warstw chęcińskich, częściowo też warstw stringocefalowych. Ponadto wyłączono najwyższe partie serii opisaną przez cytowanego autora z rejonu Sitkówki i Bolechowic, zaliczone w obecnej pracy do wapieni detrytycznych, przykrywających formację z Kowali. Opisywane warstwy są szeroko rozprzestrzenione w całej południowej części Gór Świętokrzyskich, a ich miąższość waha się od około 200 (Jaźwica, Kowala) do 400-500 m w rejonie Sitkówki.

W niniejszym ujęciu najbardziej typowe dla warstw sitkówczańskich są grube sekwencje amfiporoidowo-laminitowe, osiągające miąższość do 200 m w kamieniołomie Kowala (J. Kaźmierczak, 1971b, fig. 3C). Równie charakterystyczne są zespoły biostrom przechodzących w biorudyty typu "rudstone" złożone głównie z masywnych stromatoporoidów i osiągające grubość 50 m lub nawet więcej. Podrzędny udział mają biostromy koralowcowe, zdominowane najczęściej przez różne *Tabulata*, np. w kompleksie A z przekopu kolejowego Kowala (M. Szulczewski, 1971). Profile typowe jednostki odsłonięte są w kamieniołomach: Kowala w Sitkówce oraz Jaźwica.

Próby rozdzielania opisywanych warstw datują się od czasów D. Sobolewa (1909), który stwierdził częstsze występowanie utworów jaśniejszych i bardziej masywnych w górnej części serii stromatoporoidowo-koralowcowej, przy dominacji ciemnych i wyraźnie uławiconych ku dołowi profilu. J. Kaźmierczak (1971b) sprecyzował kryteria podziału swoich warstw sitkówczańskich, stawiając granicę między dolną a górną ich częścią w spągu grubego (35-40 m) kompleksu jasnych, płytkowych kalcytutytów i drobnoziarnistych kalkarenitów, głównie amfiporowych. Górne warstwy z Sitkówki wyróżniałyby się według cytowanego autora większym udziałem biokalcytutytów i struktur glonowych, a także odmiennym zespołem stromatoporoidów masywnych. Opisywana granica została przez J. Kaźmierczaka (1971b) udokumentowana jedynie w profilu kamieniołomu Kowala w Sitkówce (*op. cit.*, fig. 3C, granica jednostek 17 i 18).

Aspekt litostratygraficzny podziału dokonanego przez J. Kaźmierczaka budzi następujące wątpliwości: (1) jasne kompleksy amfiporowe, podobne do "granicznego" zespołu w opisywanym podziale, powtarzają się wielokrotnie w analizowanych profilach, np. w stratotypowej sekwencji Sitkówki, co podważa ich wartość jako obiektywnego wyróżnika litostratygraficznego; (2) sekwencje grubookruchowe, m.in. z północnego skrzydła synkliny gałęzickiej, aczkolwiek uznawane przez J. Kaźmierczaka za typowe dla górnych warstw z Sitkówki, wydają się reprezentować całkowicie odrębną litofację. Zostały one w niniejszej pracy zaliczone już do wapieni detrytycznych, przykrywających w wielu miejscach formację z Kowali.

Niżej zarysowana propozycja podziału warstw sitkówczańskich wypływa z dwóch ogólnych przesłanek. Po pierwsze, opiera się ona na teoretycznej koncepcji dwufazowego rozwoju serii stromatoporoidowo-koralowcowej, z fazą ławicową (inaczej –

platformy stromatoporoidowo-koralowcowej) poprzedzającą fazę rafową – rozwój kompleksu rafy dymińskiej (M. Szulczewski, 1971, 1979; M. Narkiewicz, 1987, 1988). Z takiego modelu rozwoju sedymentacji wynika, iż w centralnych partiach kompleksu rafowego na biostromalnych utworach platformowych powinny spoczywać zbliżone do nich litologicznie facje zaraflowe. Podobne stosunki stratygraficzne znane są z licznych sekwencji epikontynentalnych środkowego-górnego dewonu całego świata (np. J.L. Wilson, 1975).

Drugą przesłanką proponowanego podziału jest analiza pionowego rozmieszczenia wybranych cech litologicznych i paleontologicznych w ciągłych profilach warstw sitkówczańskich (fig. 4). Dobór analizowanych cech nie był przypadkowy, lecz podyktowany przypuszczeniem o ich diagnostycznym charakterze dla facji zaraflowych.

W wyniku powyższej analizy okazało się, że badane profile charakteryzuje wyraźna polaryzacja pod względem rozmieszczenia kilku cech, w tym zwłaszcza barwy (niżej – odcienie ciemniejsze, wyżej – jaśniejsze), obecności glonów *Renalcis* (wyłącznie góra) i udziału (większego ku górze) ławic detrytycznych, w tym zwłaszcza z dużymi (powyżej 10 cm) szkieletami masywnymi. Ponadto, w profilach Janczyce I oraz Bolechowice-Panek (J. Kaźmierczak, 1971b, fig. 5F) typowymi składnikami najwyższej części omawianych warstw są również grube skorupy megalodonów oraz struktury glonowe typu *Sphaerocodium*.

Opisane następstwo cech można uzasadnić na gruncie teoretycznego modelu sekwencji platformowo-rafowej. Jasne barwy osadu oznaczają ogólnie lepsze natlenienie środowiska sedymentacji, związane przypuszczalnie z wyższą energią wód – zrozumiałą w przypadku izolowanego kompleksu rafowego otoczonego głębszym basenem szelfowym. Ogólnie większa dynamika wód środowiska zaraflowego niż platformowego może również tłumaczyć większy udział utworów detrytycznych, a także form onkolitowych typu *Sphaerocodium*. Z kolei glony *Renalcis* są diagnostyczne dla frańskich facji rafowych *sensu stricto* (J.L. Wray, 1972).

Wymienione cechy diagnostyczne dla wyższej części warstw sitkówczańskich nie pojawiają się w profilach równocześnie, lecz w interwale pośrednim o grubości od 6 (Janczyce I) do około 30 m (Kowala 1, głęb. 510-540 m). Jest to zrozumiałe przy założeniu, że transgresja podstawowa franu, odpowiedzialna za zatopienie większej części platformy stromatoporoidowo-koralowcowej, nie miała charakteru katastroficznego (M. Narkiewicz, 1987, 1988). Zatem, przy ogromnym potencjale osadotwórczym organizmów (np. W. Schlager, 1981), dość było czasu na wykształcenie się stosunkowo miększych utworów przejściowych między fazami platformową a rafową.

Zakładając że opisywany podział odzwierciedla udział podstawowej transgresji frańskiej w rozwoju sedymentacji, mógłby on odegrać znaczną rolę w korelacji chronostratygraficznej (G. Racki, w przygotowaniu). Dotychczasowe dane bio- i chronostratygraficzne wskazują, że opisywane pogranicze dolnych i górnych warstw sitkówczańskich przebiega w pobliżu granicy żywetu z franem (G. Racki, w przygotowaniu). W stratotypowym rejonie Sitkówki granica ta odsłania się przypuszczalnie w części kamieniołomu Kowala (fig. 4) obecnie niedostępnej dla dokładniejszych

badań. Biegnie ona zatem ponad 120 m niżej niż to pierwotnie zakładał J. Kaźmierczak (1971b, profil Sitkówka IV na fig. 2B).

ASPEKT PONADREGIONALNY

Problem rozprzestrzenienia formacji dolomitów i wapieni z Kowali poza regionem kieleckim jest sprawą przyszłych badań. W tym rozdziale przedstawione zostaną jedynie wybrane kwestie dotyczące przypuszczalnych ekwiwalentów z obszarów położonych dalej na północ i na południe.

REGION ŁYSOGÓRSKI

Ostatnie badania biostratygraficzne, oparte na konodontach, umożliwiły wyjaśnienie wielu znanych od dawna różnic w wykształceniu utworów środkowodewońskich między regionami kieleckim a łysogórskim. W świetle tych badań konieczna jest istotna rewizja dotychczasowych koncepcji zróżnicowania paleogeograficznego i rozwoju fałdalnego wspomnianych utworów (J. Czarnocki, 1950; M. Pajchłowa, 1968).

Okazuje się, że nie jest uzasadniona sugerowana przez wielu badaczy, począwszy od G. Güricha (1896), korelacja dolomitów i wapieni amfiporowych formacji wojciechowickiej synkliny bodzentyńskiej z serią stromatoroidowo-koralowcową regionu południowego. Te pierwsze utwory należą jeszcze do eiflu (J. Malec, 1984; J. Kłossowski, 1985), jest więc bardzo prawdopodobne, że odpowiadają dolomitom krypto- i drobnokrystalicznym bez fauny regionu kieleckiego. Również wiązanie "raflowych" wapieni warstw pokrzywiańskich z wapieniem kadzielniańskim (np. ostatnio S. Orłowski, A. Radwański, 1986) okazało się nietrafne, gdyż te pierwsze reprezentują niższy żywet, a dokładnie dolny poziom *varcus* (J. Malec, 1984), i mogą być w związku z tym częściowym ekwiwalentem wiekowym niższych partii warstw stringocefalowych.

W świetle przedstawionych danych wydaje się, że odpowiednikiem większości formacji z Kowali (ewentualnie bez jej ogniów najniższych) są słabo poznane i prawie nieodśłonięte łupkowe warstwy nieczulickie (=formacja śniadkowska J. Kłossowskiego, 1985) i, być może, część warstw kostomłockich według schematu J. Czarnockiego (1950). Nie ma więc raczej podstaw do wyróżniania opisanej formacji w rejonie synkliny bodzentyńskiej. Skala diachronizmu porównywalnych utworów z południa i północy Gór Świętokrzyskich sugeruje istnienie nieciągłości paleogeograficznej między obu obszarami, przypuszczalnie o uwarunkowaniach paleotektonicznych (rozłam świętokrzyski – J. Głazek, J. Kutek, 1976).

Powyższy wniosek nie dotyczy w pełni sekwencji żyweckiej w zachodniej (kostomłockiej) części regionu łysogórskiego. Nie ulega tu wątpliwości obecność warstw stringocefalowych wykształconych jako wapienie (Czarnów) lub dolomity (Laskowa Góra) – G. Racki i in. (1985). Strop tych utworów nie przekracza środkowego poziomu *varcus*, toteż wydają się one odpowiadać co najwyżej dolnej części formacji z Kowali z obszarów położonych bardziej na południe. Leżące nad warstwami stringocefalowymi

wapienie i margle organogeniczne (warstwy z Laskowej Góry – G. Racki, w przygotowaniu) zawierają wprawdzie biostromy i biohermy koralowcowe, jednakże znaczna domieszka ilasta oraz specyficzny zespół fauny szkieletowej wskazują na odmienną pozycję facjalną tych utworów, szybko wyklinowujących się w stronę głębszych partii basenu (dane J. Malca, M. Rup, 1987).

Ważną zmianą facjalną w rejonie kostomłockim był początek pelagicznej sedymentacji warstw szydlówcekich (G. Racki i in., 1985). Zazębienie się spągowej części tego grubego kompleksu marglistego z wapieniami ziarnistymi (Laskowa Góra, Szydłówek) oraz dane konodontowe wskazują na nieco diachroniczny charakter tej granicy litologicznej. Mimo to, nie ulega wątpliwości jej przynajmniej przybliżona korelacja z początkiem sedymentacji wapienia z Jaźwicy. Odpowiednikiem dolnych warstw sitkówczańskich byłyby więc głównie warstwy szydlówcekie, co sugerował już D. Sobolew (1909). Detrytyczne wapienie kostomłockie (por. M. Szulczewski, 1981b) odpowiadają wiekowo wyższej części warstw sitkówczańskich.

OBSZAR NA POŁUDNIE OD GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Utwory zbliżone litologicznie do formacji z Kowali znane są z całego regionu krakowsko-częstochowskiego: z okolic Siewierza (wapienie z Dziewek; F. Roemer, 1866b; G. Gürich, 1896), z rejonu Kluczy (M. Narkiewicz, 1978) i z antykliny Dębника (dolomity ze Zbrzy i wapienie dębnickie; A. Łaptaś, 1983; M. Narkiewicz, G. Racki, 1984). Kwestia formalnego włączenia tych wszystkich utworów do opisanej formacji zależy w dużym stopniu od bardziej szczegółowego udokumentowania obocznej ciągłości serii stromatoporoidowo-koralowcowej w południowej Polsce, a zwłaszcza ewentualnego charakteru gradientów litologicznych w jej obrębie. Kluczowe znaczenie ma tu wykształcenie węglanowych utworów żywetu i franu podłoża niecki miechowskiej. Niestety informacje opublikowane o tych utworach są tak ogólnikowe, że nie pozwalają na dokładniejsze porównania z profilem Gór Świętokrzyskich (J. Kicuła i H. Żakowa, 1972; H. Jurkiewicz, 1975). Z cytowanych prac wynika jedynie, iż utwory zaliczane do żywetu wykształcone są jako dolomity (zwykle dolna część) i wapienie (na ogół góra), często obfitujące w szkielety stromatoporoidów i koralowców. W rzeczywistości obecność licznych szczątków amfipor jest głównym kryterium wydzielenia żywetu m.in. w otworach wiertniczych Biała Wielka IG 1, Węgrzynów IG 1 (H. Jurkiewicz, 1975), Dobiesławice 1, Kobylniki 1, Kalina 1, Raclawice 2 i Strożyska 5 (J. Kicuła, H. Żakowa, 1972). Występowanie dolomitów i wapieni amfiporowych sugeruje możliwość przedłużania się formacji z Kowali na obszar niecki miechowskiej, ale konieczne są tu w przyszłości dokładniejsze badania litologiczne. Również występowanie wapieni z li-

czną fauną koralowcowo-stromatoporoidową, zaliczanych w cytowanych pracach już do franu, wymaga dalszych badań, w tym zwłaszcza sposobu zachowania i wieku fauny.

Zakład Geologii Ziół
Surowców Skalnych i Chemicznych
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Katedra Paleontologii i Stratygrafii
Uniwersytetu Śląskiego
Sosnowiec, ul. Mielczarskiego 60
Nadesłano dnia 14 maja 1990 r.

PIŚMIENNICTWO

- BALIŃSKI A. (1973) – Morphology and paleoecology of Givetian brachiopods from Jurkowice-Budy (Holy Cross Mountains, Poland). *Acta Pal. Pol.*, **18**, p. 269-293, nr 3.
- CZARNOCKI J. (1938) – Ogólna Mapa Geologiczna Polski. Arkusz 4: Kielce. Państw. Inst. Geol.
- CZARNOCKI J. (1948) – Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **17**, p. 237-299.
- CZARNOCKI J. (1950) – Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **1**, p. 1-404.
- CZERMIŃSKI J. (1960) – Rozwój litologiczny serii węglanowej dewonu południowej części Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, p. 31-104.
- FILONOWICZ P. (1968) – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Ark. Morawica. Inst. Geol. Warszawa.
- FILONOWICZ P. (1973) – Budowa geologiczna SW części Gór Świętokrzyskich. *Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- GAWLIK S. (1986) – Fran wschodniej części Pasma Kadzielniańskiego (Góra Cmentarna, Psie Górki). *Arch. UŚl. Sosnowiec*.
- GŁAZEK J., KUTEK J. (1976) – Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. *Przew. 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 14-51. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- GÜRICH G. (1896) – Das Palaeozoicum im Polnischen Mittelgebirge. *Verh. Rus.-Kais. Min. Ges., Ser. II*, **32**.
- GÜRICH G. (1899-1901) – Nachtraege zum Palaeozoicum des Polnischen Mittelgebirges. *Neues Jb. Miner. Beil.-Bd*, **13**, p. 331-388.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A. (1985) – Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, p. 567-587, nr 5.
- JURKIEWICZ H. (1975) – Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **283**, p. 5-100.
- KAŹMIERCZAK J. (1971a) – Kamieniołom na Górze Zamkowej. *Przew. 43 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 26-29. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- KAŹMIERCZAK J. (1971b) – Morphogenesis and systematics of the Devonian Stromatoporoidea from the Holy Cross Mountains, Poland. *Palaeont. Pol.*, **26**, p. 1-150.
- KICUŁA J., ŻAKOWA H. (1972) – Dewon i karbon w podłożu południowej części niecki miechowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, p. 165-228, z. 2-3.
- KŁOSSOWSKI J. (1985) – Sedymentacja środkowego dewonu w regionie łysogórskim (profil Świętomarz – Śniadka). *Prz. Geol.*, **33**, p. 264-267, nr 5.

- KOTAŃSKI Z. (1959) – Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Wyd. Geol. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RÜHLE E. (1965) – Zarys geologii Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- LAPTAŚ A. (1983) – Sedymentacja utworów węglanowych dewonu środkowego regionu Dębnika. Stud. Geol. Pol., **75**, p. 59-100.
- MALEC J. (1984) – Nowe dane o stratygrafii dewonu w profilu Grzegorzowice-Skały. Kwart. Geol., **28**, p. 782-783, nr 3/4.
- MALEC J., RUP M. (1987) – Dewon w otworze wiertniczym Podgace IG 1. Kwart. Geol., **31**, p. 226-227, nr 1.
- NARKIEWICZ M. (1973) – Dewon pasma Góry Zamkowej w Chęcinach. Arch. Inst. Geol. Podst. UW. Warszawa.
- NARKIEWICZ M. (1978) – Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. Acta Geol. Pol., **28**, p. 415-470, nr 4.
- NARKIEWICZ M. (1981) – Stratygrafia węglanowych utworów dewonu świętokrzyskiego na wschód od Łagowa. Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 82-88. Wyd. Geol. Warszawa.
- NARKIEWICZ M. (1985) – Badania dewońskiego szelfu węglanowego południowej Polski. Prz. Geol., **33**, p. 253-258, nr 5.
- NARKIEWICZ M. (1987) – Zdarzenia na późnodewońskim szelfie południowej Polski i ich znaczenie stratygraficzne. Kwart. Geol., **31**, p. 581-597, nr 4.
- NARKIEWICZ M. (1988) – Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir, **14**, p. 619-635, cz. 2.
- NARKIEWICZ M. (w druku) – Procesy dolomityzacji mezogenetycznej na przykładzie żywetu i franu Gór Świętokrzyskich. Pr. Państw. Inst. Geol., **132**.
- NARKIEWICZ M., OLKOWICZ-PAPROCKA I. (1983) – Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Kwart. Geol., **27**, p. 225-256, nr 2.
- NARKIEWICZ M., OLKOWICZ-PAPROCKA I., ROMANEK A., TARNOWSKA M. (1981) – Stratygrafia i problematyka geologiczno-surowcowa dewonu wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 256-294. Wyd. Geol. Warszawa.
- NARKIEWICZ M., RACKI G. (1984) – Stratygrafia dewonu antykliny Dębnika. Kwart. Geol., **28**, p. 513-546, nr 3.
- NOWIŃSKI A. (w przygotowaniu) – Tabulata from the Givetian and Frasnian of the Holy Cross Mts. and Silesia Upland.
- ORŁOWSKI S., RADWAŃSKI A. (1986) – Middle Devonian sea-anemone burrows, *Alperitina sanctacrucensis* ichnogen. et ichnospec. n., from the Holy Cross Mountains. Acta Geol. Pol., **36**, p. 233-249, nr 1-3.
- PAJCHŁOWA M. (1968) – Dewon. W: Budowa geologiczna Polski, **1**, p. 313-362. Inst. Geol. Warszawa.
- PAJCHŁOWA M., STASIŃSKA A. (1965) – Formations recifales du Devonien des Monts de Sainte-Croix (Pologne). Acta Palaeont. Pol., **10**, p. 249-259, nr 2.
- RACKI G. (1981) – Stratygrafia i tektonika utworów dewonu środkowego i górnego w kamieniołomie Jazwica. Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 171-179. Wyd. Geol. Warszawa.
- RACKI G. (1985) – Cykliczność sedymentacji a podział stratygraficzny dewońskiej serii stromatoporoidowo-koralowcowej Gór Świętokrzyskich. Prz. Geol., **33**, p. 267-270, nr 5.
- RACKI G. (1986a) – Brachiopod ecology of the Devonian carbonate complex, and problem of brachiopod hyposalinity. W: Les brachiopodes fossiles et actuels. Biostratigraphie du Paleozoique, **4**, p. 363-373.
- RACKI G. (1986b) – Middle to Upper Devonian boundary beds of the Holy Cross Mts.: Brachiopod response to eustatic events. Lecture Notes in Earth Sciences, **8**, p. 203-212.
- RACKI G. (w przygotowaniu) – Ecostratigraphic analysis of the Givetian to Frasnian boundary beds of the Holy Cross Mts.
- RACKI G., BALIŃSKI A. (1981) – Environmental interpretation of the atrypid shell beds from the Middle to Upper Devonian boundary beds of the Holy Cross Mts. and Cracow Upland. Acta Geol. Pol., **31**, p. 177-211, nr 3-4.
- 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. Ac. Earth Sc., **33**, p. 159-171, nr 3-4.

- ROEMER F. (1866a) – Geognostische Beobachtungen im Polnischen Mittelgebirge. Z. Deutsch. Geol. Ges., 18, p. 667-690.
- ROEMER F. (1866b) – Über der Auffindung devonischer Kalksteinschichten bei Siewierz im Koenigreiche Polen. Z. Deutsch. Geol. Ges., 18, p. 433-438.
- ROMANEK A., RUP M. (1990) – Podział stratygraficzny dewonu w profilu otworu Kowala 1. Kwart. Geol., 34, p. 221-242, nr 2.
- RÓŻKOWSKA M., FEDOROWSKI J. (1972) – Genus *Disphyllum* de Fromentel (Rugosa) in the Devonian of Poland and its distribution. Acta Palaeont. Pol., 17, p. 265-332, nr 3.
- SAMSONOWICZ J. (1917) – Utwory dewońskie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Pr. Tow. Nauk. Warsz. III – Wyd. Nauk Mat. Przyr., 20, p. 1-69.
- SAMSONOWICZ J. (1934) – Objaśnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SCHLAGER W. (1981) – The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. Geol. Soc. Am. Bull., 92, p. 197-211, nr 1.
- SOBOLEW D. (1909) – Sriednij dewon Kielecko-Sandomirskowo Kriaża. Mat. Geol. Ross., 24, p. 4-536.
- SZULCZEWSKI M. (1971) – Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., 21, p. 1-128, nr 1.
- SZULCZEWSKI M. (1978) – The nature of unconformities in the Upper Devonian – Lower Carboniferous condensed sequence in the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., 28, p. 283-298, nr 3.
- SZULCZEWSKI M. (1979) – Devonian carbonate platform of the Holy Cross Mts. W: 3rd Int. Symp. Fossil Cnidarians Guidebook, p. 5-36. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZULCZEWSKI M. (1981a) – Kadzielnia (wycieczka). Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 110-115. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZULCZEWSKI M. (1981b) – Stratygrafia franu wapieni kostomłockich. Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 222-225. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZULCZEWSKI M. (1982) – Podstawowe problemy stratygrafii dewonu w Polsce. Biul. Geol. Wyd. Geol. UW, 25, p. 267-299.
- SZULCZEWSKI M., RACKI G. (1981) – Early Frasnian bioherms in the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., 31, p. 147-162, nr 3-4.
- TSIEN H.H. (1981) – Ancient reefs and reef carbonates. Proc. 4th Int. Coral Reef Symp., 1, p. 601-609.
- WILSON J.L. (1975) – Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York.
- WRAY J.L. (1972) – Environmental distribution of calcareous algae in Upper Devonian reef complexes. Geol. Rdsch., 61, p. 578-584, nr 2.
- WRZOLEK T. (1988) – Tetracoral zonation of the stromatoporoid-coral limestones, southwestern Holy Cross Mts., Poland. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 14, p. 413-424, cz. 3.
- WRZOLEK T. (w przygotowaniu) – Rugosa from the Givetian and Frasnian of the Holy Cross Mts.
- ZASADY POLSKIEJ KLASYFIKACJI, TERMINOLOGII I NOMENKLATURY STRATYGRAFICZNEJ (1975) – Instrukcje i metody badań geologicznych, z. 33. Inst. Geol. Warszawa.

Marek NARKIEWICZ, Grzegorz RACKI, Tomasz WRZOŁEK

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE DEVONIAN
STROMATOPOROID-CORAL CARBONATE SEQUENCE
IN THE HOLY CROSS MOUNTAINS

S u m m a r y

The stromatoporoid-coral series forms an important member within the epicontinental Devonian sequence in the Holy Cross Mts (southern Poland); it is ascribed to the Givetian and lower Frasnian in the southern and western part of the area (Fig. 1). Most of the series is here included into the formal lithostratigraphic unit defined as the Kowala Formation built of coral-stromatoporoid dolostones and limestones, with total thickness ranging from 330 to 800 m. The formation consists mainly of skeletal *in situ* accumulations together with accompanying inorganic deposits, but excluding organodetrital limestones developed as fore-reef and reef-cap facies (Fig. 2). The lowest part of the formation is ascribed to the informal unit I (M. Narkiewicz, in press) some 80 m thick, and representing a seabka sequence with a small proportion of biostromal deposits. Higher up, the informal Stringocephalus Beds are described, with thickness up to 230 m, containing several characteristic horizons of gray, almost unfossiliferous calcilitites with thicknesses exceeding 30 m. The Stringocephalus Beds are overlain by the Jaźwica Member built of micritic limestone. It is an important key horizon, from 2.2 to 13.1 m thick, developed as thin-bedded marly mudstones to packstones bearing an exceptionally diverse faunal assemblage (cf. AG-level of G. Racki, 1986b). In the upper part of the Kowala Formation we define the Sitkówka Beds, the lower portion of which represents a top of the biostromal platform, while the upper one (Fig. 4) embraces areally restricted occurrences of the Frasnian reef-limestones (cf. M. Narkiewicz, 1988). In turn, the Kadzielnia Member, built of a massive limestone, represents Frasnian bioherms of variable size, occurring in the uppermost part of the Kowala Formation. In the southern part of the investigated area we define the Chęciny Beds with a considerable proportion of platy and nodular-like limestones, lacking any larger skeletal accumulations. Lower part of the Kowala Formation underwent dolomitization which encompassed successively higher lithostratigraphic units, from south to north: unit I, Stringocephalus Beds (central part of the investigated area), up to the Sitkówka Beds and the Kadzielnia Member (M. Narkiewicz, in press).