

UKD 551.734.022 + 551.834:552.54:550.822:551.351/352 061(438.132 Góry Świętokrzyskie – 11 Janczyce 1)

Marek NARKIEWICZ, Irena OLKOWICZ-PAPROCKA

Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich

Na podstawie głębokiego otworu wiertniczego Janczyce 1 (1251,6 m) – najpełniejszego z opisanych dotychczas profilów dewońskiej serii węglanowej w Górach Świętokrzyskich – zdefiniowano osiem nieformalnych jednostek litostratygraficznych, reprezentatywnych dla wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego oraz rejonu Bud–Jurkovic. Zestawiony w ten sposób podstawowy szkielet litostratygraficzny umożliwia korelację profilów wierceń surowcowych oraz odsłonięć opisanych z tego obszaru, a także ekstrapolację wyróżnionych jednostek na sąsiednie obszary. Jednostki te nawiązują częściowo do wydzieleni dawniejszych badaczy, w wielu jednak przypadkach można było obecnie ściślej sprecyzować ich definicje i granice oraz rozszerzyć opisy litologiczne. Zrywając z dotychczasową praktyką stratygraficzną, dyskusję dotyczącą chronostratygrafii opisywanych utworów oddzielono od opisu następstwa litologicznego.

WSTĘP

We wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego (por. fig. 1) profil osadów dewonu, podobnie zresztą jak w całych Górach Świętokrzyskich, jest wyraźnie dwudzielny i różnicuje się na część dolną – utwory detrytyczne o miąższości 100–260 m, oraz górną – różnorodne skały węglanowe o grubości nieco przekraczającej 1100 m. Kilkakrotnie cieńsza seria detrytyczna ma obecnie, dzięki pracom M. Tarnowskiej (1967, 1971, a zwłaszcza 1976), stosunkowo szczegółową dokumentację litologiczną wraz z dokładnym, nieformalnym podziałem litostratygraficznym opartym na trzech uzupełniających się profilach wiertniczych: Winna 1, Winna 2 i Haliszka 1. Grube natomiast utwory węglanowe nie miały do tej pory pełniejszego opracowania litologicznego, które dałoby podstawę do dokładniejszych podziałów. Słaby stopień odsłonięcia sprawił, iż wczesne, ubiegłowieczne prace geologiczne omijały wschodnią część Gór Świętokrzyskich i nie tu, lecz na zachodzie i północy powstawały zręby stratygrafii dewonu (J. Samsonowicz, 1917; por. też M. Narkiewicz, 1981). Późniejsze badania opierały się na izolowanych, niewielkich odsłonięciach (J. Samsonowicz, 1917, 1934; H. Ozonkova, 1961)

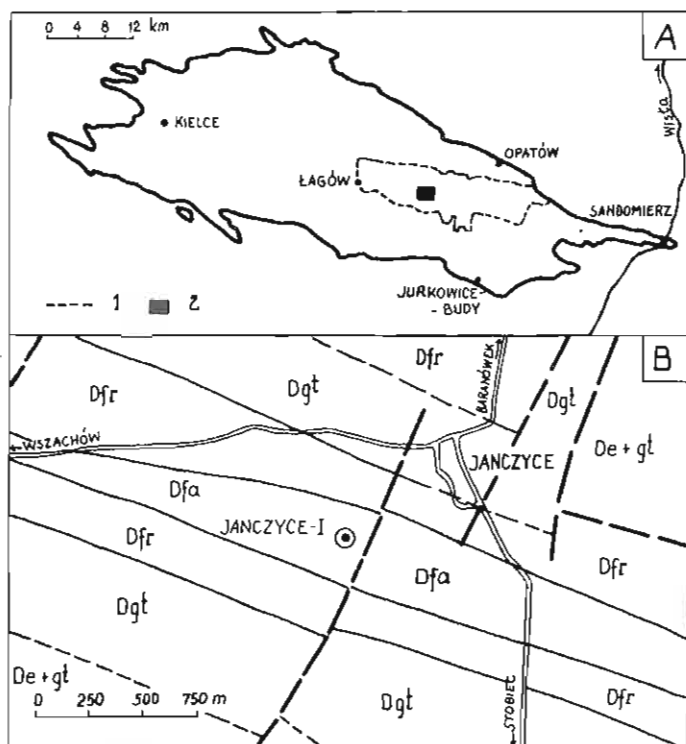


Fig. 1. Lokalizacja terenu badań (A) na tle zarysu trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich oraz lokalizacja otworu wiertniczego Janczyce I (B) na tle wycinka mapy geologicznej odkrytej (wg I. Olkowicz-Paprockiej)

Location of the investigated area (A) against the outline of the Góry Świętokrzyskie Mts Paleozoic core and location of the investigated Janczyce I borehole (B) against the solid geological map (according to I. Olkowicz-Paprocka)

1 – kontur wschodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego; 2 – obszar przedstawiony na fig. 1B; De + gt – dolomity środkowodeńskie; Dgt – wapienie stromatoporooidowo-koralowe („żywet”); Dfr – wapienie ziarniste i margliste franu; Dfa – utwory margliste famenu

1 – outline of the eastern part of the Kielce – Łagów synclinorium developed mostly in the Devonian carbonates; 2 – area shown on Fig. 1B; De + gt – Middle Devonian dolostones; Dgt – Middle Devonian stromatoporooid-coral limestones; Dfr – Frasnian detrital and marly limestones; Dfa – marly Famennian deposits

lub stosunkowo płytkich, surowcowych otworach wiertniczych (m.in. I. Olkowicz-Paprocka, 1974; I. Olkowicz-Paprocka, H. Ozonkowa, 1970). Wykonane w wyniku tych prac schematy stratygraficzne są, przy braku precyzyjnej korelacji biostratygraficznej i wobec znacznych miazszości poszczególnych wydzieleni, jedynie skompilowanymi, zbiorczymi profilami, w ogólny sposób informującymi o podstawowym następstwie litologicznym. Niedokładna znajomość tego następstwa, a zwłaszcza szczegółów litologii i wzajemnych stosunków między jednostkami litologicznymi odbijały się wprost na precyzji podziału litologiczno-surowcowego w obrębie serii węglanowej dewonu.

W latach 1977–1980 podjęto w Zakładzie Geologii Złóż Surowców Skalnych IG badania nad kompleksową dokumentacją geologiczną paleozoiku wschodniej części Gór Świętokrzyskich, gdzie kluczową rolę surowcową odgrywają właśnie węglanowe utwory dewońskie (I. Olkowicz-Paprocka, M. Tarnowska, 1980).

Wobec wyżej naszkicowanego stanu lokalnej stratygrafii tych utworów punktem wyjścia do dalszych badań litologiczno-surowcowych stał się głęboki otwór wiertniczy Janczyce I, zlokalizowany mniej więcej w centrum badanego obszaru, gdzie występuje najpełniejszy profil węglanów dewońskich (fig. 1). Na podstawie tego profilu, pozbawionego jedynie wyższej części famu, sformułowano podział litostratygraficzny (fig. 2), za którego pośrednictwem można było skorelować opracowane do tej pory izolowane odsłonięcia i profile wiertnicze, łącznie z profilami Jurkovic i Bud na południe od badanego obszaru (M. Narkiewicz, I. Olkiewicz-Paprocka i in., 1981).

Ze względu na surowcowy aspekt niniejszego opracowania nie podjęto szerszych badań biostratygraficznych dla dokładniejszego wyznaczenia granic pięter dewońskich w obrębie opracowanego profilu. Stąd też, w przedstawionych niżej krótkich uwagach na temat chronostratygrafii omawianych utworów ograniczono się niemal wyłącznie do wyników już publikowanych. Wśród badaczy dewonu świętokrzyskiego rozpowszechnione jest – i ma długą tradycję – wymienne używanie terminów chrono- i litostratygraficznych, co stanowi praktykę niedopuszczalną w świetle prawideł stratygrafii (*Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej*, 1975). W związku z tym, w dalszej części artykułu starano się wyraźnie oddzielić podział lito- od chronostratygraficznego, dyskutując w stosownych miejscach charakter używanych dotychczas wydzieleni.

PODZIAŁ LITOSTRATYGRAFICZNY

Schemat litostratygraficzny odnoszący się do utworów węglanowych dewonu został w całości opracowany na podstawie pełnordzeniowanego wiercenia Janczyce I (lokalizacja na fig. 1) o głębokości całkowitej 1251,6 m, które objęło utwory dewońskie od stropu serii detrytycznej po niższą część famuńskich utworów marglistych. Gwoli ścisłości należy podkreślić, że profil Janczyce I składa się z dwóch niezależnie wykonanych odcinków wiercenia odległych od siebie w poziomie o kilkanaście metrów (aparatus wiertniczy został nieco przesunięty) i obejmujących interwały 0–550,0 m i 545,0–1251,6 m. Jednakże, zważywszy na bliskie umiejscowienie obu odcinków profilu oraz na spokojną w tym miejscu tektonikę, mało prawdopodobne jest istnienie w dokumentacji stratygraficznej luki większej niż kilkumetrowa.

Otwór wiertniczy Janczyce I został sprofilowany i opróbowany przez autorów w latach 1977–1979, po uprzednim przecięciu rdzenia wiertniczego. Umożliwiło to dokładniejszy opis litologiczny, a ponadto pozwoliło na zachowanie połowy opróbowanego materiału rdzeniowego dla późniejszych badań. Podstawą do przeprowadzenia podziału litostratygraficznego był m.in. profil graficzny w skali 1:50 oraz petrograficzne obserwacje 343 płytek cienkich, 100 odcinków metapleksowych i ponad 200 naszlifów.

Schemat litostratygraficzny (fig. 2) obejmuje 8 nieformalnych jednostek (1–8) o różnej randze i nie ujętych w żaden system hierarchiczny. Definiując poszczególne jednostki opierano się na kryteriach rekomendowanych przez *Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej* (1975), a w szczególności na znacznych makroskopowych i przy tym pierwotnie, sedymentacyjnie uwarunkowanych kontrastach litologicznych. W wielu przypadkach, gdy w grę wchodziły ciągle przejścia w pionie między sąsiednimi jednostkami, przy umiejscowianiu granicy stosowano arbitralne kryteria ilościowe. Kryteria te oraz definicje granic jednostek podano niżej przy ich krótkich opisach. Niektóre jednostki pokrywają

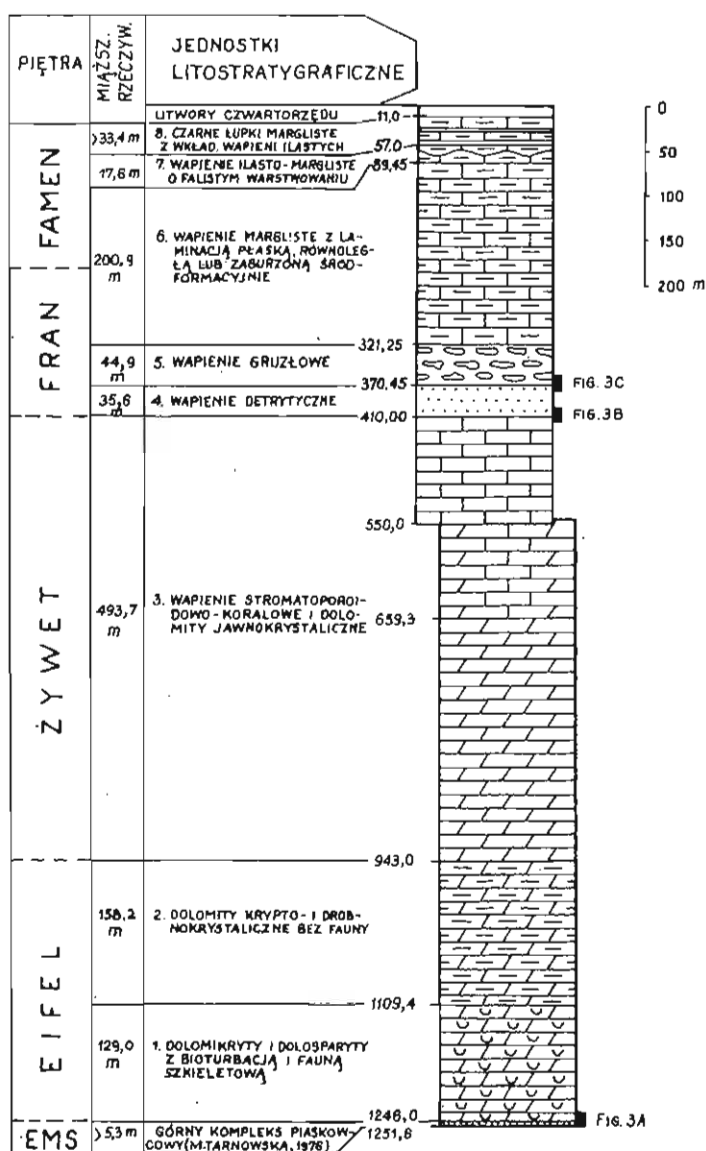


Fig. 2. Podział litostratygiczny węglanowych utworów dewonu w otworze wiertniczym Janczyce I (umiejscowienie granic pięter ma charakter umowny lub przybliżony, por. tekst); po prawej stronie profilu – lokalizacja fragmentów profilu przedstawionych szczegółowo na fig. 3

Lithostratigraphy of the Devonian carbonates in the Janczyce I borehole

się mniej lub bardziej z dotychczasowymi, stosowanymi w praktyce geologicznej wydzieleniami, co również zaznaczono poprzez odniesienia do odpowiedniej literatury.

1. Dołomikryty i dołosparyty z bioturbacją i fauną szkieletową (głęb. 1246,0 – 1109,4 m, miąższość rzeczywista – 129,0 m). Jednostka ta jest odpowiednikiem

dolnej części „dolomitów piętra eifelskiego” J. Samsonowicza (1934, str. 15–16), a także nieco szerzej rozumianych utworów „poziomu dąbrowskiego” („dąbrowskiej serii przejściowej”, „kuwinu”) J. Czarnockiego (1950, str. 34).

W pobliżu spągu jednostki występuje kilkumetrowy zespół skał o przejściowym, dolomityczno-piaszczysto-mułowcowym składzie. Dolną jej granicę, stanowiącą zarazem kontakt między detrytyczną i węglanową serią dewońską, ustalono arbitralnie w stropie najwyższej ławicy piaskowcowej (fig. 3A). Powyżej tej granicy materiał piaszczysto-mułowcowy stanowi jedynie domieszkę w obrębie warstw o wykształceniu dolomitycznym.

Diagnostyczną cechą wyróżniającą omawiane wydzielenie jest obecność w obrębie mniej lub bardziej marglistych, ciemnych dolomikrytów i dolomitów drobnokrystalicznych – urozmaiconych struktur organicznych. Są to różnego rodzaju ślady rycia organizmów, często nadające skale pokrój falisto-gruzłowy; w dolnej części dolomitów towarzyszą im częste szkielety organiczne, m.in. fragmenty liliowców, szkielety gałązkowych *Tabulata*, ramienionogów i ślimaków (tabl. I, fig. 4, 5, 7). Współwystępują z nimi liczne miejscami oczka sparytowe (*bird's eye* – tabl. I, fig. 6). Najpełniejszy profil powierzchniowy tej jednostki opisano z kamieniołomu Jurkowiec (M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka i in., 1981, str. 271).

2. Dolomity krypto- i drobnokrystaliczne bez fauny (głęb. 1109,4–943,0 m, miąższość rzeczywista – 158,2 m). W dotychczasowej literaturze jednostka ta była określana jako „dolomity eiflu” (J. Czarnocki, 1950, str. 40–41) lub górna część „dolomitów piętra eifelskiego” (J. Samsonowicz, 1934, str. 15–16). W podziale I. Olkowicz-Paprockiej i H. Ozonkowej (1970) jednostkę tę połączono z opisaną wyżej, określając jako dolomity margliste z wkładkami łupków marglisto-dolomitycznych – kompleks 6.

Dolną granicę, a zarazem strop niższej jednostki wyznaczono w stropie najwyższej warstwy silnie zbioturbowanego, „falistego” dolomitu drobnokrystalicznego. Powyżej tej granicy nory i inne struktury organiczne występują podrzędnie, pojawiając się dopiero w formie ławic wzbogaconych w szkielety fauny, w pobliżu górnej granicy opisywanej jednostki (por. też opis kamieniołomów Jurkowiec i Budy – M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka i in., 1981). Przy swym ogólnie marglisto-mikrytowym wykształceniu dolomity te charakteryzują się znacznie większą zmiennością litologiczną niż to im do tej pory przypisywano (J. Czarnocki, 1950; J. Czermański, 1960). W ich obrębie występuje szereg stosunkowo cienkich, przeciętnie kilkudziesięciocentymetrowych wkładek zlepieńca lub brękci śródformacyjnej (tabl. II, fig. 10). Ponadto, obok laminowanych dolomikrytów ze strukturami kryptoalgowymi, stosunkowo często występują warstwy i zespoły ławic ziarnistych, w tym m.in. kalkarenitów oolitowych i intraklastycznych (tabl. II, fig. 8, 11; tabl. III, fig. 14). Dla odtworzenia środowiska sedymentacji dolomitów istotne są także relikty ewaporatów w postaci poziomów gruzłowych pseudomorfoz kwarcowych po siarczanach i pseudomorfoz dolosparytowych po halicie (tabl. II, fig. 9; tabl. III, fig. 12, 14).

3. Wapienie stromatoporoidowo-koralowe i dolomity jawnokrystaliczne (głęb. 943,0–410,0 m, miąższość rzeczywista – 493,7 m). W dotychczasowej literaturze jednostka ta, określana ogólnie jako „żywet” (w sensie czysto litologicznym a nie chronostratygraficznym) dzielona była na niższą część – dolomityczną i wyższą – wapienną (por. np. J. Samsonowicz, 1917, str. 51–53; J. Czarnocki, 1950; J. Czermański, 1960). J. Kaźmierczak (1971) w obrębie jej partii wapiennych wydzielił tzw. dolne i górne warstwy z Sitkówki, a poniżej nich – we wschodniej części Gór Świętokrzyskich – warstwy ze *Stringocephalus burtini*. Opieranie

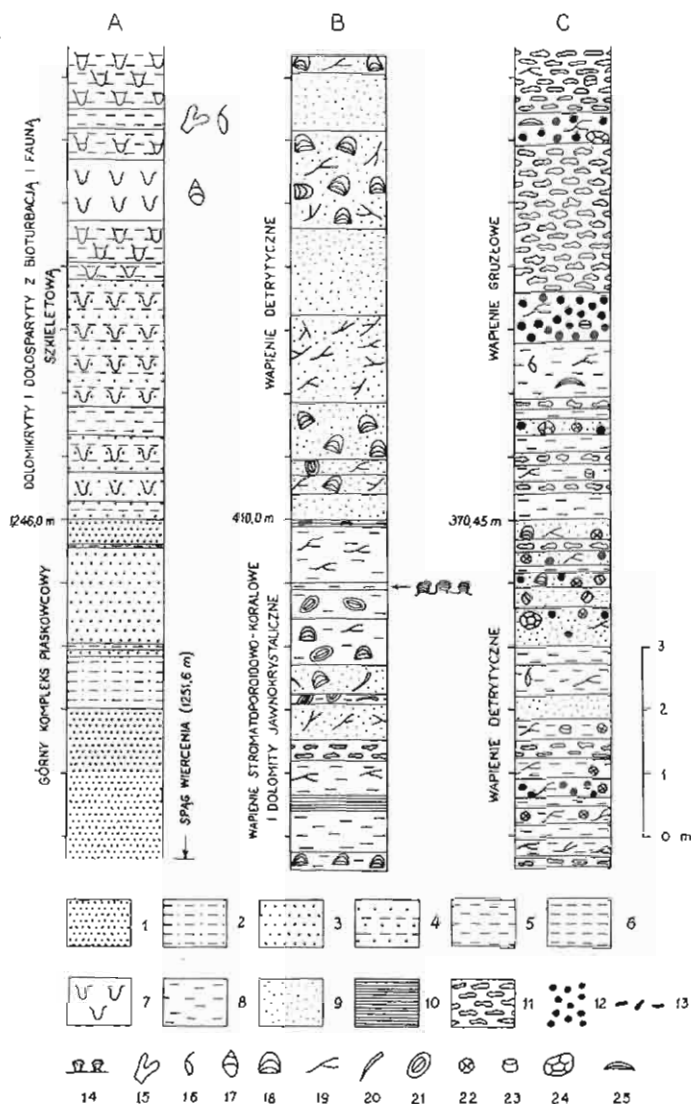


Fig. 3. Wybrane fragmenty profilu Janczyce I obrazujące szczególnie trzy ważne granice litostratigraficzne: A – spąg sekwencji węglanowej, B – spąg wapieni detrytycznych, C – kontakt utworów wapiennych i wapienno-marglistych

Fragments of the Janczyce I profile showing details of three important lithostratigraphic boundaries: A – bottom of the carbonate sequence, B – bottom of the detrital limestone unit, C – contact between the purely calcareous deposits (the detrital limestone unit) and marly deposits (the nodular limestones unit)

1 – piaskowce kwarcowe; 2 – mułowce dolomityczne; 3 – piaskowce dolomityczne; 4 – dolomity piaszczysto-ilaste; 5 – dolomity margliste; 6 – ilowce dolomityczne; 7 – dolomity z bioturbacją; 8 – mikryty-kalcytury (w tym jako tło skalne utworów organogenicznych); 9 – kalkarenity (w tym jako tło skalne utworów detrytycznych); 10 – laminy glonowe; 11 – wapienie gruzłowe; 12 – intraklasty; 13 – oczka sparytowe (*bird's eye*); 14 – stromatolity; szczątki organiczne: 15 – *Tabulata* gałązkowe, 16 – ramienionogi, 17 – ślimaki, 18 – stromatoporoidy inasywne, 19 – stromatoporoidy gałązkowe, 20 – małże, 21 – onkolity, 22 – *Rugosa* gałązkowe, 23 – członki liliwców, 24 – *Rugosa* masywne, 25 – stromatoporoidy blaszkowe; zagęszczenie symboli oznaczających szkielety organiczne i intraklasty odzwierciedla przybliżone proporcje ilościowe w poszczególnych warstwach

podziałów litostratygraficznych – w obecnym rozumieniu tego terminu – na rozróżnieniu „dolomity – wapień” wypływało z przekonania o sedymentacyjnym, facjalnym charakterze granicy między obu odmianami litologicznymi (np. J. Czarnecki, 1950; M. Pajchłowa, 1959; J. Czermiński, 1960). Ostatnio (M. Narkiewicz, 1978c) wykazano, że w rejonie checińskim wspomniana granica odpowiada „zamrożonemu”, nieregularnemu frontowi późnej dolomityzacji i że może w związku z tym przebiegać wśród różnych ogniw wapieni stromatoporoidowo-koralowych. Na badanym obszarze już J. Samsonowicz (1917, 1934) stwierdził silny diachronizm górnego zasięgu dolomityzacji opisując z rejonu Tudorowa i Karwowa zdolomityzowane odpowiedniki frańskiego wapienia kadzielniańskiego, podczas gdy w Budach (J. Samsonowicz, 1930) „wapień żywecki”, tj. warstwy ze *Stringocephalus burkini* J. Kaźmierczaka (1971) zdają się leżeć tuż nad „dolomitami eifelskimi” (por. opis kamieniołomu Budy – M. Narkiewicz, J. Olkiewicz-Paprocka i. in. 1981). Badania terenowe jednego z autorów (M. N.) potwierdziły ponadto dużą nieregularność i brak sedymentacyjnych uwarunkowań opisywanej granicy litologicznej na całym badanym obszarze. Wydaje się zatem, że teza o nieregularnym w pionie i poziomie zasięgu dolomitów znajduje na tyle mocne potwierdzenie w dotychczasowych badaniach, iż należy zrezygnować z rozróżnienia „dolomity-wapień” jako niewystarczającego, również w świetle zasad formalnej litostratygrafii kryterium litostratygraficznego. Dlatego też w niniejszym opracowaniu jako jedno wydzielenie opisano wapień stromatoporoidowo-koralowe, w różnym stopniu, zwłaszcza w dolnej swej części, zastąpione przez jawnokrystaliczne dolomity.

Dolną granicę opisywanej jednostki wyznaczono w profilu Janczyce I w obrębie kilkudziesięciometrowego zespołu, w którym następuje wzajemne przelawienie się marglistych, na ogół krypto- i drobnokrystalicznych dolomitów bez fauny, z warstwami wzbogaconymi w relikty fauny szkieletowej, zwłaszcza stromatoporoidów masywnych i gałązkowych. Jako umowną granicę przyjęto strop ławicy marglistego dolomikrytu, powyżej której dolomity jawnokrystaliczne z relikdami fauny szkieletowej zyskują ilościową przewagę w profilu. Cechą diagnostyczną jednostki jest występowanie licznych, często dominujących ilościowo, szkieletów organicznych, na ogół w pozycji życiowej lub w niewielkim stopniu zabradowanych. Ławicom organogenicznym i bogatym w szkielety fauny towarzyszą inne odmiany litologiczne, takie jak: laminity, jednorodny mikryty ciemne czy utwory nieco margliste, o pokroju gruzłowym (tabl. III, fig. 13; tabl. IV, fig. 15–17; tabl. V, fig. 18).

4. Wapień detrytyczny (głęb. 410,0–370,45 m, miąższość rzeczywista – 35,6 m). Trudno jest znaleźć dokładne odpowiedniki tej jednostki w dotychczasowych opracowaniach dewonu na badanym obszarze. Być może, wapień detrytyczny były dawniej łączone z niższą jednostką, z którą wiążą je pewne podobieństwa litologiczne. Podobne wykształcenie i pozycję w profilu dewońskim mają „facje detrytyczne”, opisane przez M. Szulczewskiego (1971) z zachodniej części Gór Świętokrzyskich.

Cechą wyróżniającą wapień detrytyczny jest ich jasna barwa oraz ziarnisty,

1 – quartzose sandstones; 2 – dolomitic quartzose mudstones; 3 – dolomitic sandstones; 4 – sandy argillaceous dolostones; 5 – marly dolostones; 6 – dolomitic claystones; 7 – bioturbated dolostones; 8 – micrites to calcilitites (including micritic matrix in biostromal deposits); 9 – calcarenites (including calcarenitic matrix in detrital limestones); 10 – algal laminites; 11 – nodular limestones; 12 – intraclasts; 13 – bird's eyes; 14 – stromatolites; skeletal remains: 15 – branching tabulate corals; 16 – brachiopods; 17 – gastropods; 18 – massive stromatoporoids; 19 – branching stromatoporoids; 20 – pelecypods; 21 – oncolites; 22 – branching tetracorals; 23 – crinoids; 24 – massive tetracorals; 25 – tabular stromatoporoids

„krystaliczny” pokrój, przy czym średnie rozmiary ziaren w poszczególnych ławicach wahają się od frakcji piaszczystej po zlepieńcową. Częstym składnikiem ziarnistym są różnorodne szkielety organiczne, w tym koral¹ i stromatoporoidów, lecz w przeciwieństwie do niżej leżącej jednostki litostratygraficznej są one z reguły silnie pokruszone i poprzewracane; tkwią przy tym w ziarnistym a nie mikrytowym tle skalnym (tabl. V, fig. 19; tabl. VI, fig. 20–22). Dolną granicę wapieni detrytycznych ustalono w stropie najwyższej warstwy „niedetrytycznej”, autochtonicznej, typowej dla jednostki 3 – wapieni stromatoporoidowo-koralowych i dolomitów jawnokrystalicznych. W profilu Janczyce I była to wkładka laminitu glonowego z oczkami sparytowymi (fig. 3B). Ku górze profilu opisywanej jednostki pojawiają się podrzędne ilościowo wkładki mikrytów marglistych o pokroju charakterystycznym dla wyższych wydzieli litostratygraficznych.

5. Wapienie gruzłowe (głęb. 370,45 – 321,25 m, miąższość rzeczywista – 44,9 m). Do jednostki tej zapewne należą opisane przez J. Samsonowicza (1917, str. 54) „ciemne, po części zrostkowe wapienie płytowe”, zaliczone przez niego do dolnego poziomu franu.

Dolną granicę wapieni gruzłowych umiejscowiono w stropie charakterystycznej, frakcjonalnie uziarnionej ławicy detrytycznej o grubości 70 cm. Poniżej tej ławicy utwory detrytyczne mają znaczny udział w profilu, natomiast powyżej – niemal nie występują (pomijając dwie kilkudziesięciocentymetrowe wkładki biokalcyrudytów – por. fig. 3C). Opisywana jednostka odpowiada ważnej i charakterystycznej dla całego polskiego dewonu platformowego zmianie litofacjalnej: wyznacza ona przedział czasu, w którym czysto wapienna sedymentacja organogeniczna przechodzi w fację mikrytowo-margliste o stosunkowo malejącym udziale szkieletów bentonicznych.

Wyróżniającą cechą omawianej jednostki jest jej gruzłowa struktura wyrażająca się występowaniem jasnych, zaokrąglonych fragmentów mikrytowych w obrębie bardziej ilastego, ciemniejszego tła (tabl. VII, fig. 23, 25). Z powodu stosunkowo niewielkiej domieszki ilastej struktura nodularna bywa, zwłaszcza w świeższych odsłonięciach, nieco słabiej czytelna niż w przypadku typowych struktur gruzłowych (por. też opis łomu w Sobiekurowie – M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka, i in., 1981). Zawartość fragmentów szkieletowych, głównie liliowców i ramienionogów, a ku dołowi także stromatoporoidów i koral², wyraźnie maleje w stosunku do jednostki niżej leżącej – wapieni detrytycznych (4). Podrzednymi odmianami litologicznymi są niemal jednorodne mikryty, czasem z pojedynczymi szkieletami lub bioturbacją.

6. Wapienie margliste z laminacją płaską, równoległą lub zaburzoną śródformacyjną (głęb. 321,25 – 89,45 m, miąższość rzeczywista – 200,9 m). Jednostce tej zapewne odpowiadają wyróżnione przez J. Samsonowicza (1917, str. 54–55) jednorodne utwory wapienno-margliste „górnego poziomu franu” oraz podobne utwory zaliczone przez tego autora (1934) do najniższych ogniwi famenu w Tudorowie i Bratkowie. Należy tu również prawdopodobnie „pierwsza seria litologiczna” wyróżniona przez J. Czermińskiego (1960) w okolicach Łągowa (por. też A. Radwański, P. Roniewicz, 1962), a także kompleks 13 – łupki wapienne lub marglisto-wapienne z wkładkami wapieni i niższa część kompleksu 14 – ilasto-wapienne

¹ Według wstępnych oznaczeń T. Wrzółka (inf. ustna) w trzech próbkach z głęb. 372,5–377,0 m występują okazy *Haplothechia* sp., *Tabulophyllum priscum* (Muenster), *Fedorowskicyathus similis* Rózkowska, *Phillipsastrea* sp., *Ph. aff. Ph. sanctacrucensis* Rózkowska.

² T. Wrzółek (inf. ustna) w dwóch próbkach z głęb. 363,5 m i 368,8 m wstępnie oznaczył *Tabulophyllum priscum* (Muenster) i *Phillipsastrea* sp. aff. *Ph. dyhowskii* (Rózkowska).

łupki posidoniowe z przerostami wapieni I. Olkowicz-Paprockiej i H. Ozonkowej (1970).

Dolna granica opisywanej jednostki została postawiona w stropie najwyższej warstwy gruzłowej, charakterystycznej jeszcze dla niższego wydzielenia. Występujące wyżej podrzędne partie gruzłowe nie mają już tak typowego wykształcenia i wyrażają się na ogół falistymi, nieciąglymi warstwami jaśniejszego mikrytu otoczonymi ciemniejszym marglem (tabl. VII, fig. 24). Charakterystyczną natomiast teksturą staje się płaska, regularna laminacja nadająca opisywanym skałom pasiasty wygląd w rdzeniach wiertniczych, a drobnopłytkowy – w odsłonięciach (zob. opis odsłonięcia w Tudorowie – M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka i in., 1981). Skamieniałości są nieliczne, ograniczone do tentakulitoidów masowo występujących w niższej części wydzielenia, małych ramienionogów zawiasowych i lingulidów oraz drobnych trochitów. Laminację zaburzają czasem deformacje śródwarstwowe, ciągłe i nieciągłe, podobne do struktur osuwiskowych opisanych przez A. Radwańskiego i P. Roniewicza (1962) z okolic Łagowa. W wyższej części profilu jednostki występuje kilka ławic biomikrytów głowonogowych z licznymi szkieletami goniatytów i łodzików.

7. Wapienie ilasto-margliste o falistym warstwowaniu (głęb. 89,45–57,0 m, miąższość rzeczywista – 17,6 m). Sądząc z opisu J. Samsonowicza (1934) do omawianej jednostki mogłyby należeć wyróżnione przez tego autora w Bratkowie „ciemne łupki z licznymi zrostkami” i dość obfitą fauną, w tym spirytywizowanych muszli głowonogów.

Dolną granicę wydzielenia postawiono w spągu najniższej, grubej (kilkumetrowej) partii wapieni marglistych o pokroju falisto-gruzłowym, powyżej której ten typ litologii przeważa. Omawiane skały różnią się od opisanych uprzednio wapieni gruzłowych (5) znacznie mniejszym udziałem małych kilkucentymetrowych gruzłów, a większym – nieciąglych, soczewkowatych, falistych ławic mikrytowych. Odmienny jest również zespół szkieletów organicznych; obok trochitów i skorupek ramienionogów występują tu stosunkowo często muszle głowonogów, przy całkowitym braku fragmentów koralii i stromatoporoidów. Brak jest też wkładek czy nawet pojedynczych ziaren detrytycznych, przeciętna zawartość domieszki ilastej jest natomiast znacznie wyższa.

8. Czarne łupki margliste z wkładkami wapieni ilastych (głęb. 57,0–11,0 m, miąższość rzeczywista – powyżej 33,4 m; całkowita miąższość nieznana). Jednostka ta jest porównywalna z „czarnymi blaszkowatymi łupkami bitumicznymi” z fauną małżów i głowonogów, opisanymi przez J. Samsonowicza (1934) z profilu Bratkowa.

Dolna granica została wyznaczona w stropie najwyższej ławicy o pokroju falistym, powyżej której dominującą odmianą litologiczną są czarne łupki z nielicznymi, cienkimi (maks. 40 cm) i regularnymi warstwami jaśniejszych mikrytów ilastych, czasem nieco zneomorfizowanych, o pokroju drobnokrystalicznym. Charakterystyczne jest ponadto stosunkowo częste występowanie na powierzchniach łupliwości – znacznych nagromadzeń skorupek małżów i ramienionogów sprasowanych przez kompakcję. L. Karczewski w sześciu próbach pobranych z pełnej miąższości omawianej jednostki w wierceniu Janczyce I oznaczył następujące formy: *Leptodesma*, cf. *naviforme* Hall, *L. spinigerum* (Conrad), *L. naviforme* Hall, *Leptodesma* sp., *Grammatodon* (*Cosmetodon*) *chemungensis* (Hall et Whitfield), *Grammatodon* sp., *Orbiculoidea* sp. Aczkolwiek ciemne barwy i marglistość są również atrybutami dwóch niżej położonych jednostek, to cechy te w przypadku opisywanego wydzielenia osiągają szczególną wyrazistość.

UWAGI O CHRONOSTRATYGRAFII

WIEK UTWORÓW DETRYTYCZNYCH I GRANICA PIĘTER EMS I EIFEL

J. Samsonowicz (1917) zaliczył piaskowcowo-lupkowe utwory dewońskie wschodniej części Gór Świętokrzyskich do dolnego dewonu uznając, iż występowanie w nich plakoderm upoważnia, w połączeniu z obserwacjami J. Siemiradzkiego i J. Czarnockiego (*l.c.*, str. 50) do paralelizowania tych utworów z dobrze datowanym od czasów G. Güricha (1896) piaskowcem spiriferowym. Z kolei J. Czarnocki (1936, str. 147) skorelował „piaskowiec plakodermowy” regionu kieleckiego, na podstawie analogii litologicznych i występowania plakoderm, z wyróżnioną przez siebie serią barczańską datowaną na dolny ems. Przyjmując niejasne kryteria litologiczne uznał jednocześnie, iż strop serii detrytycznej odpowiada górnej granicy emsu, a częściowo – dolnemu kuwinowi. Podjęte ostatnio próby bezpośredniego datowania utworów detrytycznych utrudnia ich ubogi i biostratygraficznie mało obiecujący inwentarz faunistyczny, ograniczony do odcisków płytek ostrakoderm oraz szczątków małżów (M. Tarnowska, 1971, 1976). Nieco większe znaczenie ma mikroflora udokumentowana, m.in. w profilu Haliszka 1 i reprezentowana przez urozmaicony zespół spor wskazujący na emski wiek osadów, aczkolwiek niektóre z form mają szersze zasięgi pionowe, od żedynu po ems (L. Jakubowska, 1972).

Spąg osadów węglanowych dewonu we wschodniej części Gór Świętokrzyskich J. Samsonowicz (1917, 1930, 1934) datował na eifel, widząc w tych utworach odpowiedniki „poziomu dąbrowskiego” – lokalnej jednostki uznawanej od czasów G. Güricha (1896) za najniższe ogniwo eiflu w zachodniej i północnej części Gór Świętokrzyskich. Ostatnio w kamieniołomie Jurkowice w dolomitach i dolosparytach z bioturbacją i fauną szkieletową (1) znaleziono konodony z grupy *Icriodus corniger*, charakterystyczne dla eiflu (M. Narkiewicz i in., 1976).

Jak wynika z powyższych uwag, granica litologiczna między detrytycznymi i węglanowymi utworami dewonu nie jest dobrze zdefiniowana w kategoriach biostratygraficznych. Utwory sąsiadujące z tą granicą datowane są dzięki różnorodnym skamieniałościom, na ogół o niewielkiej lub nieprecyzowanej wartości stratygraficznej, a także za pośrednictwem korelacji litologicznych. W tej sytuacji utożsamianie granicy serii detrytycznej i węglanowej z granicą pięter ems i eifel ma charakter czysto umowny i jest oparte na arbitralnych kryteriach litologicznych (zob. też M. Tarnowska, 1976, str. 101).

GRANICA PIĘTER EIFEL I ŻYWET

Począwszy od wcześniejszej pracy J. Samsonowicza (1917, str. 51) utwory dolomityczne, podzielone na serię dolną i górną, były zaliczane do środkowego dewonu. Na podstawie różnorodnej fauny (stromatoporoidy, korale, ramienionogi, ślimaki), znajdowanej głównie w serii górnej, autor ten włączył je w większości do „poziomów dolnych i środkowych mezodewonu”. Następnie J. Samsonowicz (1934, str. 15–16) nie precyzując kryteriów, a podając jedynie krótką listę skąpej i jednostajnej fauny, wyróżnił w obrębie dolomitów piętro eifelskie. Sądząc jednak z krótkiego opisu litologicznego, zaliczył do tego piętra również przynajmniej część dolomitów jawnokrystalicznych z relikdami fauny, później włączanych na ogół do żywetu. Obecne rozumienie granicy eiflu i żywetu w Górach Świętokrzyskich, szeroko uwzględniane m.in. w praktyce kartograficznej, zawdzięczamy J. Czarnockiemu (1950). Wobec trudności w paleontologicznym zdefiniowaniu górnej granicy eiflu w niemych dolomitach marglistych autor ten praktycznie, jak pisze, i warunkowo

wyzaczył granicę pięter „w miejscu pojawiania się pierwszych ławic amfiporowych, typowych dla wyższych dolomitów o charakterze rafowym”. W świetle *Zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej* (1975) nie jest to zatem granica chronostratygraficzna, tylko konwencjonalna „granica facjalna o znaczeniu lokalnym” (J. Czarnocki, 1950, str. 41). Stąd też używane wcześniej terminy „dolomity żywetu” czy „dolomity eiflu” w odniesieniu do omawianych utworów należy traktować w sensie czysto litologicznym. Istnieje nawet prawdopodobieństwo, iż w niektórych profilach co najmniej strop „dolomitów eiflu” należy do żywetu i to nawet górnego (zob. opis kamieniołomu w Budach – M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka i in., 1981). Z punktu widzenia zasad stratygraficznych właściwsze byłoby zatem stosowanie, do czasu ustalenia formalnej litostratygrafii jednostek nieformalnych, takich np., jakie zaproponowano w niniejszym opracowaniu.

GRANICA PIĘTER ŻYWET I FRAN

W dokładnie opracowanych profilach górnodewońskich zachodniej części Gór Świętokrzyskich „facje detrytyczne” M. Szulczewskiego (1971), stanowiące odpowiednik litostratygraficzny wyżej opisanych wapieni detrytycznych (4), nie są nigdzie starsze od dolnych poziomów konodontowych franu. Granica żywetu z franem biegłaby zatem gdzieś w obrębie wapieni stromatoporoidowo-koralowych, czyli warstw sitkówczańskich J. Kaźmierczaka (1971). Z drugiej strony, według M. Szulczewskiego (1971, 1978), postawienie granicy obu pięter w rejonie zachodnim jest poważnie utrudnione przez brak, z przyczyn facjalnych, ważnych stratygraficznie głowonogów i konodontów (por. też G. Racki, 1980). Ten sam problem dotyczy badanego profilu, w którym nie udało się znaleźć przewodnich konodontów ani głowonogów w wapieniach stromatoporoidowo-koralowych. Przy braku dokładnych badań biostratygraficznych należy brać pod uwagę możliwość, że granica żywet z franem biegnie – zakładając silny diachronizm tej facji w rejonie kieleckim – powyżej spągu wapieni detrytycznych lub też, co bardziej prawdopodobne, w obrębie górnych partii wapieni stromatoporoidowo-koralowych i dolomitów jawnokrystalicznych (3). Tę ostatnią ewentualność sugerują również badania stromatoporoidów wykonane przez J. Kaźmierczaka (1971; por. jednakoże zastrzeżenia M. Szulczewskiego, 1978).

Na badanym obszarze już J. Samsonowicz (1917, 1934), w oparciu o bliżej niesprecyzowane kryteria faunistyczne, prowadził granicę pięter w obrębie jednolicie wykształconych wapieni (stromatoporoidowo-koralowych?). Ostatnie badania H. Ozonkowej (1980, sprawozd. niepublikowane) glonów i otwornic z profilu Janczyce I również potwierdzałyby tę koncepcję. Autorka ta stwierdziła (na głębokości 320,2–441,5 m) bogaty zespół form charakterystycznych według niej dla franu (glony: *Izhella*, *Parachaetetes*, *Girvanella*; otwornice: *Multiseptida corallina*, *Nodosaria*, *Geinitzina*, *Nanicella*), natomiast na głębokości 447,7–644,9 m zespół charakterystyczny dla piętra żyweckiego (glony: *Moravammina*, zbliżone do *Issinella devonica*; otwornice: *Archaeosphaera*, *Vicinesphaera*, *Bisphaera*, *Cribrosphaeroides*, *Irregularina*, *Parathurammmina*, *Tikhinella*, *Paratikhinella*). Sugerowane przez H. Ozonkową przesunięcie granicy pięter w profilu Janczyce I w głąb wapieni stromatoporoidowo-koralowych mogłoby się jednakoż okazać przedwczesne wobec bliżej nieokreślonej wartości biostratygraficznej glonów i otwornic dla definiowania granic pięter dewońskich.

Problem ustalenia granicy żywetu z franem na opracowanym terenie jest dodatkowo skomplikowany możliwością występowania tu odpowiedników wapienia

kadzielniańskiego, co sugerował już J. Samsonowicz (1917, 1934) dla „wapieni rafowych” z Karwowa. Zagadnienie to czeka jeszcze na rozwiązanie, gdyż w badanych profilach nie znaleziono typowego wapienia kadzielniańskiego *sensu* M. Szulczewski, G. Racki (1982) ani też jego asocjacji litologicznej, tj. utworów skondensowanych, oolitów itd. (M. Szulczewski, 1971).

GRANICA PIĘTER FRAN I FAMEN

Obecne badania zdają się potwierdzać wcześniejszą opinię J. Samsonowicza (1917, 1934), że granica franu i famenu biegnie w obrębie stosunkowo jednolitego kompleksu wapienno-marglistego. Badania konodontów (M. Nehring, 1979, sprawozdanie niepubl.) wskazują na prawdopodobne występowanie famenu w profilu Janczyce I na głębokości 149,6 m (*Palmatolepis* cf. *regularis*), natomiast pewne – na głębokości 137,2 m (m.in. *P. termini*). Z kolei w spągu tej samej jednostki litostratygraficznej stwierdzono do głębokości ok. 250 m liczne tentakulitoidy z rodzaju *Styliolina*, które w skali globalnej wymierają akurat w pobliżu granicy franu z famenem. Można zatem w pierwszym przybliżeniu założyć, że wspomniana granica przebiega gdzieś w obrębie wapieni marglistych z laminacją płaską, równoległą lub zaburzoną śródformacyjnie (6), a w profilu Janczyce I najprawdopodobniej w przedziale głębokości 250–150 m.

PROBLEM STROPU UTWORÓW DEWOŃSKICH

Jak już wspomniano, schemat litostratygraficzny oparty na profilu Janczyce I nie jest pełny, gdyż nie uwzględnia najwyższej części utworów dewońskich. Interpretacja taka wynikałaby po części z badań konodontowych, a zwłaszcza ze znalezienia przez M. Nehring, na głębokości 75,0 m, form z gatunku *Palmatolepis glabra*, które wskazywałyby na niższe i środkowe poziomy konodontowe famenu. Co jednak ważniejsze, porównanie litologii profilu Janczyce I z profilem Bratkowa (J. Samsonowicz, 1934) wskazuje, że w badanym otworze występują jedynie dwie pełne i niższa część trzeciej z czterech wyróżnionych przez cytowanego autora w famenie jednostek. Nie występuje tu natomiast zespół łupków wapienistych, płytkowych, przelawicznych wapieniami z *P. venusta* i z parocentymetrowej grubości soczewkami litytów – datowany przez J. Samsonowicza (*l.c.*) na najwyższe poziomy głowonogowe dewonu (VI lub VII?). Niższy zespół litologiczny, którego dolna część wieńczy zapewne profil Janczyce I, określał J. Samsonowicz (1934) na poziom laevigitesowy (V). Luka w dokumentacji profilu byłaby zatem stosunkowo niewielka i ograniczała się tylko do jednego podrzędnego wydzielenia litologicznego – warstw z litytami odpowiadających kilku poziomom konodontowym najwyższego famenu (*styriacus* – *costatus*?).

Sądząc z badań J. Samsonowicza (1934) oraz H. Żakowej (1970) na badanym obszarze nie należy oczekiwać stwierdzenia, typowego dla zachodniej części Gór Świętokrzyskich, stopniowego przejścia utworów dewońskich w karbońskie. Na przeważającej większości opracowanego terenu dolny karbon został bowiem w całości erozyjnie usunięty, natomiast w jego zachodniej części, w synklinie piotrowskiej, istnieje według H. Żakowej (1970) luka tektoniczna między famenem a wizenem.

UWAGI O FACJACH I PALEOGEOGRAFII

Obecna wschodnia część Gór Świętokrzyskich stanowiła w dewonie zaledwie drobny fragment rozległego i urozmaiconego szelfu węglanowego sięgającego ku wschodowi poza obszar Lubelszczyzny (L. Miłaczewski, 1981), a ku zachodowi ograniczonego pasem geosynklinalnym Sudetów Wschodnich i, ewentualnie, łądem prakarpackim (M. Narkiewicz, 1978a, fig. 6). Analiza facjalna tego basenu szelfowego jest sprawą przyszłych badań, opartych na możliwie dokładnych korelacjach lito- i biostratygraficznych. W tym miejscu można jedynie pokusić się o wstępną interpretację facjalną niektórych lokalnych ogniw litostratygraficznych, a mianowicie tych, które zostały szczegółowiej zdefiniowane i rozpoznane w trakcie obecnych badań.

Litologiczne cechy jednostki dolomitów krypto- i drobnokrystalicznych bez fauny (2), w tym brak makrofauny, powszechność dolomikrytu i laminacji kryptoalgowej, występowanie oolitów, a zwłaszcza reliktywów ewaporatów, przemawiają za eogenetycznym, sedymentacyjnie uwarunkowanym pochodzeniem tych skał (np. D.H. Zenger, 1972). O ile wniosek ten, aczkolwiek w oparciu o inne przesłanki, zgadza się z dotychczasową interpretacją tzw. dolomitów eiflu J. Czerwińskiego (1960), o tyle umiejscowienie przez tego autora omawianej litofacji w głębszych partiach zbiornika budzi wiele wątpliwości. Dla J. Czerwińskiego naczelnym argumentem przeciwko płytkowodnej genezie „dolomitów eiflu” był brak zlepieńców śródformacyjnych i innych płytkomorskich struktur erozyjnych. Jednakże w badanych profilach stwierdzono szereg poziomów erozji śródformacyjnej, być może, powierzchniowej (subaeralnej). Z drugiej strony wymienione wyżej cechy sedymentologiczne świadczą o wyraźnych podobieństwach opisywanej litofacji dewońskiej do ewaporatowych środowisk węglanowych kompleksów pływowych, np. podobnych do dzisiejszych sebh i ich asocjacji facjalnej z Zatoki Perskiej (por. np. L.V. Illing i in., 1965; D.H. Zenger, 1972).

Najniższa z wyróżnionych jednostek – dolomikryty i dolosparyty z bioturbacją i fauną szkieletową (1) wyróżnia się zwłaszcza obecnością urozmaiconych struktur organicznych w dolomitach, przy braku oolitów, reliktywów ewaporatowych i świadectw erozji. Pasałoby to omawianą litofację w obrębie środowiska morskiego o parametrach nie tak skrajnych jak poprzednio opisane, o mniejszym, zbliżonym do normalnego zasoleniu i nieco większych głębokościach, poniżej strefy supralitoralnej.

Zgodnie z wyżej naszkicowaną charakterystyką i interpretacją genetyczną „dolomitów żywetu” wapienie stromatoporoidowo-koralowe i dolomity jawno-krystaliczne (3) należałoby traktować jako pierwotnie jednorodną, wapienną litofację. Według wcześniejszych interpretacji „wapieni żywetu” (J. Kaźmierczak, 1971; M. Szulczewski, 1971) litofacja ta byłaby związana z mozaiką środowisk w obrębie tropikalnego szelfu o głębokościach wahających się od płytkiej strefy sublitoralnej do międzypływowej.

Dokładniejszą analizę utworów górnodewońskich, poczynwszy od wapieni detrytycznych aż po facje margliste, podaje z kolei M. Szulczewski (1971). Opracowanie to odnosi się co prawda do zachodniej części Gór Świętokrzyskich, jednakże analogie litologiczne między obu obszarami są tak znaczne, że nie ma tu potrzeby powtarzać argumentów i interpretacji cytowanego autora. Pewnego komentarza wymagają jedynie wapienie gruzłowe (5) – spągowa jednostka utworów marglistych, wieńczących transgresywną sekwencję dewońską. Struktura gruzłowa mogła zawdzięczać swoje powstanie procesom selektywnej cementacji podmorskiej,

podobnym do opisanych uprzednio przez M. Narkiewicza (1978b) z górnego dewonu olkusko-zawierciańskiego. Obserwacje niektórych odślonień, m.in. w kamieniołomie Wola koło Kowali i w łomie sobiekurowskim (M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka i in., 1981), wskazywałyby jednak na występowanie wśród frańskich wapieni gruzłowych – struktur osuwiskowych, np. w postaci fałdów i budożu sedymentacyjnego. W profilu dewońskim wapień gruzłowe są podścielone bardzo płytkomorskimi, osadzonymi w burzliwym środowisku wapieniami detrytycznymi, pozostającymi w związku przestrzennym ze strukturami typu biohermy kadzielniańskiej (M. Szulczewski, 1971). Wyżej natomiast występują abiotyczne facje margliste, stosunkowo głębokowodne („basenowe”). Przy założeniu stałej, transgresywnej ewolucji dewońskiego zbiornika szelfowego, facja wapieni gruzłowych stanowiłaby więc pod względem batymetrycznym środowisko przejściowe między strefą płytką, silnie turbulentną a głębszym, niżejpływowym basenem ilasto-wapiennym. Taka interpretacja, w połączeniu z występowaniem wspomnianych struktur grawitacyjnych, sugerowałaby, iż miejscem osadzania się tych utworów były stokowe partie płycizn związanych z ciągle aktywnymi bądź pogrzebanymi biohermami. W niektórych profilach, m. in. w znanym profilu przekopu kolejowego Kowala (por. M. Szulczewski, 1971), ponad utworami detrytycznymi a pod monotonną serią marglistą występują wapień nie o strukturze gruzłowej, a przeciwnie – płytowe, dobrze uławiczone. Ponieważ jednak i w nich spotykane są struktury osuwiskowe, zatem trudno przypuszczać by geneza gruzłowatości wiązała się jedynie a nawet głównie z rozrywaniem grawitacyjnym. Należałoby sądzić, że jakieś inne czynniki decydowały o tym czy w danej strefie płytkiego stoku podmorskiego powstawały struktury gruzłowe, czy przeciwnie – jednorodne ławice mikrytowe na przemian z marglistymi. Być może, czynnikiem decydującym była nieco wyższa turbulencja powodująca pierwotną homogenizację osadów ilasto-wapiennych, a następnie sprzyjająca ich selektywnej, nodularnej cementacji poprzez systematyczne uzupełnianie odpowiednich jonów w strefie przydennej.

Zakład Geologii Złóż Surowców Skalnych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadestano dnia 9 lipca 1982 r.

PIŚMIENNICTWO

- CZARNOCKI J. (1936) – Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8, p. 129–162, z. 4.
- CZARNOCKI J. (1950) – Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Pr. Państw. Inst. Geol., 1.
- CZERMIŃSKI J. (1960) – Rozwój litologiczny serii węglanowej dewonu południowej części Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 30, p. 31–104, cz. 2.
- GÜRICH G. (1896) – Das Paläozoicum im polnischen Mittelgebirge. Verh. Russ. Kais. Min. Ges., Ser. 2, 32.
- ILLING L.V., WELLS A.J., TAYLOR J.C.M. (1965) – Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf. Soc. Econ. Petrol. Mineral., Spec. Publ., 13, p. 89–111.
- JAKUBOWSKA L. (1972) – Analiza mikroflorystyczna osadów dewońskich w Górach Świętokrzyskich. Arch. Inst. Geol. Warszawa.

- KAŹMIERCZAK J. (1971) – Morphogenesis and systematics of the Devonian Stromatoporoidea from the Holy Cross Mountains, Poland. *Palaeont. Pol.*, 26.
- MIŁACZEWSKI L. (1981) – Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Pr. Inst. Geol.*, 101.
- NARKIEWICZ M. (1978a) – Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol.*, 28, p. 415–470, nr 4.
- NARKIEWICZ M. (1978b) – Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia. *Kwart. Geol.*, 22, p. 693–708, nr 4.
- NARKIEWICZ M. (1978c) – Problemy genezy dolomitów w środkowym dewonie Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 22, p. 903–904, 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., 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., ROMANEK A., SZULCZEWSKI M. (1976) – Zespół faunistyczny z dolomitów środkowodewońskich Jurkowiec. *Mat. II Nauk. Konf. Paleont.*, p. 27. Kielce.
- OLKOWICZ-PAPROCKA I. (1974) – Surowce węglanowe dewonu środkowego okolic Łagowa w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 22, p. 15–19, nr 1.
- OLKOWICZ-PAPROCKA I., OZONKOWA H. (1970) – Rozwój litologiczny dewonu wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 14, p. 664–675, nr 4.
- OLKOWICZ-PAPROCKA I., TARNOWSKA M. (1980) – Kompleksowa dokumentacja geologiczna okręgu Iwaniska – Opatów. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- OZONKOWA H. (1961) – Dewon w profilu Iwaniska – Piskrzyn (Góry Świętokrzyskie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 31, p. 85–102, z. 1.
- PAJCHŁOWA M. (1959) – Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 5 – Dewon. Wyd. Geol. Warszawa.
- RACKI G. (1980) – Znaczenie konodontów dla biostratygrafii wapieni stromatoporoidowo-koralowców dewonu Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 28, p. 215–219, nr 4.
- RADWAŃSKI A., RONIEWICZ P. (1962) – Osuwiska podmorskie w fałdach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 12, p. 295–301, nr 2.
- SAMSONOWICZ J. (1917) – Materiały do geologii Gór Świętokrzyskich. Utwory dewońskie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, III Wydz. Nauk Mat. Przyr., 20.
- SAMSONOWICZ J. (1930) – Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w lecie roku 1929 na pd.-zachód od Klimontowa na arkuszu Sandomierz. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 26, p. 11–13.
- SAMSONOWICZ J. (1934) – Objaśnienie arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100000. *Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- 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, 283–298, nr 3.
- SZULCZEWSKI M., RACKI G. (1982) – Early Frasnian bioherms in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 31, p. 147–162, nr 3–4.
- TARNOWSKA M. (1967) – Kompleksy litologiczne dewonu dolnego w wierceniach Haliszka-I koło Iwanisk. *Kwart. Geol.*, 11, p. 960–962, nr 4.
- TARNOWSKA M. (1971) – Wyniki ilościowej analizy litologicznej i korelacji dewonu dolnego w regionie świętokrzyskim. *Kwart. Geol.*, 15, p. 743–744, nr 3.
- TARNOWSKA M. (1976) – Korelacja litologiczna dewonu dolnego we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Biuł. Inst. Geol.*, 296, p. 75–128.
- ZASADY POLSKIEJ KLASYFIKACJI, TERMINOLOGII I NOMENKLATURY STRATYGRAFICZNEJ (1975) – Instrukcje i metody badań geologicznych, z. 33. Wyd. Geol. Warszawa.

- ZENGER D.H. (1972) — Significance of supratidal dolomitization in the geologic record. Bull. Geol. Soc. Amer., 83, p. 1–12, nr 1.
- ŻAKOWA H. (1970) — The present state of the stratigraphy and paleogeography of the Carboniferous in the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., 20, p. 3–32, nr 1.

Марек НАРКЕВИЧ, Ирена ОЛЬКОВИЧ-ПАПРОЦКА

СТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СВЕНТОКШИСКИХ ГОР,

Резюме

Скважина Янчицы I, разрез по которой составлен авторами, расположена на востоке Свентокшиских гор (фиг. 1). В нем полностью, за исключением самых верхов, представлены трансгрессивные карбонатные шельфовые породы мощностью свыше 1100 м, относящиеся к среднему и верхнему девону. Снизу они граничат с терригенными песчано-глинистыми породами мощностью 100–260 м, относимыми к нижнему девону. Вверх по разрезу они без перерыва переходят в глинистые в основном отложения нижнего карбона.

На базе разреза Янчицы I разработана основная модель литостратиграфического деления охватывающая восемь неформальных элементов, представленных для восточной части Свентокшиских гор. Большинство описанных элементов, за исключением двух самых верхних, имеют место также на западе. Выделены следующие свиты (снизу вверх):

1. Доломикриты и допоспариты с биотурбацией и скелетной фауной. Мощность — 129,0 м (табл. I, фиг. 4–7).
2. Скрыто и мелкокристаллические доломиты без фауны. Мощность 158,2 м (табл. II, фиг. 8–11; табл. III, фиг. 12, 14).
3. Строматолоидо-коралловые известняки и явнокристаллические доломиты. Мощность — 493,7 м (табл. III, фиг. 13; табл. IV, фиг. 15–17; табл. V, фиг. 18).
4. Обломочные известняки. Мощность — 35,6 м (табл. V, фиг. 19; табл. VI, фиг. 20–22).
5. Комковатые известняки. Мощность — 44,9 м (табл. VII, фиг. 23, 25).
6. Мергелистые известняки с плоской параллельной или внутриформационно нарушенной ламинацией. Мощность — 200,9 (табл. VII, фиг. 24).
7. Глинисто-мергелистые известняки с волнистой слоистостью. Мощность — 17,6 м.
8. Черные мергелистые сланцы с пропластками глинистых известняков. Мощность — свыше 33,4 м; полная мощность неизвестна.

В существующей литературе обычно принимается, хотя не всегда на основе достаточного палеонтологического материала, что породы, соответствующие 1 и 2 свитам, относятся к эйфелю, 3 — к живету, а 4–8 — к верхнему девону. Предварительное изучение конодонт говорит о том, что граница между франом и фаненом пролегает внутри монотонных пород 6 свиты. Граница девона и карбона в изучаемом разрезе отсутствует ввиду эрозии.

Осаждение пород 1 свиты происходило в условиях нижеприливной и межприливной зоны морской карбонатио глинистой седиментации, довольно богатой роющими и (или) скелетными организмами. Доломитизация здесь, вероятно, происходила после осаждения, в противоположность 2 свите. Отмечаемые в ней горизонты площадной эрозии, криптоальговая и строматолитовая слоистость, оолиты, отсутствие скелетной фауны, а особенно горизонты сульфатных комков, замещенных кварцем, могут указывать на ультрасоленую приливную среду тила sabkha. 3 свита отвечает немного более глубоким межприливными и нижеприливным фациям мозаикового строения. Подошвенная часть этих пород была вторично доломитизирована. Образование обломочных по-

род (4), вероятно, связано с мелководной эрозией биогерм. Свиты 5—8 отложились в условиях постепенно углубляющегося седиментационного бассейна, при систематическом увеличении притока глинистого материала и одновременной деградации скелетного бентоса. Окончательным результатом этих процессов явилась пелагическая седиментация в нижеприливной анаэробной зоне. Комковатая структура 5 свиты явилась, вероятно, следствием селективной цементации, хотя не исключено влияние оползневых процессов, типа седиментационного будинажа.

Marek NARKIEWICZ, Irena OLKOWICZ-PAPROCKA

STRATIGRAPHY OF THE DEVONIAN CARBONATES IN THE EASTERN PART OF THE GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE MTS

Summary

The investigated Janczyce I borehole is located in the eastern part of the Góry Świętokrzyskie Mts, central Poland (Fig. 1). It represents almost a complete transgressive Devonian carbonate shelf sequence, exceeding 1100 meters in thickness, and assigned to the Middle and Upper Devonian. This sequence is underlain by terrigenous quartzose sandstones and shales, from 100 to 260 m thick, and generally regarded as Lower Devonian. Upwards, it passes gradually into mostly argillaceous sediments of the Early Carboniferous age.

Based on the Janczyce I profile the present authors defined eight informal units that constitute a representative lithostratigraphic framework of the carbonate Devonian in the eastern Góry Świętokrzyskie Mts. The described units are of considerable lateral persistence and occur farther to the west as well.

The distinguished units are as follows (from bottom to top)

1. Skeletal and/or bioturbated dolomicrites and dolosparites. Thickness — 129.0 m (Tabl. I, Figs 4—7).
2. Crypto- to fine crystalline dolostones devoids of skeletal content. Thickness — 158.2 m (Tabl. II, Figs 8—11; Tabl. III, Figs 12, 14).
3. Stromatoporoid-coral limestones, irregularly but mostly in their lower part replaced with the phanero-crystalline dolomite. Thickness — 493.7 m (Tabl. III, Fig. 13; Tabl. IV, Figs 15—17; Tabl. V, Fig. 18).
4. Detrital limestones. Thickness — 35.6 m (Tabl. V, Fig. 19; Tabl. VI, Figs 20—22).
5. Marly nodular limestones. Thickness — 44.9 m (Tabl. VII, Figs. 23, 25).
6. Marly laminated limestones with intraformational disturbances of slump origin. Thickness — 200,9 m (Tabl. VII, Fig. 24).
7. Wavy-bedded argillaceous limestones. Thickness — 17.6 m.
8. Black marly shales with some marly limestone intercalations. Thickness — more than 33.4 m (total thickness not known).

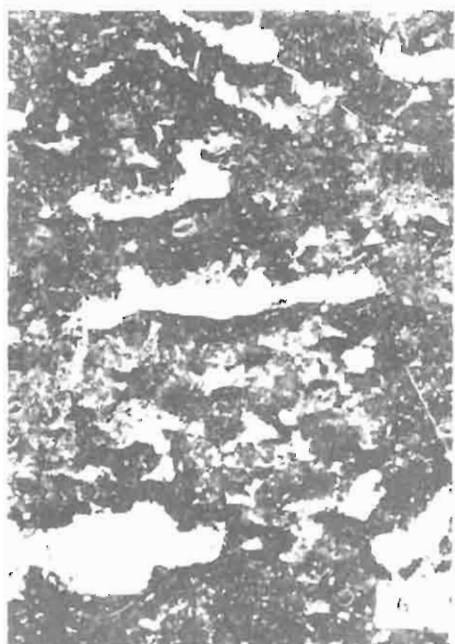
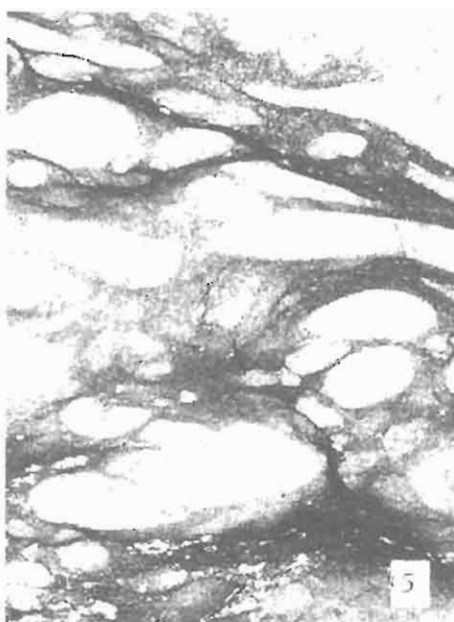
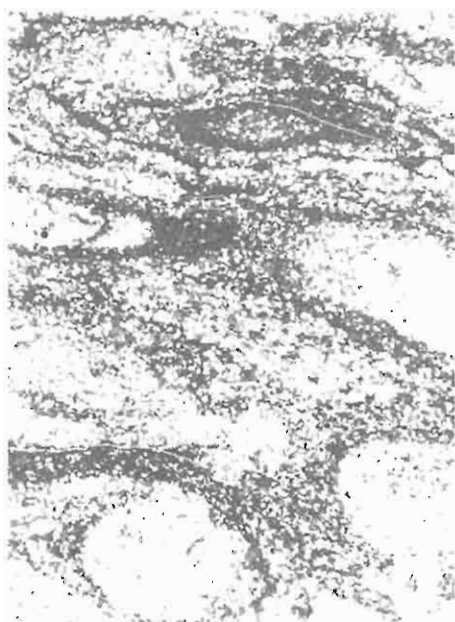
It is generally accepted in the geological literature, although not always confirmed by the appropriate faunal evidence, that the Devonian deposits comparable to the units 1 and 2 belong to the Eifelian Stage, unit 3 — to the Givetian, and units 4 through 8 represent the Upper Devonian stages. The preliminary conodont investigations would place the Frasnian/Famennian boundary within the monotonous unit 6. The latest Devonian and Early Carboniferous deposits are not represented in the Janczyce I profile owing to erosion.

The depositional environment of the unit 1 may be interpreted as a shallow marine subtidal and partly intertidal carbonate facies abundantly inhabited by various burrowing and/or skeletal organisms. The dolomitization was probably mostly a post-depositional process, opposite to the

unit 2. Here, subaerial erosion horizons, cryptalgal and stromatolitic laminations, oolites, lack of skeletal and soft-bodied fauna, and in particular relics of evaporites would point to the hypersaline eogenetic environment of a sabkha type. The unit 3 represents slightly deeper intertidal to shallow subtidal mosaic of calcareous facies with abundant biostromal skeletal accumulations. The basal part of the unit has been affected by a mesogenetic ascending dolomitization. The detrital calcareous deposits (unit 4) can be attributed to a shallow marine erosion of large biohermal structures that in places grew over the Givetian biostromal platforms. The units 5–8 represent a gradual deepening of a sedimentary basin and an increase in supply of a terrigenous mud content paralleled by a degradation of a subtidal skeletal benthic assemblage. Such a facies evolution finally resulted in anaerobic pelagic sedimentation in a deeper subtidal zone. The nodular structure present in the unit 5 probably originated owing to eogenetic selective cementation phenomena, with some influence of a gravitational sedimentary boudinage.

TABLICA I

- Fig. 4. Dolomit ilasto-piaszczysty. Widoczne nory z koncentrycznymi wzbogaeniami w kwarc detrytyczny i substancję ilastą. Szlif, głęb. 1243,4 m; pow. 5,5 ×
Burrowed argillaceous sandy dolostone. Thin section, depth 1243.4 m; × 5.5
- Fig. 5. Marglisty dolomikryt i drobny dolosparyt o pokroju gruzłowym spowodowanym bioturbacją zgodną z uławiczeniem. Szlif, głęb. 1146,6 m; pow. 4 ×
Burrowed marly dolomiticrite to fine dolosparite. Thin section, depth 1146.6 m; × 4
- Fig. 6. Dolomikryt z poziomymi oczkami sparytowymi (*bird's eye*, struktura fenestralna), wypełnionymi częściowo geopetalnym osadem wewnętrznym. Szlif, głęb. 1214,8; pow. 8 ×
Fenestral dolomiticrite with geopetal internal sediment infillings. Thin section, depth 1214.8 m; × 8
- Fig. 7. Dolomikryt silnie zbioturbowany, miejscami wzbogacony w szkielety organiczne, m.in. ramionogów i liliowców. W lewym górnym rogu widoczny przekrój nory wypełniony pelletami fekalnymi. Szlif, głęb. 1193,4 m; pow. 4,5 ×
Bioturbated dolomiticrite, in places enriched in skeletal fragments including brachiopods and crinoids. In the upper left – a burrow infilled with fecal pellets. Thin section, depth 1193.4 m; × 4.5



TABLICA II

Fig. 8. Płasko i przekątnie laminowany dolomit oolitowy z jasnymi wkładkami dolomikrytów. Naszlif, głęb. 1078,3 m; zmn. 0,65 ×

Oolitic dolostone with planar and ripple lamination and with lighter dolomicritic intercalations. Polished section, depth 1078.3 m; × 0.65

Fig. 9. Dolomit marglisty z wkładką jasnych gruzłowych pseudomorfoz kwarcowych po siarczanach. Naszlif, głęb. 965,8 m; zmn. 0,68 ×

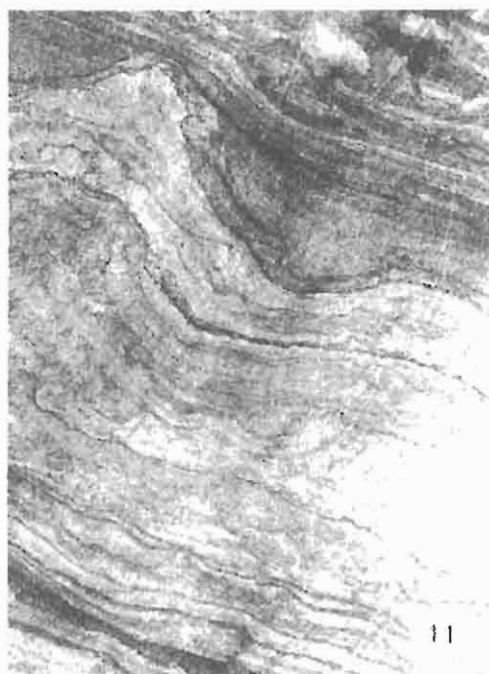
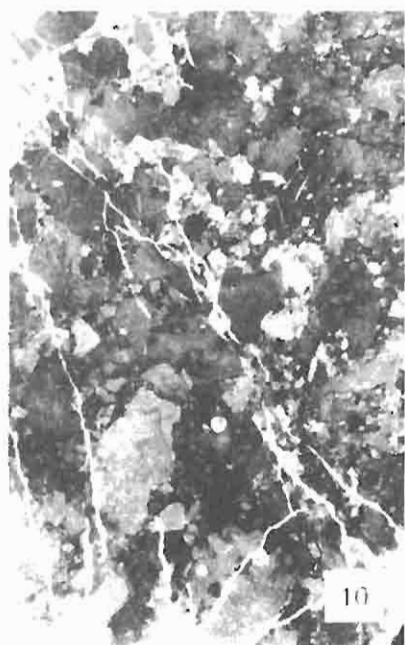
Marly dolostone with horizon of nodular quartz pseudomorphs after sulfates. Polished section, depth 965.8 m; × 0.68

Fig. 10. Źle wysortowany zlepieniec śródformacyjny o intraklastach dolomikrytowych. Naszlif, głęb. 976,4 m; zmn. 0,67 ×

Poorly sorted dolomitic intraformational conglomerate. Polished section, depth 976.4 m; × 0.67

Fig. 11. Warstwa stromatolitowa. Naszlif, głęb. 971,4 m; zmn. 0,85 ×

Stromatolitic layer. Polished section, depth 971.4 m; × 0.85



Marek NARKIEWICZ, Irena OLKOWICZ-PAPROCKA – Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich

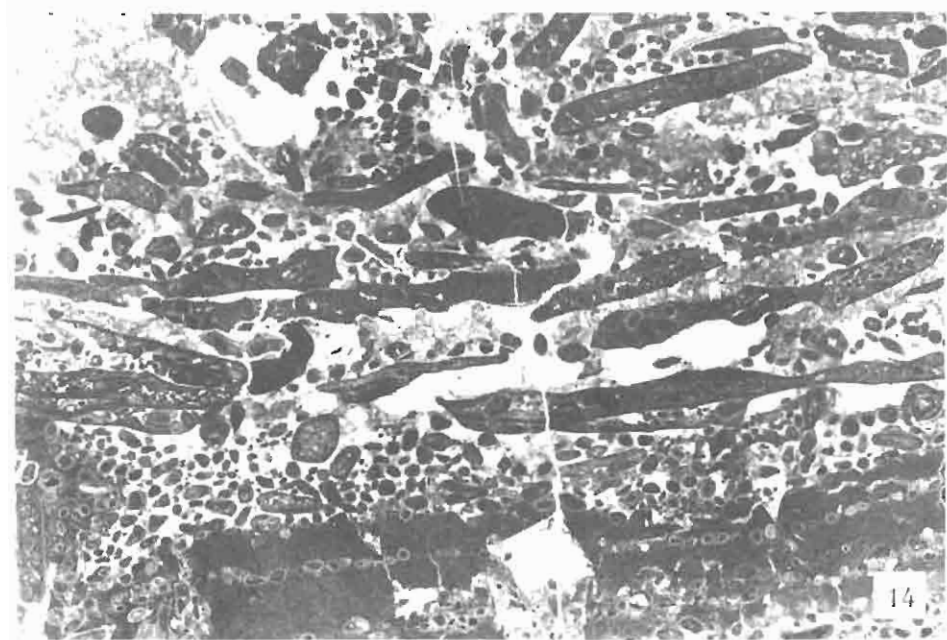
TABLICA III

Fig. 12. Kontakt dolomikrytu marglistego z warstwą wzbogaconą w jasne, kwarcowe pseudomorfozy po siarazanach, z relikdami struktury włóknistej i drobnymi wtrąceniami igielkowego anhydrytu (?). Szlif, głęb. 969,0 m; pow. 5 ×

Dolomiticrite overlain by quartz nodules secondary after sulfates, with felted appearance and numerous acicular anhydrite (?) relics. Thin section, depth 969.0 m; $\times 5$

Fig. 13. Dolosparyt z licznymi negatywnymi (zdolomityzowanymi) relikdami szkieletów gałązkowych, w tym koralu *Tabulata*, oraz pojedynczymi – ramienionogów. Naszlif, głęb. 892,1 m; zmn. 0,67 ×
Dolosparite with abundant negative (dolomitized) relics of tabulate corals and brachiopods. Polished section, depth 892.1 m; $\times 0.67$

Fig. 14. Dolomit z licznymi źle wysortowanymi ooidami i płaskimi intraklastami oomicrytowymi i oosparytowymi – z reguły wtórnie obleczonymi. Jasny kwadrat w dolnej części zdjęcia – prawdopodobnie dolosparytowa pseudomorfoza po kryształku halitu. Naszlif, głęb. 1046,7 m; pow. 5,5 ×
Dolomite with numerous poorly sorted ooids, and flat oomicritic and oosparitic intraclasts often with secondary oolitic coatings. Light square at the bottom – probably a dolosparitic pseudomorph after halite crystal. Thin section, depth 1046.7 m; $\times 5.5$



Marek NARKIEWICZ, Irena OLKOWICZ-PAPROCKA – Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich

TABLICA IV

Fig. 15. „Gruzłowa” struktura wapienia mikrytowego, częściowo zdolomityzowanego. Jasne „gruzły” – relikty wapienne. Naszlif, głęb. 652,9 m; zm. 0,62 ×

Nodular appearance of a partly dolomitized micrite. Lighter nodules are unreplaced micrite relics. Polished section, depth 652.9 m; × 0.62

Fig. 16. Typowy biomikryt amfiporowy. Naszlif, głęb. 508,8 m; wielkość naturalna

Typical *Amphipora* biomicrite. Polished section, depth 508.8 m; natural size

Fig. 17. Wapień mikrytowy, nieznacznie zdolomityzowany (prawy dół zdjęcia) z dwoma relikdami skorupek ślimaków. Skorupki zostały częściowo wypełnione mikrytowym osadem wewnętrznym oraz powłczone nieregularnymi otoczkami onkolitowymi, następnie w większości rozpuszczone, a później wtórnie wypełnione cementem granularnym. Niektóre partie muszli mają częściowo zachowaną mikrostrukturę lamellarną (neomorfizm przed rozpuszczeniem muszli). Szlif, głęb. 566,2 m; pow. 5 ×

Slightly dolomitized (lower right) micrite with two neomorphosed and partly dissolved gastropod shells. Thin section, depth 566.2 m; × 5



Marek NARKIEWICZ, Irena OLKOWICZ-PAPROCKA – Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich

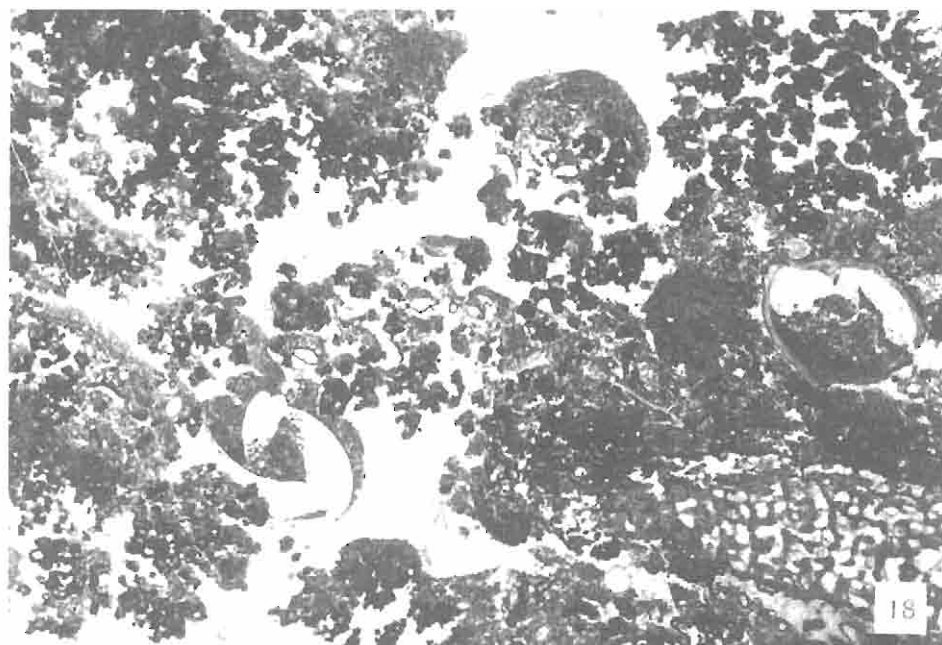
TABLICA V

Fig. 18. Wapień organogeniczny ze szkieletami stromatoporoidów gałązkowych (prawy dół zdjęcia), ramienionogów, małżów i otwornic tkwiących w obrębie glonów *Renalcis* (ciemne cętki, szczególnie w prawej górnej części zdjęcia). Widoczny geopetalny osad wewnętrzny oraz jasne pola cementu sparytowego. Szlif, głęb. 420,3 m; pow 5,5 ×

Skeletal limestone. Branching stromatoporoids (lower right), brachiopods, pelecypods and foraminifers are encrusted by a colony of a *Renalcis* alga. Thin section, depth 420.3 m; × 5.5

Fig. 19. Wapień organodetrytyczny, złożony głównie z okruchów gałązkowych koralii *Tabulata* i stromatoporoidów, ramienionogów, sołenopor i członów jiliowców. Przestrzenie między okruchami częściowo wypełnione mikrytem i drobnym detrytusem geopetalnym. Szlif, głęb. 376,0 m; pow. 7 ×

Organodetrital limestone with fragments of branching tabulates and stromatoporoids, brachiopods, solenoporoid algae and crinoids. Interskeletal voids partly filled with micrite and fine-grained geopetal sediment. Thin section, depth 376.0 m; × 7



TABLICA VI

Fig. 20. Żle wysortowany biopelmikryt z dużym okruchem masywnego stromatoporoida i gałęzkiego *Tabulata* (górną część zdjęcia). Szlif, głęb. 379,5 m; pow. 6 ×

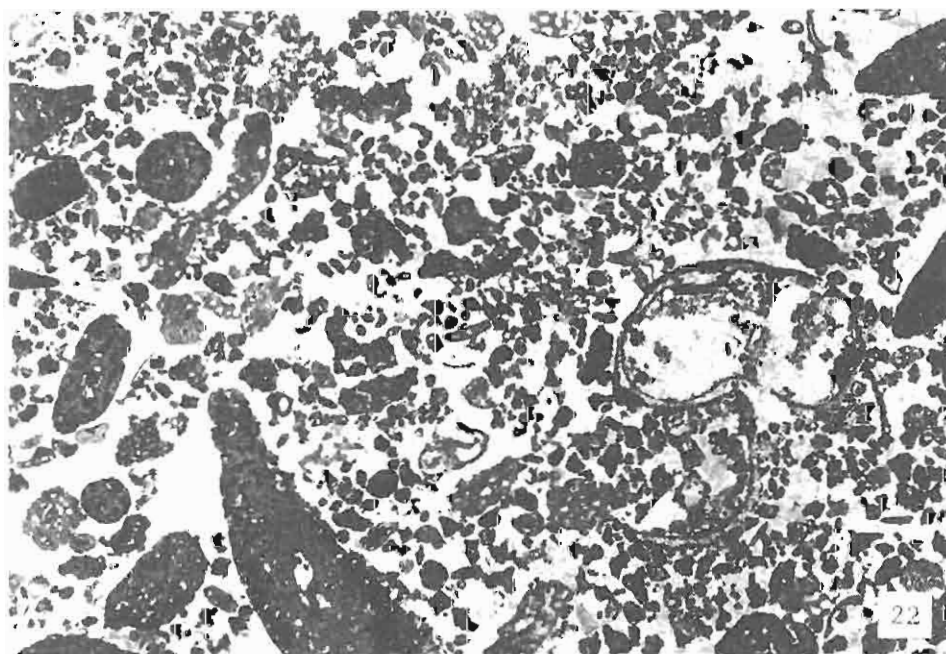
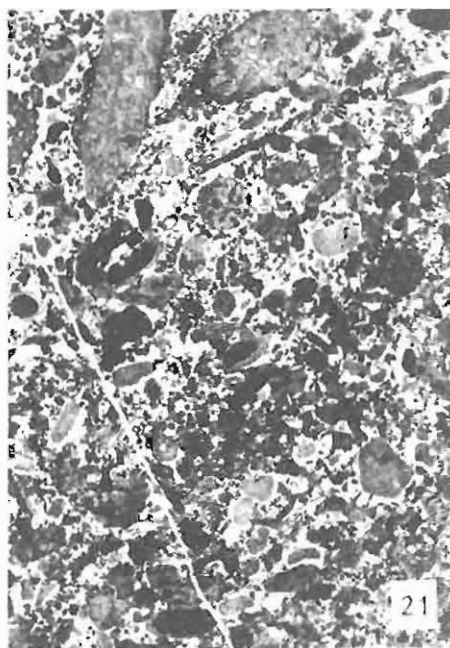
Poorly sorted biopelmicrite with large fragments of massive stromatoporoid and branching tabulate coral (upper part). Thin section depth 379.5 m; × 6

Fig. 21. Żle wysortowany intrabiosparyt z silnie zabradowanymi fragmentami głównie stromatoporoidów gałęzkowych i członów liliowców. Szlif, głęb. 394,2 m; pow. 5,5 ×

Poorly sorted intrabiosparite with strongly abraded skeletal remains mainly branching stromatoporoids and crinoids. Thin section, depth 394.2 m: × 5.5

Fig. 22. Biointrasparyt z przewagą fragmentów stromatoporoidowych, w różnym stopniu zabradowanych. Prawa środkowa część zdjęcia – fragment szkieletu ślimaka, wtórnie rozpuszczonego, a obecnie widocznego dzięki otoczce mikrytowej. Szlif, głęb. 409,4 m; pow. 6,5 ×

Biointrasparite with reworked stromatoporoid fragments predominant among the bioclasts. Middle right – abraded and dissolved gastropod shell with micrite envelope and secondary spar infilling. Thin section, depth 409.4 m; × 6.5



Marek NARKIEWICZ, Irena OLKOWICZ-PAPROCKA – Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich

TABLICA VII

Fig. 23. Mikryt marglisty o strukturze gruzłowej, czytelnej zwłaszcza w górnej części zdjęcia. Naszlif, głęb. 321, 8 m; zmn. 0,89 ×

Marly nodular micrite. Nodular structure particularly prominent in the upper part. Polished section, depth 321.8 m; × 0.89

Fig. 24. Wapień mikrytowy z ciemnymi, nieco falistymi smugami i laminami wzbogaconymi w substancję ilastą. Naszlif, głęb. 302,8 m; zmn. 0,9 ×

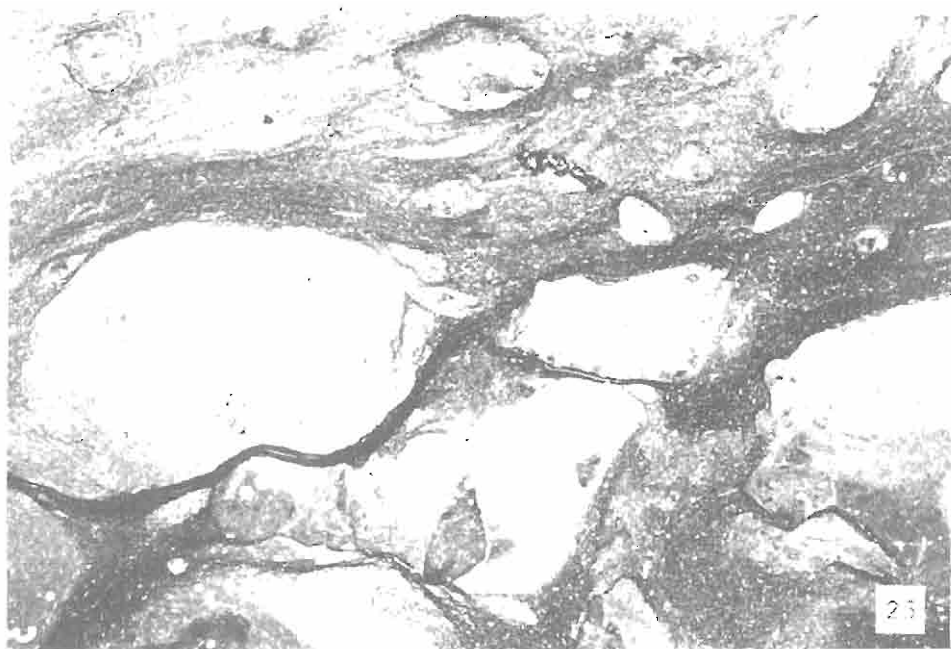
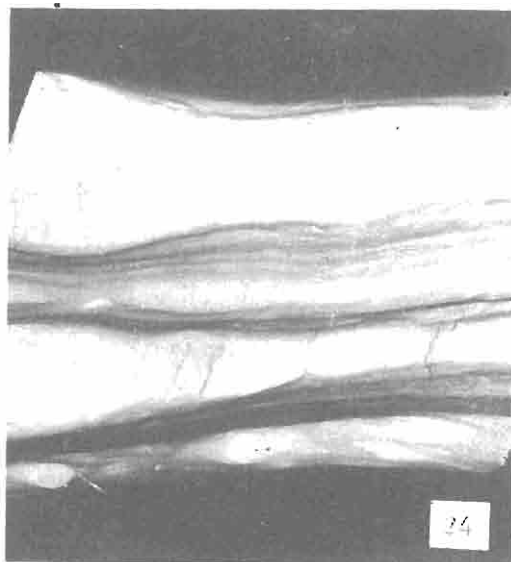
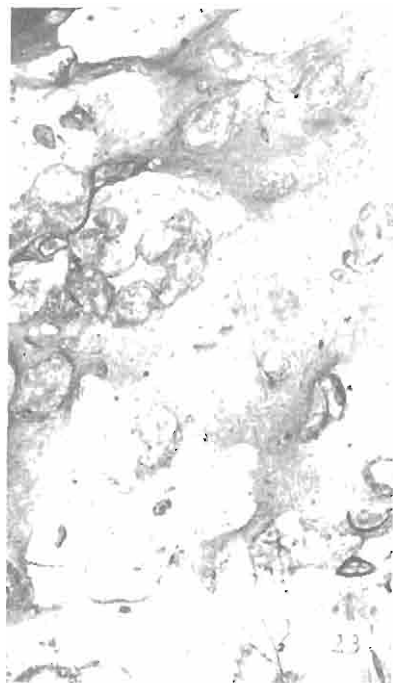
Marly micrite with wavy clay-enriched laminae and seams. Polished section, depth 302.8 m; × 0.9

Fig. 25. Wapień gruzłowy; jaśniejsze gruzły mikrytowe otoczone marglistą, smugowaną matrix.

W przewężeniach między gruzłami widoczne rezydualne smugi ilaste. Szlif, głęb. 339,5 m; pow. 6 ×

Nodular limestone. Lighter micritic nodules are enveloped by marly matrix. Residual clay seams visible in constrictions of the marly matrix between the neighbouring nodules. Thin section, depth 339.5 m;

× 6



Marek NARKIEWICZ, Irena OLKOWICZ-PAPROCKA – Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich