

Andrzej ROMANEK, Maria RUP

## Podział litostratygraficzny dewonu w profilu otworu wiertniczego Kowala 1

Najpełniejszy wiertniczy profil węglanowej części dewonu z południa Gór Świętokrzyskich został podzielony na 5 nieformalnych jednostek litostratygraficznych wyższego rzędu i 9 jednostek niższej rangi. Jednostki te zostały tu scharakteryzowane, a ich granice zdefiniowane. Tak zarysowany schemat podziału porównano z podobnym schematem otworu Jancyce I ze wschodniej części Gór Świętokrzyskich, sugerując szeroki regionalny charakter wielu wyróżnionych tam jednostek i możliwość ich formalizacji.

### WSTĘP

Mimo wielu prac i około stulecia trwających badań stan znajomości utworów dewonu na południowym zachodzie Gór Świętokrzyskich daleki jest od zadowalającego. Razi zwłaszcza nierówność w rozpoznaniu różnych części dewońskiego profilu. Wyrażone licznymi publikacjami zainteresowanie geologów skałami dewonu górnego i wyższej części środkowego zamiera poniżej wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych. Równocześnie w wyższej części sekwencji węglanowej dewonu z uwagi na słabą dostępność granic geologicznych, zły stan odsłoneń i silne tektoniczne zaangażowanie skał, trudno precyzyjnie określić miąższości i scharakteryzować umykające odsłonięciom partie profilu. Szansą wypełnienia tych luk jest głęboki, w pełni rdzeniowany profil otworu wiertniczego Kowala 1 obejmujący skały dewonu od pogranicza z karbonem w stropie, po kilkudziesięciometrowej miąższości zespół skał kambryjskich w spągu.

Dewon w profilu Kowala 1 liczy 890,3 m miąższości rzeczywistej. Został nawiercony w interwale 10,1–992,7 m. Wyjawszy najniżej położony (2,7 m miąższości) zespół skał klasycznych reprezentuje węglanową część profilu dewońskiego. Artykuł poświęcony jest litostratygraficznemu podziałowi tego profilu i celowo pomija problemy i zjawiska, które słabo się z tą problematyką wiążą. Pomija również analizy obecnego stanu litostratygrafii na południowym

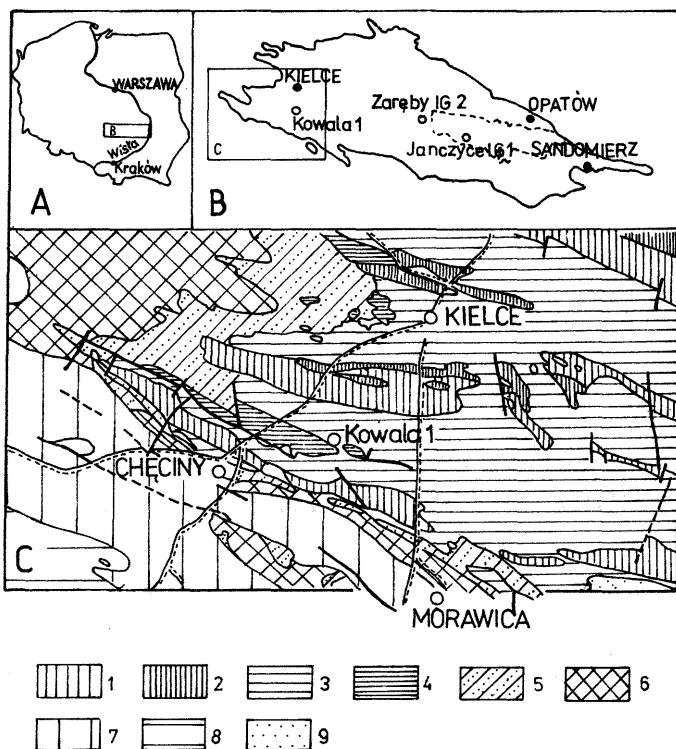


Fig. 1. Lokalizacja otworu wiertniczego Kowala 1

Location of the borehole Kowala 1

1 – kambr; 2 – ordowik i sylur; 3 – dewon i karbon; 4 – perm; 5 – trias dolny; 6 – trias środkowy i górny; 7 – jura; 8 – kreda; 9 – trzeciorzęd

1 – Cambrian; 2 – Ordovician and Silurian; 3 – Devonian and Carboniferous; 4 – Permian; 5 – Lower Triassic; 6 – Middle and Upper Triassic; 7 – Jurassic; 8 – Cretaceous; 9 – Tertiary

zachodzie Gór Świętokrzyskich. Autorzy nie mają bowiem ambicji podsumowania tego stanu, ale odwrotnie – poinformowania specjalistów opracowujących poszczególne części sekwencji o wykształceniu litologicznym jednego z profili z nadzieją, że informacje te zostaną przez nich wykorzystane przy formalizacji poszczególnych jednostek litostratygraficznych.

Wobec szczupłości miejsca i trwających nadal badań zrezygnowano tu z analizy bio- i chronostratygraficznej. Tematy te zostały podjęte przez innych autorów, którzy opracowali wszechstronnie stratygrafię serii marglistej (H. Żakowa, K. Radlicz, 1990; M. Nehring-Lefeld, 1990; E. Turnau, 1990). Rezultaty podobnych badań prowadzonych w obrębie starszych jednostek opublikowane zostaną później. Podział litostratygraficzny Kowali odniesiono do podziału zaproponowanego dla wschodniej części Gór Świętokrzyskich (M. Narkiewicz, I. Ołkiewicz-Paprocka 1983); wskazano analogie i różnice.

Pani prof. dr hab. H. Żakowej wyrażają autorzy głęboką wdzięczność za merytoryczne dyskusje i redakcyjne przejrzenie całości opracowania, a Paniom D. Nowak i H. Stec za wykreślenie rysunków.

## PODZIAŁ LITOSTRATYGRAFICZNY

Otwór wiertniczy Kowala 1 został sprofilowany i opróbowany w latach 1985–1986. Obserwacje dokonane na przeciętym rdzeniu uzupełniono pełnymi analizami chemicznymi (60), szlifami (404), naszlifami (ponad 200) i maceracjami mikrofaunistycznymi (ponad 100).

Schemat podziału litostratygraficznego obejmuje pięć nieformalnych jednostek wyższego rzędu: dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną, dolomity laminowane i detrytyczne, dolomity i wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe, wapienie detrytyczne, seria marglista; 9 jednostek niższej rangi: zespół skał klastycznych (nie włączony na razie do żadnej większej jednostki w obrębie utworów tradycyjnie zaliczanych na południu Gór Świętokrzyskich do dolnego dewonu, a w profilu Kowala 1 zapewne eifelski), dolomity z makrofauną występujące w obrębie dolomitów zbioturbowanych i dolomitów z makrofauną, wapienie margliste tworzące charakterystyczny kompleks skalny wśród dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych; 6 jednostek, na jakie podzielono górnodewońską serię marglistą (od spągu ku stropowi): margle, wapienie i osady gruzłowe; margle i wapienie laminowane; margle z gruzłami wapieni; margle, wapienie i gruzły wapienne; margle i ilowce z wkładkami wapieni; wapienie gruzłowe.

Granice między poszczególnymi jednostkami poprowadzono w miejscach ostrych zmian litofacyjnych ujawniających się makroskopowo. Tylko niektóre z nich, postawione w obrębie zespołów o przejściowych cechach litologicznych, noszą piętno arbitralnej decyzji i co za tym idzie, mają najbardziej dyskusyjny przebieg. Chodzi tu przede wszystkim o granicę dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z wapieniami detrytycznymi, a także o poszczególne granice jednostek litostratygraficznych niższego rzędu wyróżnionych w obrębie serii marglistej.

Profil skał dewonu w omawianym profilu Kowala 1 rozpoczyna z e s p ó ł s k a ł k l a s t y c z n y c h (głęb. 992,7–989,7 m, miąższość rzeczywista – 2,7 m), składający się z cienkiej (5 cm) warstewki polimiktycznego zlepieńca, leżącej na mułowcach muskowitzowych dolnego kambru. Zlepieńiec ten stanowią obtoczone okruchy zielonawych, różowawych i beżowych drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych (od kilku mm do 2 cm) oraz rzadziej występujących okruchów zielonych ilowców do 0,5 cm średnicy i 3 mm wielkości ziarn białego i różowego kwarcu. Ziarna tkwią w obfitym drobnopiaszczystym spoiwie zawierającym niewielkie ilości minerałów ilastych.

Na zlepieńcach leżą bez ostrej granicy jasne, zwykle drobnoziarniste, ale miejscami nierównoziarniste piaskowce kwarcowe. Zbudowane są one z ziarn kwarcu (średnio 0,1–0,15 mm) słabo obtoczonych i tkwiących w ilasto-regeneracyjnym, kontaktowo-porowym spoiwie. Ziarnom kwarcu towarzyszą pojedyncze okruchy skał krzemionkowych, minerałów ciężkich (turmalin, cyrkon) oraz nieregularne skupienia, impregnacje i pseudolaminy pirytowe. Skała wykazuje obecność przekątnego małoskalowego warstwowania, miejscami laminacji falistej i soczewkowej. W pobliżu stropu obserwowano ławicę pociętą bardzo licznymi norami. W stropowych (5 cm) piaskowcach spoiwo ilasto-krzemionkowe dość gwałtownie ustępuje miejsca dolomityczno-ilastemu zapowiadając zmianę sedymentacji klastycznej na węglanową.

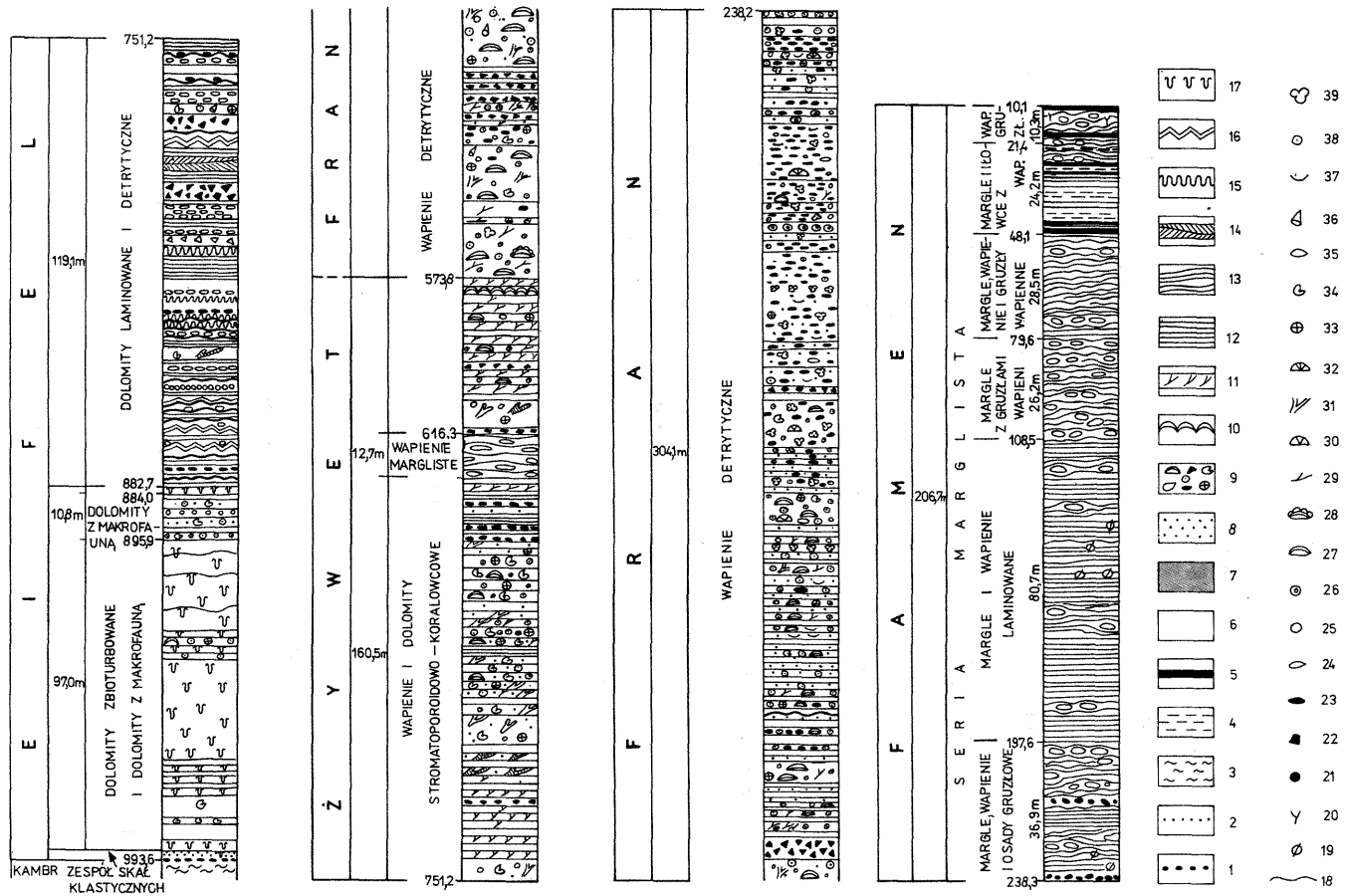


Fig. 2. Profil otworu wiertniczego Kowala 1  
Section of the borehole Kowala 1

**DOLOMITY ZBIOTURBOWANE I DOLOMITY Z MAKROFAUNĄ** (głęb. 989,7 – 882,7 m, miąższość rzeczywista – 97,0 m). Dolną granicę jednostki wyznacza pojawienie się w profilu dewonu pierwszej ławicy węglanowej.

Zwarty kompleks dolomitów z makrofauną stanowi osobną jednostkę niższej rangi, a seria dolomitów zbioturbowanych obejmuje dwie grupy litologiczne: tę która nadaje charakter i nazwę całej serii oraz grupę niezbioturbowanych dolomitów tworzących zwarty pakiet w pobliżu spągu serii oraz kilka cienkich i podrzędnych wkładek w wyższej jej części.

W pierwszej grupie dominują ciemnoszare i szare, zazwyczaj nieco zailone, dolomikrosparyty miejscami jedynie zrekrystalizowane do drobnych dolosparytów, a częściej zawierające pierwotne dolomikrytowe wkładki i partie. Skala często wykazuje pokrój gruzłowy, a tam, gdzie jest on mniej wyraźny dostrzec można pierwotną smugowaną lub rzadziej laminowaną jej teksturę. Oprócz zazwyczaj ksenomorficznych kryształów dolomitu powszechnie występuje niewielka domieszka minerałów ilastych sięgająca maksymalnie 8%, przeciętnie 3 – 5%, podobna ilościowo domieszka aleurytowych ziarn kwarcu oraz rzadziej skupienia i pseudolaminy zbudowane z pirytu. Opisywane dolomity zawierają z reguły detrytus biogeniczny. Główną rolę odgrywają w nim drobne nie zidentyfikowane owalne i okrągłe drobnosparytowe skupienia. Wśród bioklastów dominuje detrytus muszłowy małżoraczków i ramienionogów. Nieco mniej jest krynoidów i ich fragmentów. Rzadko bywają spotykane bioklasty fosforanowe stanowiące najprawdopodobniej szczątki konodontów. W pobliżu stropu dolomitów zbioturbowanych spotyka się ławice zawierające intraklasty. Tworzą je dobrze obtoczone, źle wysortowane (0,1 mm – 0,5 cm) dolomikrosparyty nieco bardziej zailone.

Skala jest najczęściej silnie pocięta norami. Najpospolitsze i najlepiej czytelne są nory poziome tworzące walcowatego kształtu (średnicy 2 – 4 mm) gięte korytarze. Norom poziomym towarzyszą nory pionowe i ukośne (znacznie gorzej czytelne, o mniej ostrych granicach), manifestujące się często już tylko gniazdowymi skupieniami materiału ziarnistego. W krańcowych przypadkach bardzo intensywnego zbioturbowania dochodzi do powstania całych partii nieco czystszych chemicznie dolomikrosparytów względnie wzbogaconych w materiał ziarnisty (bioklasty, intraklasty, kwarc) a zubożonych w minerały ilaste, piryt. W tym ostatnim przypadku nie ma też śladów smugowania czy laminacji możliwych do zaobserwowania w partiach mniej zbioturbowanych. Wynikiem

1 – zlepienie; 2 – piaskowce; 3 – mułowce; 4 – ilowce; 5 – ilowce bitumiczne; 6 – wapień i dolomity mikrytowe; 7 – wapień i dolomity sparytowe; 8 – kalkarenity i dolokalkarenity; 9 – kalcyrudyty i dolokalcyrudyty; 10 – biolityty; 11 – ławice amfiporowe; 12 – laminacja pozioma; 13 – laminacja falista; 14 – laminacja przekątna; 15 – laminacja konwolutowa; 16 – laminacja algowa; 17 – bioturbacje; 18 – powierzchni erozyjne; 19 – fosforyty; 20 – skupienia i warstwy wzbogacone w materiał piroklastyczny; 21 – otoczaki; 22 – okruchy; 23 – okruchy zlepieńców śródform; 24 – intraklasty; 25 – ooidy; 26 – onkoidy; 27 – stromatoporoidy masywne; 28 – stromatoporoidy masywne obrosnięte innymi stromatoporoidami lub glonami; 29 – stromatoporoidy gałązkowe; 30 – Tabulata masywne; 31 – Tabulata gałązkowe; 32 – korale kolonijne; 33 – korale osobnicze; 34 – ramienionogi; 35 – małże; 36 – ślimaki; 37 – detrytus muszłowy; 38 – członki liliowców; 39 – glony głównie *Renalcis*

1 – conglomerates; 2 – sandstones; 3 – silstones; 4 – claystones; 5 – bituminous claystones; 6 – limestone and micritic dolomites; 7 – limestones and sparitic dolomites; 8 – calcarenite and dolocalcarenites; 9 – calcirudites and dolocalciritudites; 10 – biolithites; 11 – Amphipora layers; 12 – horizontal lamination; 13 – corrugated lamination; 14 – diagonal lamination; 15 – convolute lamination; 16 – algae lamination; 17 – bioturbations; 18 – erozional surface; 19 – phosphorites; 20 – concentrations and layers enrichment on piroclastic material; 21 – pebbles; 22 – fragments of rocks; 23 – fragments of intraformation conglomerates; 24 – intraclasts; 25 – ooids; 26 – oncoids; 27 – massive stromatoporoids; 28 – massive stromatoporoids with other stromatoporoids or algae; 29 – branching stromatoporoids; 30 – massive tabulate corals; 31 – branching tabulate corals; 32 – colonial corals; 33 – solitary corals; 34 – brachiopods; 35 – pelecypods; 36 – gastropods; 37 – conoidal detritus; 38 – crinoids; 39 – algae, principally *Renalcis*

działalności życiowej organizmów jest obecnie czytelna w szlifach struktura plamista nierównokrystaliczna, różna dla wypełnień nor i nie zbioturbowanych partii skały. W wypełnieniach nor ilość materiału ziarnistego sięgać może 35% podczas, gdy w partiach nie zbioturbowanych wynosi zazwyczaj kilka procent.

Łączna miąższość dolomikrosparytów zbioturbowanych wynosi 59,5 m. Wśród dolomikrosparytów zbioturbowanych występują dolomikrosparyty i dolomikryty niepodrażone. Stanowiąc element ilościowo podrzędny umożliwiają one wgląd w budowę skały pierwotnej, nie poddanej przeróbce organicznej. Są to ciemnoszare silniej zailone, laminowane dolomikrosparyty i dolomikryty pocięte pojedynczymi norami i zawierające kilka procent biodetrytusu oraz pojedyncze (dużych rozmiarów) osobniki makrofauny, wśród których stwierdzono ramienionogi, korale, stromatoporoidy, człony liliowców. Laminacja tych skał lub czasem słabiej widoczne smugowanie wynika z rytmicznie zmiennej ilości ciemnych minerałów ilastych. Miąższość dolomitów nie zbioturbowanych wynosi w Kowali 7,7 m.

Druga grupa litofacji wiąże się z makroskopowo łatwo stwierdzalnym typem skały, tj. plamistym, czerwono-szarym dolomitem. Dolomity te tworzą zwartą wkładkę w pobliżu spągu serii. Najstarsze są plamiste dolomikrosparyty o niewidocznej teksturze. Są to stosunkowo czyste chemicznie skały nierównokrystaliczne. W dolomikrosparytowym tle rozsiane są liczne gniazda dolosparytowe, których centra są często wypełnione agregatami krzemionki. Czasem dochodzi tam do powstania autigenicznych kryształów kwarcu. Miąższość dolomitów plamistych wynosi 16,5 m.

Opisane wyżej 2 grupy litofacji są elementami pośrednimi, łączącymi cechy dolomitów zbioturbowanych i plamistych. Tworzą pojedyncze ławice o podrzędnej roli. Pierwą z nich stanowią plamiste i nierównokrystaliczne dolomikrosparyty zawierające niewielką ilość detrytusu organicznego i bioklasty skorup ramienionogów. Łączna miąższość takich dolomitów wynosi 0,5 m. Drugi typ tworzą plamiste dolomikrosparyty nieco silniej zailone, o bardziej wyrównanych wielkościach kryształów, laminowane i zawierające niewielką domieszkę bioklastów. Łączna miąższość kilku ich przeławień wynosi 0,9 m.

W pobliżu stropu dolomitów zbioturbowanych występują d o l o m i t y z f a u n ą (głęb. 895,9–884,0, miąższość rzeczywista 10,8 m). Jest to pakiet średnioławicowych, jaśniejszych, beżowych, szarych rzadziej czerwonych dolomikrytów mniej zailonych, zawierających liczne bioklasty zróżnicowanego zespołu skamieniałości. Spąg i strop dolomitów z fauną wyznaczają: pierwsza i ostatnia ławica nie zbioturbowanych dolomitów zawierających obficie materiał szkieletowy.

60% profilu stanowią ławice dolomikrytów ziarnistych (wakstonów) zbudowane z mikrytu (70%) usianego licznymi, drobnymi, bezładnie rozmieszczonymi bioklastami i intraklastami. Są to głównie trochity liliowców oraz detrytus muszlowy ramienionogów. Intraklasty są nieliczne, najczęściej słabo obtoczone osiągające 3 mm wielkości. Z rzadka tylko trafiają się ziarna aleurytowe kwarcu.

30% profilu zajmują ławice floatstonów, nieco grubsze, bardziej masywne zawierające materiał biogeniczny różnej wielkości. Drobniejszy materiał wykazuje pewne uporządkowanie obserwowane jako delikatne nieregularne smugowanie. W materiale tym stwierdzono obecność trochitów, detrytusu muszlowego ramienionogów, małżoraczków. W takim wakstonowym tle tkwią rozproszone duże, do kilku centymetrów wielkości, fragmenty szkieletów tabulatów gałzkowych (*Thamnopora*, *Coenites*), ramienionogów i rugozów oraz liczne gniazda krystalicznego dolomitu, będące zapewne rezultatem wtórnego wypełnienia

próżni po ługowanej faunie.

Podrzednym typem litologicznym (10%) przeławicającym z rzadka dwa poprzednie są dolomikryty szare i szarobeżowe bez składników ziarnistych.

Ponad dolomitami z fauną występują jeszcze (1,3 m) ciemnoszare dolomikryty zailone z ławicami zbioturbowanymi. Nie wydzielono dotąd jednostki o charakterystyce odpowiadającej wyżej opisanym dolomitom z fauną.

Dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną są dokładnym odpowiednikiem dolomikrytów i dolosparytów z bioturbacją i fauną szkieletową M. Narkiewicza i I. Olkowicz-Paprockiej (1983).

**DOLOMITY LAMINOWANE I DETRYTYCZNE** (głęb. 882,7–751,2 m, miąższość rzeczywista 119,1 m) stanowią jedną z najmniej poznanych a jednocześnie najbardziej zmiennych i interesujących serii w środkowym dewonie Gór Świętokrzyskich. Dolną granicę serii usytuowano w stropie najmłodszej ławicy ciemnych, zailonych dolomikrytów zbioturbowanych.

Dolomity laminowane i detrytyczne tworzy grupa litofacji, którą objąć można wspólnym mianem utworów laminowanych (52%) oraz zespół różnego rodzaju i różnej frakcji skał ziarnistych odpowiedzialnych za drugi człon nazwy tej serii (48%).

W obrębie litofacji laminowanych podstawowym typem są dolomikryty i dolomikryty laminowane poziomo. Laminy są cienkie, nieregularne (od części milimetra do 1 cm), na przemian jaśniejsze – szare i ciemniejsze – ciemnoszare do czarnych. Laminacja wynika najczęściej ze zmiennej wielkości drobnych kryształów dolomitu, a miejscami z nierównomiernego ciemnego zailenia poszczególnych lamin. Skały wyraźnie laminowane przechodzą w sposób ciągły poprzez utwory smugowane coraz mniej wyraźnie do madstonów o niewidocznym lub nieobecnym uporządkowaniu składników. Obok skał laminowanych pojawiają się nieliczne, ale charakterystyczne ławice o bardziej skomplikowanym układzie lamin tworzących warstwowanie soczewkowe i faliste oraz zupełnie już wyjątkowo cienkie kilkucentymetrowe warstewki przekątnie laminowane.

Laminitom pochodzenia „mechanicznego” towarzyszy, zwłaszcza w spągu serii, gruby kompleks skał laminowanych utworzonych w związku z działalnością życiową alg. Nieregularne, powyginane faliście laminy, zbudowane z dolomikrytu przetkanego fragmentami wyraźniej sparytowych nitek, alternują z laminami dolomikrosparytowymi i miejscami z laminami zawierającymi drobne ostrokrawędziste intraklasty dolomikrytowe.

Skały laminowane opisywanej serii uległy w znacznej części daleko posuniętym przeobrażeniom związanym głównie ze spęłyzowaniem i ruchami masowymi na dnie zbiornika. W rezultacie doszło do powstania obecnie obserwowanych w profilu licznych przypadków silnego sfaldowania, a miejscami wymieszania materiału węglanowego.

Pod mikroskopem obserwowano powszechnie występujące ziarna detrytycznego kwarcu (2% objętości skały). Zailone partie profilu wykazują obecność blaszek biotyту i skupień ilastych z reguły pojedynczo występujących i rozproszonych, czasem jednak nagromadzonych w ilości do 5%. Wśródobylski jest piryт, zarówno w postaci rozproszonych grudek i kryształów, jak i większych skupień, towarzyszą mu skupienia minerałów żelazowych. Efektem przeobrażeń diagenetycznych są powszechnie napotymane w szlifach skupienia chalcedonowe, zazwyczaj nieliczne, czasem ulegają koncentracji i sięgają 10% skały. Sporadycznie występują również gniazda wypełnione idiomorficznym dolomitom.

W zespole dolomitów detrytycznych dominują brekcje śródformacyjne – zwykle pojedyncze ławice do 1 m miąższości, rzadziej pojawiają się zwarte kompleksy brekcji sięgające 7 m miąższości. Zbudowane są one ze źle wysor-

towanych (od 1 mm do ponad 20 cm średnicy), najczęściej ostrokrawędzistych, (tylko czasem słabo obtoczonych) okruchów dolomikrosparytów, dolomikrosparytów laminowanych, dolomikrosparytów smugowanych z fragmentami gałązkowych stromatoporoidów, ilowców dolomitycznych, pływających w obfitym tle intradolomikrytowym lub dolomikrytowo-ilastym.

Intradolomikryty tworzą zarówno tło brekcji, jak i występują w postaci samodzielnych przeławień i kilkumetrowych wkładek. W dolomikrytowym tle tkwią zwykle gęsto upakowane, z reguły ostrokrawędziste, wydłużone intraklasty dolomikrytów, dolomikrytów smugowanych i laminowanych, w stropie serii pojawiają się także intraklasty dolomikrytów z bioklastami gałązkowych stromatoporoidów.

Wśród skał detrytycznych znikomą ilościowo, ale istotną jakościowo rolę odgrywają laminy oolitowe występujące w obrębie laminitów o algowej proveniencji. W ubogim, dolomikrosparytowym tle występują gęsto upakowane ooidy. Drobne intraklasty tworzące jądra otoczone są zazwyczaj jedną powłoką mikrytową obecnie zastępowaną sparytem i kwarcem. Rzadko obserwuje się ziarna otoczone dwiema powłokami lub worki ooidowe. Niewielka ilość intraklastów nie objętych procesem oolityzacji i aleurytowych ziarn kwarcu dopełnia składu materiału ziarnistego w oolitach.

W pobliżu stropu dolomitów laminowanych i detrytycznych występuje 3,5 m miąższości pakiet szarych dolomikrosparytów ze znacznym udziałem biodetrytusu złożonego z pokruszonych gałązkowych koralowców, fragmentów ramienionogów, ślimaków i liliowców. Najliczniej występują kalcisfery tworząc miejscami dolomikryt kalcisferowy. Silne procesy neomorfizmu zacierają pierwotną strukturę.

Dolomity laminowane i detrytyczne w pełni odpowiadają dolomitom krypto- i drobnokrystalicznym bez fauny opisanym przez M. Narkiewicza i I. Olkowicz-Paprocką (1983) ze wschodniej części Gór Świętokrzyskich.

**DOLOMITY I WAPIENIE STROMATOPOROIDOWO-KORALOWCOWE** (głęb. 573,8–751,2 m, miąższość rzeczywista – 160,5 m). Dolną ich granicę poprowadzono w spągu pierwszej ławicy zawierającej biogeniczny materiał szkieletowy, nieobecny w obrębie wapieni laminowanych i detrytycznych.

Najlepiej odsłoniętą i w efekcie najbardziej znaną częścią dewońskiej sekwencji węglanowej Gór Świętokrzyskich są właśnie dolomity i wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe. Bogaty zespół litofacji tych wapieni wykazuje cechy wspólne, do których należy przede wszystkim obfitość szczątków organicznych i zatarcie pierwotnych struktur tła skalnego. W rezultacie w profilu dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych dominują różne typy uławiconych biolitytów i skał organodetrytycznych o pełnym spektrum frakcji od lutytów po rudyty. Inwentarz ten uzupełniają dolomity i wapienie mikrytowe lub pierwotnie mikrytowe oraz niezwykle charakterystyczne dla opisywanej serii ławice brekcji węglanowych. Znaczenie podrzędne mają dolomity i wapienie intraklastowe, dolomity i wapienie gruzłowe. Tło opisywanych litofacji na odcinku wapiennym jest mikrytowe, w obrębie partii dolomitowej profilu dominuje dolomikrosparyt zazwyczaj z relikami dolomikrytu. Są też liczne partie dolosparytowe, zneomorfizowane.

Dominują w profilu litofacje detrytyczne, wśród których poczesne miejsce zajmują ławice i pakiety ławic biodolo- i biokalcyrudytów. Ich materiał okruczo- wy (od milimetra do kilkunastu centymetrów wielkości) składa się: z fragmentów szkieletów gałązkowych stromatoporoidów i tabulatów, osobniczych rugozów, masywnych stromatopor, muszli ramienionogów, małżoraczek, członów liliowców, kalcisfer, ? otwornic. W niektórych szlifach udało się rozpoznać peloidy, czasem pellety. Regułą jest, że materiał okruczo- wy wykazuje brak wysortowania,



obtoczenia i uporządkowania w skałe. Najpospolitsze są ławice rudytowe zawierające materiał okruczowy rudytowy i arenitowy; drobniejsze ziarna proces neomorficzny włączył w skład tła skalnego i dlatego ławice lutytowe stwierdza się w profilu nader rzadko. Zarówno udział materiału okruczowego w skałe, jak i jego rozkład zmieniają się w szerokich granicach. Składniki ziarniste zajmują od 10 do 90% skały, a relacje między frakcją rudytową i arenitową w obrębie materiału okruczowego wahają się od odpowiednio 1:3 do 3:1. Tylko wyjątkowo spotyka się ławice doloarenitowe i kalkarenitowe. Jak już wspomniano, materiał detrytyczny zazwyczaj nie wykazuje uporządkowania; sporadycznie spotyka się jednak ławice, w których jest on kierunkowo ułożony. Daje to efekt warstwowania smużystego, rzadziej wyraźnego warstwowania poziomego.

Znaczącą ilościowo rolę w wapieniach stromatoporoidowo-koralowcowych odgrywają litofacje zneomorfizowanych dolosparytów i dolomikrytosparytów oraz dolomikrytów bez materiału ziarnistego. Dość często obserwuje się wśród nich poziomą laminację wynikającą z cyklicznego nierównomiernego wzrostu kryształów. Czasem ławice bywają nieco zailone lub nawet może pojawiać się domieszka ziarn aleurytowych. Wtedy laminacja staje się wyraźna i ostra, a jej charakter zmienia się od najpowszechniej występującej poziomej przez falistą do wyjątkowo spotykanej — soczewkowej.

Uławicone biolityty lub skały, w których materiał szkieletowy znajduje się niemal na miejscu depozycji to powszechny i niezmiernie charakterystyczny składnik opisywanej serii dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych. Należą tu znane i szeroko rozprzestrzenione ławice amfiporowe oraz rzadziej występujące biolityty stromatoporoidowo-koralowo-tabulatowe. Te pierwsze występują w postaci ławic (20–50 cm), rzadziej pakietów ławic, o łącznej miąższości ponad 1 m i zbudowane są niemal wyłącznie (90%) ze szkieletów gałązkowych stromatoporoidów w różnym stopniu zmienionych, w tym głównie amfipor. Tkwią one w ubogim tle dolomikrytowym, a wyżej — w mikrytowym rekrystalizującym do mikrosparytu i dolomikrosparytu i dolosparytu. Miejscami tło skalne ławic amfiporowych bywa nieco zailone i przybiera wtedy barwy zielonawe. Biolityty koralowcowe tworzą grube (1 m miąższości) ławice zbudowane z miąższych, 10 cm wysokości, mat stromatoporoidów płózących, rozdzielonych partiami utworzonymi z niezabradowanych szkieletów masywnych stromatopor, krzaczastych kolonii rugozów, poprzeraśniętych gałązkami stromatoporoidów i tabulatów ze znacznym udziałem okruczów wszystkich wyżej wymienionych składników oraz ramienionogów i członów liliowców. Zaobserwowano liczne zjawiska obrastania bioklasztów przez stromatoporoidy inkrustujące. Ubogie, najwyżej 10%, tło zbudowane jest z mikrosparytu, rzadziej dolomikrosparytu.

Na trzecim miejscu pod względem ilościowego znaczenia w budowie serii dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych znajdują się brekcje śródformacyjne. Występują one w postaci pojedynczych ławic w obrębie litofacji organodetrytycznych albo tworzą całe kompleksy skalne kilkunastometrowej miąższości, w których ławice brekcji (20–100 i więcej cm) przelawicone są dolomikrytami zailonymi i laminowanymi, w wyższych partiach profilu — mikrosparytami z ubogą gałązkową fauną stromatoporoidów i tabulatów. Brekcje zbudowane są ze źle wysortowanych, ostrokrawędzistych, beładnie rozmieszczonych okruczów ławic amfiporowych, mikrosparytów smugowanych, dolomikrosparytów, dolosparytów, dolobiomikrytów i dolomikrytów smugowanych oraz zailonych i brunatnych iłowców i mułowców. Kształt okruczów jest

najczęściej wydłużony, izometryczne są rzadkie. Upakowanie jest bardzo zmienne. Miejscami tło skalne zbliża się do typu kontaktowego; nierzadko jednak duże okruchy „pływają” w obfitym tle dolomikrosparytowym zailonym, dolomikrosparytowym, wyżej mikrosparytowym i mikrytowym z nieliczną fauną. Wielkość okruchów sięga od ułamka milimetra do kilkunastu centymetrów. Największe przekraczają średnicę rdzenia.

Serię dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych dzieli kompleks w a p i e n i m a r g l i s t y c h (głęb. 633,3–619,3 m, miąższość rzeczywista – 12,7 m) o pokroju gruzłowym. Tworzą go ciemnoszare do czarnych margliste mikrosparyty przetkane nieregularnie jaśniejszymi, szarymi mikrosparytowymi gruzłami. Występują one w postaci rozproszonej albo tworzą poziomy gruzłowe. Gdy ich nagromadzenie jest znaczne, skała przybiera postać zgruzłowanej ławicy. Zarówno w gruzłach, jak i w tle obserwowano liczne bioklasty. W tle występują fragmenty gałązkowych tabulatów, kalcisfer, małżoraczków, rugozów i ramienionogów. Gruzły zbudowane są z mikrosparytu z okruchami gałązkowych tabulatów, rugozów, ramienionogów, małżoraczków i pelletów. Samoistne gruzły utworzone są z masywnych stromatopor i całych muszli ramienionogów.

Granice wapieni marglistych poprowadzono w miejscach pojawiania się i zaniku w profilu ciemnoszarego (do czarnego) tła skalnego, związanego z obecnością czarnego materiału ilastego nadającego skale barwę i powodującego jej marglisty charakter.

Jednostka wapieni marglistych odpowiada „poziomowi ambocelidowo-śli-makowemu” wyróżnionemu na obszarze checińskim przez G. Rackiego (1985) i nie ma swojego odpowiednika w otworze Janczyce I.

Skały gruzłowe mniej wyraźne od opisywanego wyżej kompleksu marglistego spotyka się ponad tym kompleksem jeszcze kilkakrotnie. Z uwagi jednak na mniejszy dopływ kontrastowego materiału ilastego czytelność struktur gruzłowych jest tam daleko gorsza. Są to najczęściej kilkumetrowe pakiety mikrosparytów o niewyraźnym pokroju gruzłowym. Nieostro odgraniczone od tła gruzły zbudowane są z ciemniejszego mikrosparytu, z niewielką ilością gałązkowych stromatoporoidów z pojedynczymi okruchami rugosów. Tło zawiera liczne, drobne bioklasty małżoraczków, kalcisfer, skorup ramienionogów i fragmenty szkieletów gałązkowych stromatoporoidów.

Dolomity i wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe odpowiadają wapieniom stromatoporoidowo-koralowym i dolomitom jawnokrystalicznym M. Narkiewicza i I. Olkowicz-Paprockiej (1983), jakkolwiek inne przyjęto kryteria dla określenia ich stropowej granicy (por. dyskusja w podsumowaniu).

**WAPIENIE DETRYTYCZNE** (głęb. 573,8–238,3 m, miąższość rzeczywista – 304,1 m). Dolną granicę jednostki umiejscowiono w stropie najmłodszej ławicy amfiporowej.

56%, czyli 171 m miąższości rzeczywistej stanowią w profilu wapieni detrytycznych kalcyrudyty. Tworzą one zazwyczaj niewielkie zespoły kilku ławic, ale częste są również ławice pojedyncze. W kilku przypadkach występują kilkunastometrowej miąższości kompleksy. W materiale ziarnistym dominują bioklasty, chociaż ich udział w profilu podlega istotnym zmianom. Zdecydowanie przeważają w spągu wapieni detrytycznych; ku górze stopniowo tracą swe znaczenie i w stropie zwolna ustępują miejsca intraklastom i peloidom. Udział materiału ziarnistego waha się w znacznych granicach 10–90%, większość ławic jednak zawiera go w ilościach około 50–60%. Ławice ubogie w materiał ziarnisty odgrywają rolę podrzędną. Wśród bioklastów dominują fragmenty szkieletów fauny gałązkowej – stromatoporoidów i tabulatów tworzące często samodzielne odmiany litologiczne. Niemal równie liczni są przedstawiciele

organizmów tworzących masywne szkielety – stromatopor, tabulatów, glonów, rzadziej rugozów. Podrzedną rolę ilościową odgrywiają, choć są pospolite w profilu, okruchy szkieletów rugozów, muszli ramienionogów, małżoraczków, glonów, fragmenty łądyg liliowców. Sporadycznie spotyka się trochospiralnie zwinięte ślimaki, łodziki, tentakulity, szczątki fosforanowe (konodonty?), gruboskorupowe małże (*Megalodon*), otwornice, kolce ramienionogów.

Rozmiary bioklastów są bardzo zróżnicowane sięgając od ponad 20 cm w przypadku stromatopor do mikroskopowo obserwowalnych otwornic, nitek girwanellowych, szczątków fosforanowych rzędu ułamków milimetra. Ten stan zupełnego braku wysortowania jest znamieny dla kalcyrudytów budujących profil wapieni detrytycznych, co w powiązaniu z brakiem uporządkowania materiału ziarnistego stanowi cechę charakterystyczną dla opisywanej jednostki. Cechą równie charakterystyczną i powszechną jest brak obtoczenia składników biogenicznych.

Zrazu niewielka, ale rosnąca ku górze profilu domieszka mechanicznego materiału detrytycznego w postaci różnego rodzaju intraklastów i peloidów stopniowo zastępuje bioklasty i powoduje, że o ile w spągu wapieni detrytycznych występują niemal wyłącznie biokalcyrudyty, to w górnej części profilu najpospolitsze są intrabiokalcyrudyty, a w stropie dochodzi do indywidualizacji odmian zbudowanych nieomal wyłącznie z intraklastów. W odmianach tych wyraźniejsze są oznaki lepszego obtoczenia składników ziarnistych. Wśród ziarnistego materiału pochodzenia mechanicznego i biomechanicznego dominują intraklasty zbudowane z jednorodnego mikrytu i mikrosparytu. Zazwyczaj są one ostrokrawędziste, a tylko w niektórych ławicach słabo obtoczone, a nawet obtoczone. Podrzedną rolę ilościową odgrywiają intraklasty kalcyrutytów, kalkarenitów i kalcyrudytów. Występują one zwykle pojedynczo w licznym towarzystwie dwóch pierwszych typów podstawowych. W górnej części profilu wapieni detrytycznych poważną rolę skałotwórczą spełniają intraklasty zbudowane z gąbczastego mikrytu pochodzenia glonowego. Podobne miejsce w profilu zajmują dominujące w niektórych ławicach okrągłe lub owalne drobne ziarna mikrytowe rzędu kilku dziesiątych części milimetra, nazywane tu peloidami. Tylko niewielka część z nich może być sklasyfikowana jako pelety fekalne. Rozmiary intraklastów wykazują znaczne rozpiętości – od ułamka milimetra do ponad 20 cm, ale są to wielkości skrajne. Z reguły mieszczą się one w granicach 0,4–5,0 mm. Przesądza to o wyższym stopniu wysortowania osadów intrakalcyrudytowych.

Wyższa część profilu wapieni detrytycznych zawiera także stosunkowo liczne onkoidy, których budowa i rozmiary znacznie się różnicują. Z jednej strony spotyka się formy zbudowane z jądra w postaci bioklastu obwiedzonego jedną lub dwiema powłokami mikrytowymi, z drugiej zaś obserwowano formy, w których wokół bioklastu czy intraklastu wytworzyła się warstwowa otoczka o grubości 1–1,5 cm, a są przypadki obecności kilkucentymetrowej wielkości worków onkoidowych.

Tęm kalcyrudytów jest w niższej części profilu zazwyczaj jednorodny mikryt lub mikryt rekrytalizujący do mikrosparytu. Nieco wyżej pojawiają się odmiany mieszane mikrosparytowo-sparytowe, gdzie pewne partie skały spojone są sparytowym cementem. Sparyt jako wyłączne tło skały występuje jedynie w pojedynczych ławicach.

Charakterystyka kalcyrudytów stosuje się z pewnymi ograniczeniami do odmian o arenitowej frakcji ziarn. Stanowią one 25% profilu wapieni detrytycznych licząc 76 m łącznej miąższości rzeczywistej. Występują, podobnie jak

kalcyrudyty, w postaci samodzielnych ławic oraz ich zespołów do kilkunastu metrów miąższości. Z powodu ogólnie drobniejszej frakcji klastów są gorzej od rudytów czytelne. Z tego głównie powodu wydaje się, że skład kalkarenitów jest nieco uboższy, a elementem zdecydowanie dominującym są człony krynoidów. Wyraźnie lepsze w kalkarenitach jest wysortowanie materiału ziarnistego i stopień jego obtoczenia. Kalkarenity powtarzają obserwowany w rudytach rozkład elementów ziarnistych w profilu — z dominacją bioklastów w spągu jednostki, stopniowym zyskiwaniu na znaczeniu intraklastów ku górze i przewagą ziarn pochodzenia mechanicznego w stropie wapieni detrytycznych. W obrębie kalkarenitów materiał ziarnisty występuje najczęściej w postaci bezładnie rozproszonej; niektóre jednak ławice wykazują obecność warstwowania poziomego. Wieńczą je często powierzchnie erozyjne. Tłem kalkarenitów jest z reguły mikryt rekrytalizujący do mikrosparytu. Sparyt występuje zupełnie wyjątkowo.

14% profilu wapieni detrytycznych reprezentują kalcyłutyty i mikryty (42 m łącznej miąższości rzeczywistej). Są to zwykle pojedyncze ławice, rzadko zespoły ławic. Zbudowane są z mikrytu i mikrosparytu, z licznym drobnym detrytusem szkieletowym oraz intraklastami i peloidami, zazwyczaj z niewielką domieszką ziarn arenitowych i rudytowych. Najpospolitsze są okruchy szkieletów gałązkowych stromatoporoidów i tabulatów. W niektórych ławicach stwierdzono poziome warstwowanie lub niewyraźne smugowanie.

5% profilu wapieni detrytycznych zajmują brekcje tworzące kompleks osadów o miąższości rzeczywistej 15 m w dolnej części jednostki. Występują one w postaci wkładek przeławiconych warstwami mikrytów. Brekcje zbudowane są z najczęściej ostrokrawędzistych, zróżnicowanej wielkości (0,5 – 10 cm, przeciętnie 1 cm), okruchów mikrosparytów, mikrosparytów z domieszką gałązkowej fauny stromatoporoidów, okruchów szkieletów rugozów, stromatopor, masywnych tabulatów, kalkarenitów i kalcyrudytów. Spoiwo brekcji zazwyczaj ilaro-mikrytowe, czasem bywa zastąpione krystalicznym kalcytem.

Wapienie detrytyczne zawierają liczne i dobrze czytelne ślady procesów sedymentacyjnych i diagenetycznych. Tu zostaną one jedynie wspomniane. Najpospolitsze są świadectwa onkolityzacji ziarn wyrażone obecnością jednej lub wielu powłok mikrytowych wokół jądra, którym bywa najczęściej bioklast stromatopory. Równie często spotykane są świadectwa mikrytyzacji ziarn wyrażone stopniowym zastępowaniem mikrytem głównie bioklastów. W krańcowych przypadkach dochodzi do powstania otoczek mikrytyzacyjnych. Wśród procesów dia- i epigenetycznych dominującą rolę odgrywa sparytyzacja i sylifikacja. Ten pierwszy proces obserwowany jest nągminnie w otoczeniu bioklastów, a także w obrębie pierwotnie mikrytowego i zmikrytyzowanego tła. Sylifikacja obejmuje zarówno mikroskopowo obserwowalne skupienia chalcedonowe lokujące się zwykle w obrębie bioklastów (np. amfipor, tabulatów), jak również pseudomorfozy chalcedonowe po elementach szkieletowych oraz znacznych rozmiarów (około 10 cm) gniazda krzemionkowe wypełnione kilkoma generacjami krzemionki. Zjawiskami powszechnymi, choć o mniejszym ilościowym znaczeniu, są skutki dolomityzacji, dedolomityzacji i kalcyfikacji.

Opisane wapienie detrytyczne utożsamiane są z tak samo nazwaną jednostką M. Narkiewicza i I. Olkowicz-Paprockiej (1983) z zastrzeżeniem dotyczącym przebiegu dolnej granicy jednostki (por. dyskusję w podsumowaniu).

**SERIA MARGLISTA** (głęb. 10,1 – 238,3 m, miąższość rzeczywista 206,8 m). Dolną granicę poprowadzono w spągu pakietu zlepieńców śródformacyjnych o wyraźnie ciemniejszym, marglistym tle skalnym.

Seria marglista zbudowana jest w przewodzie z margli zawierających przeławicenia wapieni, wapieni marglistych, wapieni gruziowych, czarnych ilowców bitumicznych, mułowców, radiolarytów, zlepieńców śródformacyjnych.

Rozmieszczenie tych przeławień w profilu i częstość występowania poszczególnych ich typów dało podstawę do podziału serii marglistej famenu Kowali na mniejsze jednostki. Wynikiem tego podziału jest 6 kompleksów skalnych odznaczających się swoistymi cechami litologicznymi łatwo wyróżnialnymi makroskopowo. Są to (od spągu ku stropowi profilu): margle, wapień i osady gruzłowe, margle i wapień laminowane, margle z gruzłami wapieni, margle, wapień i gruzły wapienne, margle i ilowce z wkładkami wapieni, wapień gruzłowe. Seria marglista obejmuje jednostki (5–8) wyróżnione przez M. Narkiewiczą i I. Olkowicz-Paprocką (1983).

**M a r g l e, w a p i e n i e i o s a d y g r u z ł o w e** (głęb. 238,3–197,6 m, miąższość rzeczywista – 36,9 m). Dolna granica jednostki jest utożsamiana z granicą serii marglistej.

Podstawowym tworzywem kompleksu są utwory margliste. Szara, ciemnoszara do czarnej barwa tych skał pochodzi od domieszki czarnych minerałów ilastych, których proporcje ilościowe w stosunku do węglanów szybko się zmieniają. W efekcie powstaje cienka laminacja pozioma skały oparta na kontraście barw ciemniejszych lamin bogatszych w substancję ilastą i jaśniejszych bardziej węglanowych. Czasem laminacja ta bywa nieciągła, przybiera postać warstwowania smużystego lub drobnosoczewkowego. Są ławice nielaminowane.

Tło margli zbudowane jest z mikrytu często rekrystalizującego do mikrosparytu. Tkwią w nim kierunkowo zorientowane bioklasty. Materiał biogeniczny obejmuje głównie rozarty i nieoznaczalny detrytus organiczny oraz fragmenty skorup małżoraczków, ramienionogów, krynoidów, pojedyncze szczątki szkieletowe fosforanowe. Zazwyczaj ilość bioklastów zawiera się w granicach 5–15%, czasem sięga 60%.

W materiale ziarnistym margli prócz bioklastów zaobserwowano także liczne przejawy wystąpienia minerałów fosforanowych. Obecne są niemal w każdym szlifie, zmieniają jednak zarówno postać, jak i częstość, zazwyczaj występują w postaci rozproszonych ziarn kolofanowych, znacznie rzadziej tworzą cienkie nieciągłe laminy.

Pospolicie towarzyszy węglanom dolomit (do 2%) rozproszony w skale w postaci romboedrów oraz nieliczne drobne (0,01 mm) ziarna kwarcu. Minerale nieprzezroczyste reprezentowane są przez piryty, który tworzy pojedyncze, rozproszone kryształy, drobnokrystaliczne skupienia albo gromadzi się w postaci pirytowych lamin.

Lokalnie, w pobliżu szczątków organicznych zaobserwowano zjawisko sylifikacji wypełnień muszli i zastępowania krzemionką skorup tych muszli.

Zróznicowaniu ilościowemu wapień/ił, obserwowanemu w małej skali w postaci laminacji margli, towarzyszy zmienność proporcji tych składników, w dłuższych okresach czasu wyrażona obecnością ławic mniej zailonych a więc bardziej węglanowych. Są to szare i ciemnoszare mikryty i mikrosparyty na ogół niewyraźnie poziomo laminowane, nieostro ograniczone w spągu i stropie od utworów marglistych, stosunkowo równomiernie rozproszone w profilu. Często spotykane w rdzeniu przypadki wyklinowań sugerują generalnie soczewkowaty kształt ławic węglanowych. Barwy są nieco jaśniejsze od otaczających margli, laminacja pozioma, rzadziej falista lub soczewkowa, zwykle jest mniej wyraźna. Ławice węglanowe wykazują mniejszą zawartość minerałów ilastych skoncentrowanych w smugi i cienkie laminy. Minerale te należą do grupy hydromik, albo są to blaszki w różnym stopniu zwietrzałego biotyty. Ogólnie mikrytowe do drobnosparytowego tło stanowi 75–95% skały. Pozostała część przypada na materiał szkieletowy, w którym dominują zazwyczaj koliste przekroje ten-

takulitoidów (?), fragmenty skorup ramienionogów, krynoidy. Ze zróżnicowaną częstością — od zupełnego braku po liczne wystąpienia — obserwowano szczątki fosforanowe reprezentujące konodonty i zapewne trylobity. Wyjątkowo obserwowano małżoraczki.

Akcesorycznym składnikiem ławic węglanowych są rozproszone kryształy pirytu, cienkie nieregularne smugi zwęglonej substancji organicznej, rzadko spotykane, rozsiane romboedry dolomitu i skupienia chalcedonowe.

Podrzednym ilościowo składnikiem litologicznym opisywanego zespołu margli, wapieni i wapieni gruzłowych są te ostatnie. Stanowią one element charakterystyczny niespotykany w jednostce młodszej. W marglistym, opisywanym już tle skalnym, tkwią jaśniejsze gruzły węglanowe, mniej zailone, zwykle wydłużone zgodnie z warstwowaniem, rzadziej izometryczne. Najczęściej nie obserwuje się w nich laminacji. Granice gruzłów są zwykle wyraźne, choć niezbyt ostre, wielkość waha się od 3–5 cm, rzadko jedynie osiągają 10 cm. Występują pojedynczo w dużym rozproszeniu, częściej jednak są skoncentrowane w ławice lub poziomy gruzłowe. Gruzły zbudowane są z mikrytu rekrystalizującego do drobnego sparytu. Zawierają około 10–15% detrytusu szkieletowego reprezentującego skorupy małżoraczków, krynoidy, szczątki fosforanowe. Prócz bioklastów obserwowano rozproszone lub częściej skoncentrowane w pobliżu bioklastów skupienia pirytu.

Najrzadziej występującym, ale niezwykle ważnym typem litologicznym w profilu zespołu margli, wapieni i wapieni gruzłowych są zlepieńce śródformacyjne. Napotkano je w dwu miejscach. Grubszy (2,3 m) bardziej zróżnicowany pakiet tworzą one w spągu zespołu (238,3–235,8 m). Na jasnych kalcyrudytach wapieni ziarnistych franu leżą tu zielonawo-beżowo-szare zlepieńce zbudowane z obtoczonych, źle wysortowanych (kilka mm — 10 cm) okruchów (40%) beżowych mudstonów, szarych smugowanych wakstonów, szarych ubogich wakstonów spojonych zielonawym materiałem marglistym zawierającym liczne bioklasty. Ku górze barwa spoiwa staje się coraz ciemniejsza, ubożeje skład petrograficzny okruchów, zmniejsza się stopień obtoczenia a rosną rozmiary okruchów i stopień ich wysortowania. W górnej części profilu zlepieńców większość materiału to krótko transportowane intraklasty. Ławica zlepieńców śródformacyjnych (15 cm miąższości) położona jest na głęb. 209,5 m. Tworzą je duże (do 10 cm) kanciaste, deskowatego kształtu, okruchy wakstonów szarych smugowanych oraz obtoczonych zielonawych mudstonów. Wśród materiału szkieletowego dominują fragmenty skorup małżoraczków, ramienionogów i gałązkowych tabulatów. Liczne są krynoidy i szczątki fosforanowe.

Margle, wapienie i osady gruzłowe odpowiadają wapieniom gruzłowym wyróżnionym przez M. Narkiewicza i I. Olkowicz-Paprocką (1983), chociaż różnią się nieco wykształceniem litologicznym. W profilu Kowala 1 osady te są bardziej margliste, zawierają mniej gruzłowych, wykazują większe zróżnicowanie litologiczne oraz bardziej wyrazistą granicę spągową niż w otworze wiertniczym Jancyce I.

M a r g l e i w a p i e n i e l a m i n o w a n e (głęb. 197,6–108,5 m, miąższość rzeczywista — 80,7 m). Dolną granicę postawiono w spągu pierwszej poziomo laminowanej ławicy margli lub wapieni.

Ponad zespołem margli, wapieni i osadów gruzłowych zanikają formy gruzłowe. Tło margliste jest jaśniejsze. Zaciera się granica między marglami i wapieniami. Przejścia między tymi typami skalnymi, wykształconymi w sposób opisany w poprzedniej jednostce, są bardzo płynne i nieostre. W obrębie całego

zespołu występuje charakterystyczna drobna, stosunkowo regularna laminacja, tylko miejscami przybierająca postać laminacji falistej lub soczewkowej.

W wapieniach i marglach laminowanych rośnie udział materiału allochtonicznego, zapewne terrygenicznego. Wyraża się wzrostem udziału w budowie skały minerałów ilastych do tego stopnia, że znaczną część lamin kwalifikować trzeba jako iłowce mikrytowe lub biomikrytowe zbudowane w przewodzie z chlorytów, hydromik, biotyту, muskowitu przetkanych mikrytem. W postaci rozproszonych ziarn aleurytowych rozmiarów występuje kwarc. Miejscami dochodzi do indywidualizacji w profilu lamin mułowców kwarcowych zbudowanych z ziarn kwarcu o spoiwie regeneracyjnym z niewielkim udziałem minerałów ilastych. Pospolite są krótkie nieregularne laminy i smugi substancji bitumicznej i fosforanowej.

Wśród bioklastów dominuje rozarty detrytus szkieletowy. Liczne są także fragmenty skorupki małżoraczków, miejscami ramienionogów. Powszechnie spotyka się szczątki fosforanowe i ku górze profilu coraz częściej — krzemionkowe należące do radiolarii. Miejscami nagromadzenie tych ostatnich jest tak znaczne, że tworzą się laminy i ławice mikrytowych iłowców radiolariowych w około 50% zbudowanych z materiału szkieletowego radiolarii.

Przy tych różnicach ogólny pokrój skał i ich cechy makroskopowe w dużym stopniu nawiązują do opisanych z jednostki podścielającej. Są to nadal szare i ciemnoszare mudstony i wakstony tyle, że silniej ilaste, zazwyczaj regularnie laminowane o bardziej rozbudowanym inwentarzu ziarn minerałów akcesorycznych i nieco różnym składzie bioklastów.

Margle i wapień laminowane są pełnym odpowiednikiem wapieni marglistych z laminacją płaską, równoległą lub zaburzoną śródformacyjnie M. Nar-kiewicza i I. Olkowicz-Paprockiej (1983).

M a r g l e z g r u z ł a m i w a p i e n i (głęb. 108,5 — 79,6 m, miąższość rzeczywista — 26,2 m). Dolną ich granicę ustalono w miejscu zaniku ławicowych przewarstwień wapieni a pojawieniem się obfitych struktur gruzłowych oraz zmiany barwy tła skalnego z szarej na zieloną, związanej z napływem innego rodzaju i pochodzenia materiału ilastego do zbiornika sedymentacyjnego.

Ilościowo dominują w profilu zielone margle i iłowce margliste (razem 70 — 75%) cienkolaminowane. Laminacja zazwyczaj faliście opływa formy gruzłowe. Odcinki nie zawierające gruzłów są laminowane poziomo, a laminacja spowodowana jest zmiennymi proporcjami mikrytu, zielonej substancji ilastej i rzadziej występującego czarnego materiału ilastego. Często obserwuje się przypadki wyklinowań poszczególnych lamin. Pojawiają się formy przejściowe do laminacji falistej i soczewkowej.

W badaniach mikroskopowych zailone margliste tło skalne okazało się mieszaniną ilasto-węglanową zbudowaną z muskowitu, biotyту, montmorylonitu? i mikrytu. Liczne są rozsiane aleurytowe ziarna kwarcu, romboedry dolomitu, skupienia piryту. Wśród bioklastów dominuje drobny, trudny do bliższego sklasyfikowania, materiał rozsiany w skale. Wyróżniono w nim nieliczne fosforanowe szczątki konodontów i pojedyncze radiolarie.

Utwory margliste zawierają bardzo liczne gruzły węglanowe (około 25 — 30% objętości skały). Mają postać izometrycznych, a częściej wydłużonych skupień węglanowych z przejściem do soczewek. Granice gruzłów są ostre. Tylko z rzadka trafiają się gruzły mniej zaokrąglone, bardziej „chmurkowate”, o mniej wyraźnych granicach. Wielkość gruzłów sięga od 1 do 10 cm (tylko pojedyncze przekraczają średnicę rdzenia), najczęściej jednak zawiera się w granicach 3 — 7 cm. Grubość guzłów wynosi od 1 do 3 cm, tylko sporadycznie trafiają się większe

do 10 cm. Wydłużone gruzły układają się dłuższą osią równoległą do warstwowania.

Większość gruzłów zbudowana jest z mikrytu rekrystalizującego do mikrosparytu zawierającego niewielką ilość (5–10%) drobnego, rozartego materiału szkieletowego. Wyróżniono w nim radiolarie i fragmenty muszli. Prócz bioklastów obecne są stosunkowo liczne ziarna aleurytowe kwarcu oraz rzadko spotykane, rozsiiane kryształy autigenicznego kwarcu, romboedry dolomitu, kryształy pirytu.

Jednostka margli z gruzłami wapieni nie ma swojego odpowiednika w profilu Janczyce I. Wapienie ilasto-margliste o falistym warstwowaniu, występujące tam ponad wapieniami marglistymi z laminacją płaską, równoległą lub zaburzoną śródformacyjnie (M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka, 1983) są inaczej wykształcone litologicznie niż w Kowali.

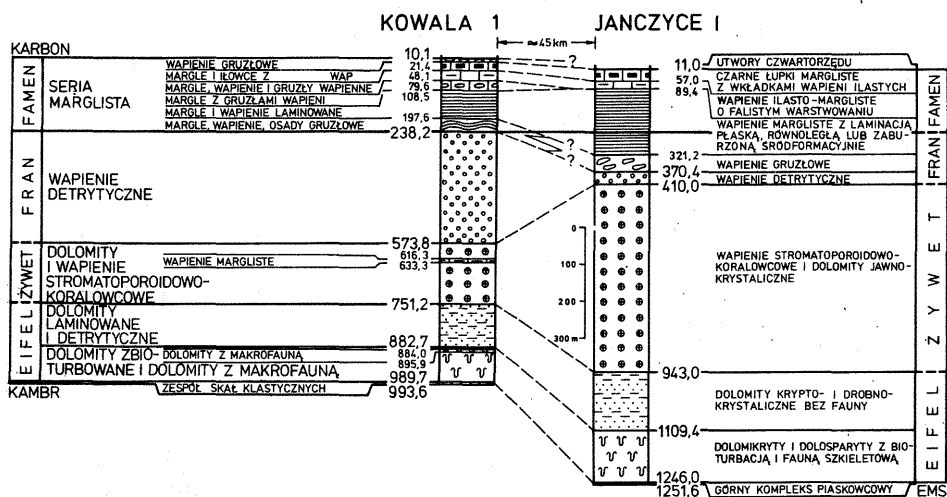


Fig. 3. Korelacja podziału litostratigraficznego węglanowych utworów dewonu w otworach wiertniczych Kowala 1 i Janczyce I

Correlation of the lithostratigraphic subdivision of the Devonian carbonates in the Kowala 1, Janczyce I boreholes

Margle, wapienie i gruzły wapienne (głęb. 79,6–48,1 m, miąższość rzeczywista – 28,5 m). Dolną granicę poprowadzono w spągu zwartego zespołu ciemnoszarych margli i gruzłów utworów węglanowych zawierających przewarstwienia wapieni.

Margle, wapienie i gruzły wapienne tworzą zespół skalny makroskopowo bardzo przypominający jednostkę opisaną ze spągu serii marglistej. Podobne szare, ciemnoszare barwy osadu, zbliżony rozkład typów litologicznych (dominacja margli – ok. 60%), charakter przeławień bardziej węglanowych (40%) wykształconych w postaci rozległych soczewek, niewielki udział form gruzłowych przekonują o daleko posuniętych analogiach między tymi zespołami. Różnice sprowadzają się do braku w opisywanym zespole zlepieńców śródformacyjnych oraz obecności stosunkowo obfitych szczątków zwęglonej flory.

Pod mikroskopem utwory margliste opisywanego zespołu różnią się bardziej od swych odpowiedników ze spągu serii marglistej. Zachowując drobną laminację, podobną zawartość i formy występowania pirytu zawierają jednak



znacznie większe ilości ziarn aleurytowych kwarcu (do 10%) i rozproszonych romboedrów dolomitu (do 15%). Elementami zupełnie nowymi, choć o akcesorycznym znaczeniu ilościowym, są liczne blaszki biotyту i muskowitu (kilka %), smugi i skupienia bitumiczne oraz nieliczne kryształy autigenicznego kwarcu. Znacznie uboższy jest detrytus organiczny – radiolarie, szczątki fosforanowe i fragmenty muszli (łącznie do 10%).

Przeławicenia i gruzły wapienne zbudowane są z mikrytu często rekrytalizującego do mikrosparytu i drobnego sparytu (90–95%) zawierającego 5–10% drobnego detrytusu szkieletowego, w którym są fragmenty muszli małżów, małżoraczków, szczątki fosforanowe i radiolarie. W niewielkich ilościach występują rozproszone ziarna fosforanowe, ziarna kwarcu, kryształy piryту. Obserwowano pojedyncze romboedry dolomitu i kryształy autigenicznego kwarcu. Pod względem składu skały wapienne są więc podobne do występujących w spągu serii marglistej i obejmują mudstony w różnym stopniu zailone, przeławiające się wzajemnie.

Jednostka margli, wapieni i gruzłów wapiennych jest, jak się wydaje, zbliżona litologicznie do wapieni ilasto-marglistych o falistym warstwowaniu z profilu Jancyce I (M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka, 1983). Z uwagi na lakoniczny opis tej ostatniej jednostki trudno się w tej sprawie wypowiedzieć ostatecznie.

**M a r g l e i i ł o w c e z w k ł a d k a m i w a p i e n i** (głęb. 48,1–21,4 m, miąższość rzeczywista – 24,2 m). Dolną granicę poprowadzono w spągu pierwszej ławicy czarnych iłowców bitumicznych.

Zarówno obraz litologiczny, jak i petrograficzny margli i iłowców z wkładkami wapieni przekonują o ciągłości sedymentacji i kontynuacji ku górze cech charakterystycznych dla skał niżej leżących. Podkreślenia wymaga jedynie fakt, że ku stropowi poprzedniej jednostki rośnie zawartość minerałów ilastych, kwarcu, zwęglonej substancji organicznej i bitumicznej. W wyniku znacznego nagromadzenia kombinacji dwu ostatnich składników i minerałów ilastych dochodzi do zindywidualizowania litologicznego czarnych iłowców. Występują one w postaci ławic (od kilku milimetrów do 60 cm). Ławice te koncentrują się w Kowali w dolnej części zespołu. Zawierają masowe nagromadzenia małżów i szczątki zwęglonej flory.

Pod mikroskopem skała ma charakter cienkolaminowanego iłowca zbudowanego w 90% z substancji ilasto-bitumicznej. Zmienne proporcje tych składników są przyczyną laminacji. Dodatkowo i z rzadka pojawiają się nieciągłe smugi i soczewkowate laminy fosforanowe i mikrosparytowe. Skała przetkana jest bioklastami muszlowymi. Nieliczne są drobne romboedry dolomitu, rozproszone kryształy piryту i ziarna kwarcu.

Jednostka margli i iłowców z wkładkami wapieni odpowiada wyróżnionym przez M. Narkiewicza i I. Olkowicz-Paprocką (1983) czarnym łupkom z wkładkami wapieni ilastych.

**W a p i e n i e g r u z ł o w e** (głęb. 21,4–10,1 m, miąższość rzeczywista – 10,3 m). Dolną granicę jednostki postawiono w spągu pierwszej ławicy o zielonej barwie i zawierającej liczne formy gruzłowe.

Wapienie gruzłowe są to mikrytowe, nieco zailone, szare, szarozielonawe i szarobrunatne wapienie zbudowane z ciemniejszego, bardziej ilastego tła, w którym tkwią niewyraźne formy gruzłowe, cienkie gruzłowe ławice lub skały mozaikowe o nieregularnie wymieszanych plamach silniej węglanowych, otoczonych szarozielonawym tłem.

Tło skały tworzy zailony mikryt rekrytalizujący do mikrosparytu, czasem

ujawniający grubą, kilkucentymetrowej grubości poziomą laminację wynikającą ze zmiennej zawartości kwarcu. Mikryt stanowi 90–95% objętości skały. Pozostałość to bioklasty, wśród których dominuje detrytus muszlowy. Towarzyszą mu bioklasty fosforanowe i krzemionkowe, Powszechnie występują rozproszone kryształy pirytu, romboedry dolomitu, rzadko smugi i soczewki krzemionkowe i peloidy. Lokalnie, w niektórych ławicach pojawia się znaczna domieszka ziarn aleurytowych kwarcu (15–20%). Tworzą się wtedy wapienie piaszczyste i mulaste.

Gruzły, ławice gruzłowate i nieregularne, niewyraźne plamy silniej węglanowe zbudowane są z mikrytu (80–90%) zawierającego liczne, makroskopowo widoczne bioklasty (do 20%). Stanowi je głównie detrytus muszlowy i trochity. Pod mikroskopem zidentyfikowano także fragmenty skorup ślimaków, małżoraczków i pojedyncze radiolarie. Składnikami akcesorycznymi są rozproszone kryształy pirytu, blaszki biotyту, skupienia kolofanu oraz idiomorficzne kryształy autigenicznego kwarcu. Nieregularnie występuje domieszka detrytycznego, aleurytowego kwarcu sięgająca w gruzłach 5%.

W zespole wapieni gruzłowych występują dwie wkładki ciemnych iłowców zawierających liczne cienkoskorupowe małże. Podobnie jest z kilkoma wkładkami margli szarozielonych, laminowanych, analogicznych jak margle występujące w obrębie poprzedniego wydzielenia i tam opisane.

Wapienie gruzłowe nie mają swojego odpowiednika w profilu otworu Janczyce I.

## PODSUMOWANIE

Prezentowany profil Kowala 1 pełni w dotychczasowym dorobku badań litostratygraficznych rolę szczególną, jako jeden z trzech profili wiertniczych, w których uzyskano ciągły rdzeń ze słabo tektonicznie zaburzonych, węglanowych utworów dewonu. Jest drugim profilem opracowanym w stopniu umożliwiającym porównanie z opublikowanym profilem otworu wiertniczego Janczyce I (M. Narkiewicz, I. Olkiewicz-Paprocka, 1983). Obydwa te profile, położone na przeciwległych krańcach regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich, dają szansę skonstruowania podziału litostratygraficznego węglanowego dewonu i skonfrontowania go z dotychczasowym stanem wiedzy opartym na podstawie fragmentarycznych profili odsłoneń i płytkich wierceń. Profil trzeciego otworu (Zaręby IG 2), położonego między dwoma wyżej wspomnianymi, znajduje się obecnie w opracowaniu. Wstępne wyniki tego opracowania sugerują, że zasadniczy zrąb konstrukcji schematu litostratygraficznego w profilach Janczyce i Kowala nie zostanie zaburzony.

Nie wchodząc w szczegóły wykształcenia litofacjalnego poszczególnych jednostek litostratygraficznych i ich rozprzestrzenienia i pozostawiając te kwestie specjalistom zajmującym się stratygrafią i rozwojem facjalnym poszczególnych fragmentów profilu dewońskiego na różnych obszarach Gór Świętokrzyskich, podkreślić trzeba ogólne podobieństwo profilów Kowala 1 i Janczyce I. W obu profilach występują serie skalne zbliżone wykształceniem litologicznym i petrograficznym, powstałe w podobnych środowiskach i objęte tymi samymi procesami dia- i epigenezy. Stwarza to realne szanse na opracowanie regionalnego podziału litostratygraficznego węglanowego dewonu w południowej części Gór Świętokrzyskich, z perspektywami rozszerzenia go na obszar Niecki Nidziańskiej i obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

Zasadniczym podobieństwom obu profili towarzyszą znaczne niekiedy różnice. Dotyczą one w głównej mierze miąższości wapieni stromatoroidowo-koralowcowych i wapieni detrytycznych oraz serii marglistej górnego dewonu. W przypadku dwu pierwszych jednostek warto zauważyć, że granica między nimi została poprowadzona w Kowali 1 arbitralnie w stropie najmłodszej ławicy amfiporowej (a więc inaczej niż w Janczycach I), gdy inne litofacje towarzyszące stopniowo zanikają dużo wyżej w profilu. Zmiana kryterium postawienia tej granicy pozwoliłaby na znaczne jej podniesienie, co zmniejszyłoby relatywnie miąższość wapieni detrytycznych w porównaniu z profilem w Janczycach. Przebieg omawianej granicy, a zwłaszcza kryterium jej ustanowienia są dyskusyjne i wymagają analizy regionalnej w większej ilości profili.

Dużo prościej rysują się odmienności w wewnętrznym podziale górnodewońskiej serii marglistej. Tu można przypuszczać, że różnice litologiczne okażą się drugorzędne; na plan pierwszy wysuwają się natomiast zagadnienia chronologii zarówno zmian facjalnych w obrębie serii, jak i określenie momentu początku jej sedymentacji na różnych obszarach Gór Świętokrzyskich.

W porównaniu z zakresem zmienności wyższych jednostek litostratygraficznych dwie dolne (dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną, dolomity laminowane i detrytyczne) zwracają uwagę swą stabilnością takich podstawowych cech, jak: charakter litologiczno-petrograficzny, ogólna miąższość, efekty dia- i epigenezy. Można więc przewidywać, że te dwie jednostki węglanowej sekwencji dewońskiej mogą stosunkowo szybko stać się przedmiotem formalizacji.

Oddział Świętokrzyski  
Państwowego Instytutu Geologicznego  
Kielce, ul. Zgoda 21  
Nadesłano dnia 24 października 1989 r.

## PIŚMIENNICTWO

- NARKIEWICZ M., OLKOWICZ-PAPROCKA I. (1983) — Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **27**, p. 225–255, nr 2.
- NEHRING-LEFELD M. (1990) — Biostratygrafia famenu z otworu wiertniczego Kowala 1 na podstawie konodontów. *Kwart. Geol.* **34**, p. 271–290, nr 2.
- RACKI G. (1985) — Cykliczność sedymentacji a podział stratygraficzny dewońskiej serii stromatoroidowo-koralowcowej Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **32**, p. 267–270, nr 5.
- TURNAU E. (1990) — Poziomy sporowe famenu i turneju z otworu wiertniczego Kowala 1. *Kwart. Geol.*, **34**, p. 291–304, nr 2.
- ŻAKOWA H., RADLICZ K. (1990) — Makro- i mikrofauna oraz petrografia famenu z otworu wiertniczego Kowala 1. *Kwart. Geol.*, **34**, p. 243–270, nr 2.

Андрей РОМАНЕК, Мария РУП

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ДЕЛЕНИЕ ДЕВОНА В РАЗРЕЗЕ БУРОВОЙ СКВАЖИНЫ КОВАЛЯ 1

### РЕЗЮМЕ

Разрез буровой скважины Ковалья 1 находится в юго-западной части Свентокшиских гор (фиг. 1). Его действительная мощность равняется 890,3 м и кроме комплекса обломочных

пород (2,7 м мощности) в подошве, он представляет карбонатную часть девонского разреза с эифеля до фамена. Девон окаймляют карбонские породы в кровле и кембрийские пробуренные под девонскими.

В разрезе Ковалья 1 выделено 5 неформальных литостратиграфических единиц высшего порядка и 9 единиц более низкого ранга. Была разработана характеристика этих единиц и определены их границы. Эти единицы следующие (от подошвы до кровли):

- Комплекс обломочных пород; мощность 2,7 м.
- I. Биотурбованные доломиты и доломиты с микрофауной. Мощность 95,9 м:
  - Доломиты с микрофауной; мощность 10,8 м.
- II. Ламинированные и детритные доломиты. Мощность 119,1 м.
- III. Доломиты и известняки со строматопороидами и кораллами. Мощность 160,5 м:
  - Мергелистые известняки; мощность 15,0 м.
- IV. Детритные известняки. Мощность 304,1 м.
- V. Мергелистая серия. Мощность 206,8 м:
  - Мергели, известняки и кромковые отложения; мощность 36,9 м.
  - Мергели и известняки ламинированные; мощность 80,7 м.
  - Мергели с комками известняков; мощность 26,2 м.
  - Мергели, известняки и известковые комки; мощность 28,5 м.
  - Мергели и алевроиты со вкладышами известняков; мощность 24,2 м.
  - Комковые известняки; мощность 10,3 м.

Существует повсеместно принятое мнение, хотя не всегда обоснованное местонахождениями фауны, что девонские осадки соответствующие единицам I и II принадлежат к эифелю, III — к живету, IV — к франу, V — к фамену. Стратиграфическую позицию мергелистой серии описали: Х. Жакова и К. Радлич (1990), М. Неринг-Лефельд (1990), Е. Турнау (1990).

Установлено значительное сходство литологии и мощности описываемого разреза с последовательностью пробуренную скважиной Янчице I, находящейся в восточной части Свентокшских гор (М. Наркевич, И. Олькович-Папроцка, 1983, фиг. 3). Все более реальной является возможность разработки формального, регионального литостратиграфического деления девона в южной части Свентокшских гор, Нидзянской мульды, а может быть также северо-восточного окаймления Верхнесилезского угольного бассейна.

Andrzej ROMANEK, Maria RUP

#### LITHOSTRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF THE DEVONIAN SEQUENCE IN THE KOWALA 1 BOREHOLE

##### S u m m a r y

The Kowala 1 borehole is located in the southwestern part of the Holy Cross Mts (Fig. 1). The column is 890.3 m thick and aside of clastic rocks at the bottom (2.7 m thick) it represents carbonate part of the Devonian sequence from Eifel up to the Famennian. The Devonian is underlain by the Cambrian sediments at the bottom and it is overlain by the Carboniferous at the top.

5 nonformal lithostratigraphic of higher rank and 9 of lower rank units have been distinguished in the Kowala 1 borehole. The units are characterized and their boundaries defined. Those are (from bottom to top):

- Clastic rocks; 2.7 m thick.

- I. Bioturbated dolomites and dolomites with macrofauna. 95.9 m thick:
  - Dolomites with macrofauna, 10,8 m thick.
- II. Laminated dolomites and detrital dolomites, 119,1 m thick.
- III. Stromatoporoid-coral dolomites and limestones. 160.5 m thick:
  - Marly limestones, 15.0 m thick.
- IV. Detrital limestones, 304.1 m thick.
- V. Marly series. 206.8 m thick:
  - Marls, limestones and nodular sediments, 36.9 m thick;
  - Marls and laminated limestones, 80.7 m thick;
  - Marls with nodules of limestones, 26.2 m thick;
  - Marls, limestones and nodular limestones 28.5 m thick;
  - Marls and claystones with limestone intercalations, 24.2 m thick;
  - Nodular limestones, 10.3 m thick.

It is generally accepted that the Devonian sediments corresponding to units I and II belong to Eifelian, III – to Givetian, IV – to Frasnian and V – to Famennian. This subdivision is hardly documented by fossil finds. The stratigraphic position of the marly series has been described by H. Żakowa and K. Radlicz (1990), M. Nehring-Lefeld (1990) and E. Turnau (1990).

A considerable similarity in lithology and thickness has been observed to the column of the Janczyce I borehole localised in the eastern part of the Holy Cross Mts (M. Narkiewicz, I. Olkowicz-Paprocka, 1983, Fig. 3). Basing on the Kowala 1 column the elaboration of the formal regional lithostratigraphic subdivision of Devonian in the southern part of the Holy Cross Mts, the Nida Basin and possibly also in the northeastern border of the Upper Silesian Coal Basin seems to be possible.