

**SEDYMENTACJA ŚRODKOWEGO DEWONU W REGIONIE ŁYSOGÓRSKIM  
(PROFIL ŚWIĘTOMARZ – ŚNIADKA)**

UKD 551.733.4.022:552.14:552.52'541:56.016 konodoty (438.13 G. Świętokrzyskie – 17)

Uwagę badaczy dewonu świętokrzyskiego od dawna przyciągała różnorodność i obfitość fauny oraz obecność utworów mułowcowych i piaszczystych, odróżniające środkowy dewon synkliny bodzentyńskiej od równowiekowych dolomitów i wapieni regionu kieleckiego. Odmienność ta stanowiła punkt wyjścia do formułowania różnych koncepcji paleogeograficznych, w tym nawet hipotezy o geosynklynalnym charakterze regionu łysogórskiego w dewonie (6, 36\*). W niniejszym artykule przedstawiono zarys litostratygrafii, a także interpretacji facjalnej i paleogeograficznej osadów odsłoniętych w dolinie Psarki, między Świętomarzem od południa a Śniadką od północy. Jest to jeden z dwóch, obok przekroju Grzegorzowice – Skąły, kluczowych profili środkowego dewonu synkliny bodzentyńskiej. Interpretację oparto na rekonstrukcji następstwa litostratygraficznego ujętego w ramy formacji i ogniwi (ryc. 1). Jednostki te, z wyjątkiem wyróżnionej po raz pierwszy formacji śniadkowskiej, stanowią nawiązanie do wcześniejszych wydzieleni (1, 6, 9, 35, 51), czasem jednak z daleko idącymi modyfikacjami i zmianami. Szczegółowa dokumentacja litologiczna i paleontologiczna przedstawionych poniżej wyników została zawarta we wcześniejszej pracy niepublikowanej (Kłossowski 1976, oprac. arch.).

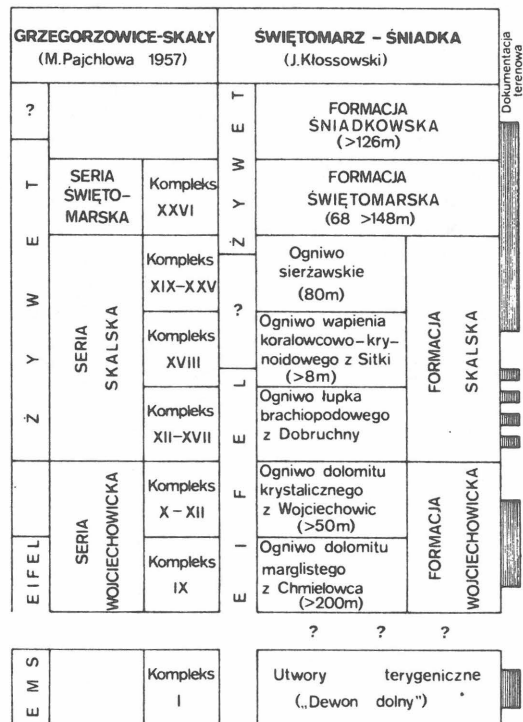
**STRATYGRAFIA**

Badany fragment synkliny bodzentyńskiej charakteryzuje się występowaniem szeregu podłużnych uskoków, powodujących kilkakrotne powtarzanie się wzdłuż doliny Psarki tych samych jednostek litostratygraficznych (ryc. 2). Wynikająca stąd trudność odtworzenia ciągłej sukcesji była dawniej, obok słabego stopnia odsłonięcia, przyczyną znacznych rozbieżności przy formułowaniu lokalnego podziału stratygraficznego. Niżej przedstawiony podział jest wynikiem połączonych obserwacji litologicznych i tektonicznych, w tym zwłaszcza wyróżniania charakterystycznych poziomów korelacyjnych, określania ułożenia warstw za pomocą pozycji wzrostu fauny bentonicznej i hieroglify oraz przebiegu linii intersekcyjnych. Z drugiej strony, tektonika uskokowa umożliwiła obserwację zmienności obocznej w poszczególnych, powtarzanych tektonicznie jednostkach, co wykorzystano do ich interpretacji facjalnej.

**Formacja wojciechowicka.** Jest to kompleks skalny złożony w całości z dolomitów. Dolną część formacji, tj. ogniwo dolomitu marglistego z Chmielowca budują wyraźnie uwarstwione cienko-, średnio- i gruboławicowe dolomity margliste, przewarstwione dolomitycznymi łupkami ilastymi. Barwa skał jest szara z odcieniem wiśniowym lub fioletowym. Dominującą teksturą sedymentacyjną jest laminacja; często spotykana jest również gruzłowa budowa skały. Szczątków organicznych nie zaobserwowano, sporadycznie występują kawerny po rozpuszczonych skorupkach drobnych ślimaków i małży. Górną część opisywanej formacji – ogniwo dolomitu krystalicznego z fauną z Wojciechowic – tworzą dolomity drobno- i średniokrys-

taliczne, szare do niemal czarnych, średnio- i gruboławicowe, bez wyraźnych tekstur sedymentacyjnych. Bardzo liczną faunę reprezentują zrekrystalizowane szczątki stromatoporoidów gałązkowych, rzadziej blaszkowych i masywnych, *Rugosa*, *Tabulata*, skorupki ramienionogów i członki liliowców.

**Formacja skałska.** Jest to kompleks skalny złożony z łupków ilastych i marglistych, przewarstwionych marglami i wapieniami z bardzo liczną, różnorodną i dobrze zachowaną fauną. Ogniwo łupka brachiopodowego z Dobruchny, tworzące dolną część formacji, jest złożone z łupków ilastych i mulistych, margli i wapieni marglistych z liczną fauną koralii osobniczych, ramienionogów, małży, ślimaków, łodzików, trylobitów i liliowców. Szkielety organiczne występują bądź w postaci drobnego detrytus, bądź też w formie autochtonicznych nagromadzeń bardzo dobrze zachowanej fauny, zwłaszcza bentonicznej. Osady ogniwa środkowego – wapienia koralowcowo-krynoidowego z Sitki – tworzą kompleks jasnoszarych, średnio- i gruboławicowych wapieni, o skalotwórczym udziale masywnych i blaszkowych stromatoporoidów, *Tabulata* i gałązkowych *Rugosa*. Masywne stromatoporoidy znajdują się w pozycji wzrostu, natomiast koralowce gałązkowe są pokruszone, a stromatoporoidy blaszkowe – porożrywane. Fragmenty tych ostatnich, wraz z detrytem ramienionogów, liliowców



Ryc. 1. Stratygrafia profilu Świętomarz – Śniadka w porównaniu z odpowiadającą mu częścią profilu Grzegorzowice – Skąły (według 35).

Fig. 1. Stratigraphic subdivision of the Świętomarz – Śniadka section and correlation with corresponding part of the Grzegorzowice – Skąły section (after 35).

\* Literatura wspólna dla wszystkich artykułów dewońskich na str. 257.

i intraklastami tworzą domieszkę w mikrycie wypełniającym przestrzeń między szkieletami masywnymi. Tworzącą najwyższą część formacji ogniwo sierżawskie jest kompleksem skalnym złożonym z wzajemnych przeławień łupków ilastych i marglistych, margli oraz wapieni ziarnistych i marglistych, o miąższościach poszczególnych wkładek od 75 do 110 cm, z wyjątkowo bogatą i różnorodną fauną. Wśród wapieni ziarnistych stwierdzono biointramikrudyty, biopelmikarenity i dysmikryty w ostro zarysowanych ławicach od 1 do 30 cm miąższości. W północnej części profilu stanowią one ok. 16% ogólnej miąższości ogniwa, w części centralnej spotykane są rzadko, a materiał okruczowy jest drobniejszy (mikarenity i dysmikryty), natomiast na południu nie stwierdzono ich występowania. Materiał ziarnisty biointramikrudytów tworzą głównie człony liliowców, częste są też okruczuchy stromatoporoidów, gałązkowych *Tabulata* oraz ramienionogów. Materiał ten jest w poszczególnych ławicach wyraźnie uziarniony frakcjonalnie, najczęściej normalnie, rzadziej symetrycznie lub odwrotnie. Najbogatsza, dobrze zachowana fauna autochtoniczna występuje w dysmikrytach (ramienionogi, małże, ślimaki, łodziki i trylobity). Utwory margliste dominują ilościowo w profilu ogniwa, zyskując znaczną przewagę zwłaszcza ku południowi. Również i tu występuje bogata i urozmaicona, zwłaszcza w silniej węglanowych ławicach, fauna autochtoniczna (m.in. *Rugosa* osobnicze, ramienionogi, małże, ślimaki, tentakulity, łodziki i goniatyty).

**Formacja świętomarska.** Jednostka ta jest reprezentowana przez naprzemianległe łupki ilaste i mułowcowe oraz, podrzędnie ilościowo, cienkoławicowe (1–30 cm) piaskowce drobnoziarniste. Łupki ilaste i mułowcowe, na ogół szare, szarzielone lub ciemnobrunatne, wykazują miejscami wyraźną laminację. Często występują ślady rozmyć śródwarstwowych podkreślonych nagromadzeniem muskowitu, z kanałami po epifaunie i wypełnionych materiałem terygenicznym o nieco grubszej frakcji. Badania mikroskopowe wykazały, że wkładki piaszczyste zbudowane są z kwarcu o średnicy ziarn poniżej 0,1 mm, muskowitu oraz spoiwa ilastego z lokalną domieszką węglanu wapnia. Wkładki piaskowcowe mają ostre obie granice, bądź też wykazują w spągu (!) ciągle przejścia do łupków. Dolne powierzchnie ławic pokryte są bogatym zespołem drobnych, ale wyraźnych hieroglifów organicznych (gł. „*Phycodes*”) i mechanicznych: śladów ciągnięcia drobnych przedmiotów, odlewów jamek wirowych, zadziórów uderzeniowych, rzadziej – śladów opływu, hieroglifów strzałkowych i śladów linijnej działalności erozyjnej prądu (ryc. 3). Często występują

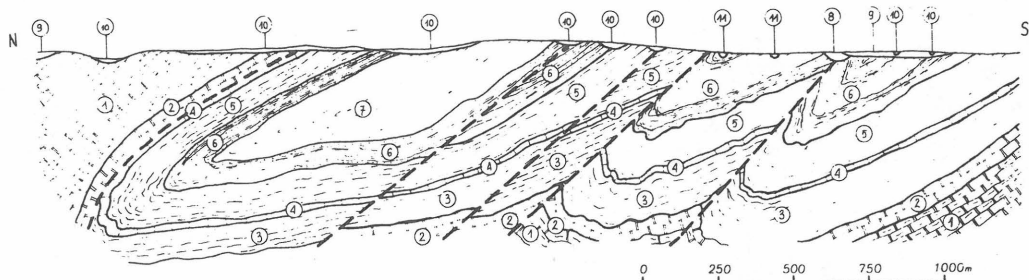
niewielkie pogrąży oraz szczeliny synerezyjne. Cienkie warstwy piaskowcowe są na ogół niewyraźnie uziarnione frakcjonalnie normalnie lub monofrakcyjnie. Rzadziej spotyka się uziarnienie symetryczne lub odwrócone, warstwowanie równoległe i skośne oraz uziarnienie frakcjonalne normalne w spągowej, a warstwowanie równoległe w górnej części ławiczek. Zespół organiczny formacji ogranicza się do powszechnie występujących zwęglonych fragmentów roślinnych i spor; z fauny występują nieoznaczalne ślimaki, małże pelagiczne oraz tentakulity, a jedynie podrzędne znaczenie mają wkładki wapienistych mułowców z liliowcami, ramienionogami i koralami *Rugosa* osobniczymi.

**Formacja śniadkowska.** Jest to kompleks złożony z przewarstwiających się wzajemnie pakietów łupków ilastych, margli i mikrytów marglistych, miejscami z ławicami szczątków organicznych. Wśród materiału szkieletowego przeważają człony liliowców, ramienionogi, małże, ślimaki, tentakulity, a miejscami osobnicze koralce *Rugosa*, trylobity, amonity i łodziki. Ilościowy udział szkieletów organicznych jest, w porównaniu z formacją skalną, znacznie mniejszy.

Wcześniejsi badacze, od Zejsznera (60) poczynając, zaliczali opisane utwory w całości do środkowego dewonu; różnicę poglądów sprowadzały się jedynie do odmiennego wyznaczania granic pięter, w tym zwłaszcza eiflu i żywetu. Historyczny przegląd tych koncepcji oraz szczegółowe wyniki własnych badań konodontowych zawarto we wcześniejszej pracy (Kłossowski 1976, oprac. arch.). W skrócie, oznaczenia konodontów znalezionych w ogniwie wapienia z Sitki wskazują na najniższą część poziomu *ensensis*, tj. na najwyższy eifel według podziału niemieckiego. Wywnikałoby stąd pośrednio, iż zarówno formacja wojciechowicka, jak i niższa część skalskiej należą jeszcze do eiflu (ryc. 1). Z kolei, fauna goniatytowa opisana przez Sobolewa (51) ze skał zaliczonych do stropowej części ogniwa sierżawskiego i do dolnej części formacji śniadkowskiej datuje te utwory na goniatytowy poziom *terebratum*, zatem na wyższą część żywetu. Niewyjaśniony pozostaje wiek górnych partii formacji śniadkowskiej, a w szczególności kwestia występowania tu górnej granicy dewonu środkowego.

## SEDYMENTACJA

Historia wypełniania się zbiornika łysogórskiego podczas środkowego dewonu sprowadza się do mniej lub bardziej równoczesnego działania następujących zasadniczych procesów sedymentacyjnych: chemicznego wytrącania wę-



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez centralną część synkliny bodzentynskiej w profilu Świętomarz – Śniadka.

Fig. 2. Geological section through central part of the Bodzentyn Syncline in the Świętomarz – Śniadka section.

1 – formacja wojciechowicka – ogniwo dolomitów marglistych z Chmielowca, 2 – ogniwo dolomitów krystalicznych z fauną z Wojciechowic, 3 – formacja skalna – ogniwo łupka brachiopodowego z Dobruchny, 4 – ogniwo wapienia koralowcowo-krynoidowego z Sitki, 5 – ogniwo sierżawskie, 6 – formacja świętomarska, 7 – formacja śniadkowska, 8 – zlepieniec cech-  
szyński, 9 – pstry piaskowiec, 10 – less, 11 – deluwia.

1 – Wojciechowice Formation – Chmielowiec marly dolomite member, 2 – Wojciechowice crystalline dolomite member (fossiliferous), 3 – Skala Formation – Dobruchna brachiopod shale member, 4 – Sitka coral-crinoid limestone member, 5 – Sierżawa member, 6 – Świętomarz Formation, 7 – Śniadka Formation, 8 – Zechstein conglomerate, 9 – Buntsandstein, 10 – loess, 11 – deluvia.

glanu wapnia i magnezu, skałotwórczej działalności organizmów szkieletowych, transportu i depozycji intra- i bioklastycznego materiału węglanowego oraz transportu i depozycji materiału terygenicznego. Podczas osadzania się dolnej części formacji wojciechowickiej dominowało chemiczne wytrącanie węglanu magnezu. Okresowo intensywny dopływ materiału terygenicznego był wtedy procesem uzupełniającym. W czasie depozycji wyższej części formacji udział chemicznego wytrącania węglanów, akumulacji detrytu węglanowego oraz skałotwórczej roli organizmów był na ogół zrównoważony, natomiast zdecydowanie zmalał dopływ terygenów. W czasie sedymentacji formacji skalskiej znaczenie wszystkich czterech czynników było na ogół podobne. W zależności od chwilowej dominacji jednego z nich tworzyły się pakiety łupków ilastych, ławice wapieni mikrytowych lub ziarnistych, ewentualnie wapienie koralowcowo-krynoidowe. Tak charakterystyczne dla formacji skalskiej ławice margli ze świetnie zachowaną fauną bentoniczną powstawały w warunkach zwolnienia tempa sedymentacji przy jednoczesnym utrwaleniu się korzystnych warunków ekologicznych (dostępność tlenu i substancji odżywczych). Formacja świętomarska zawdzięcza swoje powstanie niemal całkowitemu wyeliminowaniu procesów sedymentacji węglanowej na korzyść transportu i osadzania

się materiału terygenicznego. Niska frekwencja fauny może być spowodowana jej „rozcieńczeniem” w szybko przyrastających osadach terygenicznym, ewentualnie niekorzystnymi (duża ilość zawiesiny? beztlenowość?) warunkami ekologicznymi.

Analiza osadów tworzących ogniwo sierżawskie sugeruje, że wapienie ziarniste koncentrują się zarówno w pionie, jak i obocznie w pobliżu masywnych wapieni koralowcowo-krynoidowych. Ponadto, istnieje wyraźne podobieństwo w składzie szkieletowym obu odmian litologicznych. W sumie pozwala to sądzić, iż materiał detrytyczny pochodzi z erodowanych (synsedymentacyjnie?) budowli organicznych stanowiących oboczne odpowiedniki ogniwa wapieni z Sitki. Oboczne zmniejszanie się średnich rozmiarów materiału ziarnistego w ogniwie sierżawskim można interpretować jako wskaźnik kierunku transportu od płytkowodnego obszaru alimentacyjnego na północy do głębszej strefy zbiornika na południu. O nachyleniu dna zbiornika ku południowi świadczy także charakter fauny. O ile na północy jest ona wyraźnie bentoniczna i tylko w najwyższej części ogniwa sierżawskiego pojawia się fauna nektoniczna, o tyle w centralnej części zwiększa się udział nektonu i planktonu całkowicie wypierającego ku południowi bentos. Z powyższymi wnioskami koresponduje także wyraźny wzrost miąższości z północy na południe zarówno ogniwa sierżawskiego, jak i formacji świętomarskiej.

Na podstawie pomiaru kierunków i zwrotu tekstur prądowych w obrębie formacji świętomarskiej stwierdzono wyraźnie jednolity kierunek transportu materiału terygenicznego z ENE na WSW. Scharakteryzowane powyżej gradienty zmian paleobatymetrii ogniwa sierżawskiego sugerują, że kierunek ENE – WSW może być zgodny z osią zbiornika. Sądząc na podstawie usytuowania stref maksymalnych miąższości ogniwa sierżawskiego i formacji świętomarskiej w południowej części badanego przekroju, można przyjąć, że właśnie tu przebiegała wspomniana oś basenu.

Ogólne bogactwo silnie zróżnicowanej fauny bentonicznej w niemal całym badanym profilu przemawia za płytkowodnym, szelfowym środowiskiem sedymentacji. Opisywane osady są typowe dla epikontynentalnych facji węglanowych o batymetrii mieszczącej się między płytką strefą litoralną a głębszym nerytykiem. Pewnym odstępstwem jest jedynie pojawienie się utworów niemal wyłącznie silikoklastycznych, piaszczysto-mułowcowo-ilastych, zaliczanych do formacji świętomarskiej. Platformowe wykształcenie niżej i wyżej leżących utworów stanowi argument przeciwko geosynkinalnej genezie tej formacji. Z kolei, analiza sedymentologiczna wkładek mułowcowo-piaszczystych nie potwierdziła fliszowego wykształcenia opisywanych osadów. W szczególności obecne badania nie potwierdzają wcześniejszych stwierdzeń o szarogłazowym charakterze formacji świętomarskiej (6, 36, 51).

Zdaniem autora należy wykluczyć decydującą rolę uwarunkowań geotektonicznych dla rozwoju terygenicznej formacji świętomarskiej. Rozwój ten można wytłumaczyć uaktywnieniem lądowych obszarów alimentacyjnych leżących ku wschodowi, na skutek zmian klimatycznych, np. okresowego zwiększenia wilgotności klimatu. Pełne wyjaśnienie przyczyn zarysowanej zmienności facjalnej będzie możliwe po przeprowadzeniu w przyszłości porównania omawianych utworów synkliny bodzentyńskiej z ich odpowiednikami w sąsiednich regionach.

## SUMMARY

The described section represents one of longest studied, key localities of the Middle Devonian developed in clay-



Ryc. 3. Hieroglify na dolnej powierzchni wkładki piaskowcowej w formacji świętomarskiej. Skala w centymetrach.

Fig. 3. Hieroglyphs at lower surface of sandstone intercalation from the Świętomarz Formation. Scale in cm.

-mudstone-carbonate Łysogóry facies in northern part of the Holy Cross Mts. The obtained data made it possible to subdivide Middle Devonian strata into 4 formations and 5 members which were subsequently correlated with units earlier distinguished in another key section — Grzegorzowice—Skąły section (35; see Fig. 1). The conodont record reveals presence of the lowermost part of the ensensis Zone within the middle member of the Skala Formation (Sitka coral-crinoid limestone). The Eifelian-Givetian boundary passes either within these strata or the overlying Sierżawa Member.

The sedimentological analysis showed that all the studied strata belong to epicontinental facies varying from shallow littoral zone to deeper subtidal. It should be noted that the present analysis failed to give support for graywacke or flysch character of the Świętomarz Formation. In contrary to some earlier views (6, 36, 51), the unit does not represent any geosynclinal facies but it rather reflects a stage of silicoclastic (noncarbonate) shelf sedimentation developing under conditions of activation of eastern land area as a source of terrigenous material, presumably due to some climatic changes.

## РЕЗЮМЕ

Описанный разрез является одним из раньше разведанных самых значительных обнажений среднего де-

вона, представленного в глинисто-алевролитово-известковых лысогурских фациях, в северной части Свентокшиских гор. На основании исследований проведенных автором, среднедевонские отложения разделены на 4 формации и 5 звеньев, а также проведена их корреляция с ранними выделениями (35) во втором основном разрезе Гжегожовице—Скалы (рис. 1). На основании конодонтовых исследований определено присутствие самой низкой части горизонта энсенсис в пределах среднего звена скальской формации (кораллово-крыноидный известняк из Ситки).

Среди этих отложений или в пределах выше лежащего сержавского звена находится граница эйфеля и живета. Седиментологический анализ делает возможным причисление совокупности исследованных отложений к эпиконтинентальным фациям, с мелкой литоральной зоны по неритик. Особенно не подтверждается граувакковый или флишевый характер свентомарской формации. Эта единица не представляет собой — как это раньше некоторые принимали — геосинклинальных фаций. Она отряжает этап шельфовой силикокластической седиментации (безкарбонатной) в условиях увеличения активности восточных континентальных областей как источника теригенного материала, что было вероятно вызвано климатическими изменениями.