

Wiesław BEDNARCZYK, Roman CHLEBOWSKI, Zbigniew KOWALCZEWSKI

## Utwory ordowiku w synklinie bardziańskiej

Wykonane przez Zakład Złóż Rud Żelaza Instytutu Geologicznego wiercenia dostarczyły nowych materiałów dla znajomości litologii, stratygrafii i tektoniki paleozoiku południowego skrzydła synkliny bardziańskiej.

Dzięki uprzejmości Kierownika tego Zakładu mgr inż. E. Cieśli oraz inż. Z. Deczkowskiego mogliśmy zapoznać się z materiałami i w odczuciu głębokiej wdzięczności składamy w tym miejscu swoje serdeczne podziękowanie. Czujemy się również zobowiązani złożyć szczególnie serdeczne podziękowania doc. dr. J. Znosce za życzliwe i cenne uwagi merytoryczne dotyczące całości kształtu opracowania.

W pracy niniejszej przedstawiliśmy litologię, stratygrafię i petrografię utworów ordowickich z trzech otworów wiertniczych usytuowanych w południowym skrzydle synkliny bardziańskiej (fig. 1): Mokradło 1, Ocieski 1 i Ocieski 3. Poza tym podaliśmy wnioski dotyczące paleogeografii ordowiku w Górach Świętokrzyskich oraz wnioski tektoniczne w odniesieniu do zachodniej części synkliny bardziańskiej.

### OPISY OTWORÓW WIERTNICZYCH

#### MOKRADŁO 1

Głębokość w m	Opis litologiczny
0,00 ÷ 5,00	Czwartorzęd.
5,00 ÷ 179,40	Sylur: ilowce z graptolitami walentu, wenłoku i ludlowu; upad warstw 15°.
179,40 ÷ 180,00	Ordowik: mułowiec wapienisty, szarozielonkawy, miejscami o odcieniu brunatnym z licznymi pokruszonymi muszlami brachiopodów ( <i>Orthidae</i> gen., <i>Cyrtanotella</i> ? sp.) i członami łodyg <i>Crinoidea</i> gen.; upad warstw 15°.
180,00 ÷ 181,20	Wapień ciemnoszary z detrytusem fauny brachiopodów i kryonoidów. Oznaczono: <i>Apatorthis</i> ? sp., <i>Rauna wolchowiana</i> Opik, <i>Orthis callactis</i> Dalm., <i>Crinoidea</i> gen., <i>Acontiodus cf. rectus</i> Lindstr., <i>Drepanodus</i> sp.

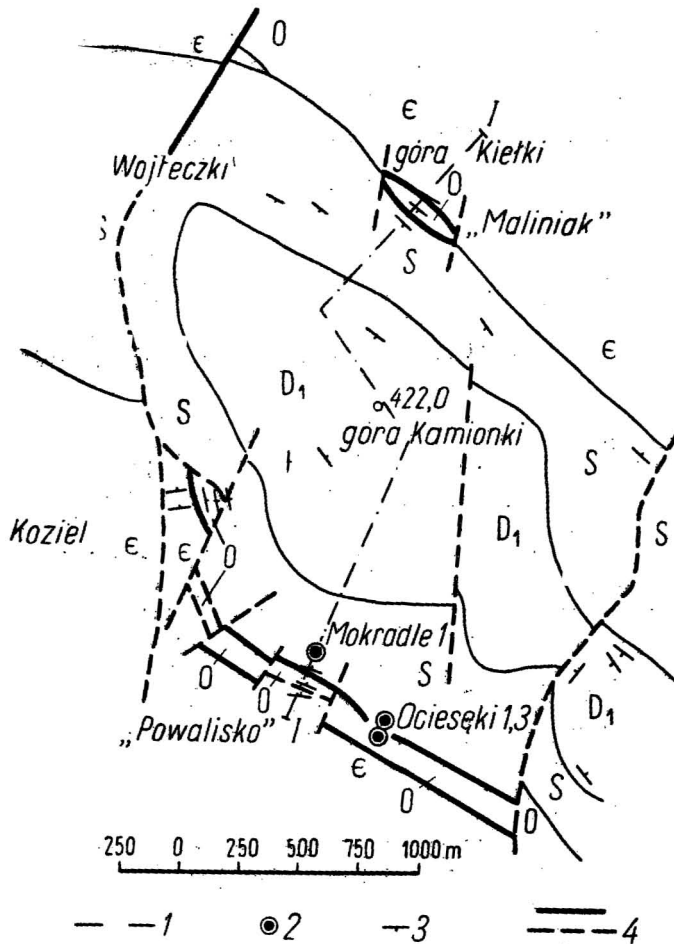


Fig. 1. Mapa geologiczna zachodniej części synkliny bardziańskiej

Geological map of the western part of the Bardo syncline

1 — linia przekroju geologicznego; 2 — otwory wiertnicze; 3 — biegi i upady warstw; 4 — uskoki i nasunięcia; D<sub>1</sub> — dewon dolny; S — sylur; O — ordowik; ε — kambr  
 1 — line of geological cross section; 2 — bore holes; 3 — strikes and dips of beds; 4 — faults and overfolds; D<sub>1</sub> — Lower Devonian; S — Silurian; O — Ordovician; ε — Cambrian

181,20 ÷ 183,00

Ciemnoszary, zwiezły wapień pelityczny ze skupieniami pirytu oraz z licznyim detrytusem muszli brachiopodów z rodz. *Orthis* cf. *callactis* Dalm., *Acrothele* sp., *Crinoidea* gen.

183,00 ÷ 184,00

Łowce wapniste barwy wiśniowo-brunatnej z nielicznymi członami łodyg *Crinoidea* gen.

184,00 ÷ 184,10

Łowiec jasno- lub ciemnozielony z odcieniem szarym.

184,10 ÷ 184,50

Naprzemianlegle występujące warstewki ilaste barwy wiśni-

- wej lub szarozielonej oraz jasnoróżowych dolomitów z członami łodyg *Crinoidea* gen. (przewarstwienia od 4 do 5 cm).
- 184,50 ÷ 184,80 Margiel gruzłowaty barwy szarozielonej. W masie ilasto-węglanowej, szarozielonej zatopione są liczne skupienia dolomitu o kształtach okrągłych lub podłużnych lub zabarwionych czekoladowo.
- 184,80 ÷ 185,00 Iłowiec wiśniowobrunatny, przechodzący ku stropowi w ilowiec ciemnozielony z wiśniowobrunatnymi plamami; liczne drobne muszelki *Gastropoda* gen.
- 185,00 ÷ 185,30 Iłowiec wiśniowobrunatny na głębokości 185,30 m zastąpiony przez bentonit barwy jasnozielonkawej lub ciemnozielonej z odcieniem szarym, z przemazami materiału mułowcowego i szamozytem; upad warstw 30°.
- 185,30 ÷ 186,00 Jasnoszary, krystaliczny dolomit ze skupieniami pirytu.
- 186,00 ÷ 186,10 Iłowiec jasno- lub ciemnozielony z odcieniem szarym, silnie sprasowany.
- 186,10 ÷ 186,30 Jasnoszary dolomit zwięzły, krystaliczny, ze skupieniami pirytu.
- 186,30 ÷ 186,45 Iłowiec jasno- lub ciemnozielony, silnie sprasowany.
- 186,45 ÷ 186,55 Dolomit jasnoszary ze skupieniami pirytu.
- 186,55 ÷ 186,65 Iłowiec silnie sprasowany jasno- lub ciemnozielony z odcieniem szarym.
- 186,65 ÷ 189,60 Dolomit jasnoszary ze skupieniami pirytu.
- 189,60 ÷ 195,00 Piaskowiec jasnoszary, drobnoziarnisty, kwarcytowy z przemazami ilastymi i licznymi drobnymi blaszkami muskowitu; w licznych spękaniach stwierdzono węglany.
- 195,00 ÷ 195,30 Dolomit jasnoszary z bulastymi gniazdami dolomitu różowego.
- 195,30 ÷ 196,00 Mułowiec szarozielony, przekładany wkładkami chalcedonitu o nierregularnej grubości, pocięty żyłkami wypełnionymi chalcedonem oraz węglanami; na płaszczyznach spękań biała substancja typu kaolinu.
- 196,00 ÷ 196,70 Mułowiec szarozielony, przekładany wkładkami chalcedonitu o nierregularnej grubości.
- 196,70 ÷ 196,75 Dolomit jasnoszary, drobnokrystaliczny.
- 196,75 ÷ 202,20 Piaskowiec kwarcytowy jasnoszary, drobnoziarnisty, prawie zlewny, z przemazami czarnego iltu, ze szczątkami *Modestospira polonica* (Gür.) i *Obolus* sp.
- 202,20 ÷ 203,40 Mułowiec szarozielony, silnie piaszczysty z fauną *Obolidae* gen.
- 203,40 ÷ 204,50 Spongiolit ciemnoszary, miejscami zielony z przemazami ilasto-mułowcowymi, liczne, najczęściej pokruszone, muszle *Lingulella insons lata* Koliha, *Lingulella* sp., *Obolus* sp., *Obolidae* gen.
- 204,50 ÷ 204,90 Skała piaszkowcowo-spongiolitowa z licznymi pokruszonymi muszlami *Obolidae* gen.; partie piaszkowcowe mają barwę szarozieloną, spongiolitowe — ciemnoszarą.
- 204,90 ÷ 230,80 Kambr: mułowiec szary lub ciemnoszary, wyraźnie złupkowacowany; upad zmienny 65—80°.

OCIESEKI 1

**Głębokość w m** **Opis litologiczny**  
 0,00 ÷ 4,00 Czwartorzęd.  
 4,00 ÷ 25,10 Sylur: łowce silnie złupkowane z fauną graptolitów *Monograptus* sp. i *Cyrtograptus* sp.

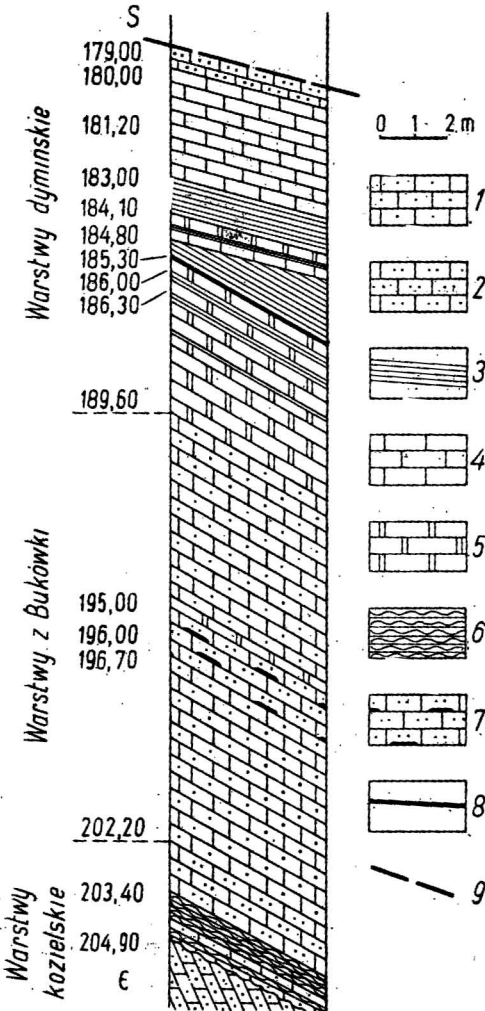


Fig. 2. Profil litologiczny otworu wiertniczego Mokrądle 1

Lithological profile of the bore hole Mokrądle 1

- 1 — piaskowce; 2 — mułowce; 3 — łowce; 4 — margle; 5 — dolomity; 6 — spongiolity; 7 — mułowce z wkładkami spongiolitów; 8 — bentonit z szarozytym; 9 — uskoki; ε — kambry; S — sylur
- 1 — sandstones; 2 — mudstones; 3 — claystones; 4 — marls; 5 — dolomites; 6 — spongiolites; 7 — mudstones with spongiolite intercalations; 8 — bentonite with chamolite; 9 — fault; ε — Cambrian; S — Silurian

25,10 ÷ Ordowik: mułowce szarozielone z glaukonitem oraz ze skupieniami ehalcedonu; nieliczny detrytus muszli brachiopodów z gr. *Inarticulata*.

OCIESEKI 3

**Głębokość w m** **Opis litologiczny**  
 0,00 ÷ 4,00 Czwartorzęd.  
 4,00 ÷ 13,00 Sylur: w zasypówce okruchy litytów.  
 13,00 ÷ 18,20 Ordowik: mułowiec szary.

- 13,20 ÷ 17,10 Ławice mułowcowo-piaszczyste z glaukonitem, przekładane cienkimi wkładkami ilastymi, mułowce mają barwę szarą lub szarozielonkawą; znaleziono kranidium *Cybele* sp.
- 17,10 ÷ 23,00 Seria mułowcowo-piaszczysta z glaukonitem barwy szarej, z cienkimi wkładkami ilastymi; na głębokości 17,10 m znaleziono fragment muszli *Cyrtonotella* ? sp., a na głębokości 17,90 m *Productorthis* sp. i *Antigonambonites* sp.
- 23,00 ÷ 30,00 Margiel ciemnoszary, silnie wapnisty, zapiaszczony, z licznymi toczenicami czarnych wapieni; na głębokości 28,00 ÷ 29,00 m znaleziono muszlę *Productorthis obtusa* (Pander).

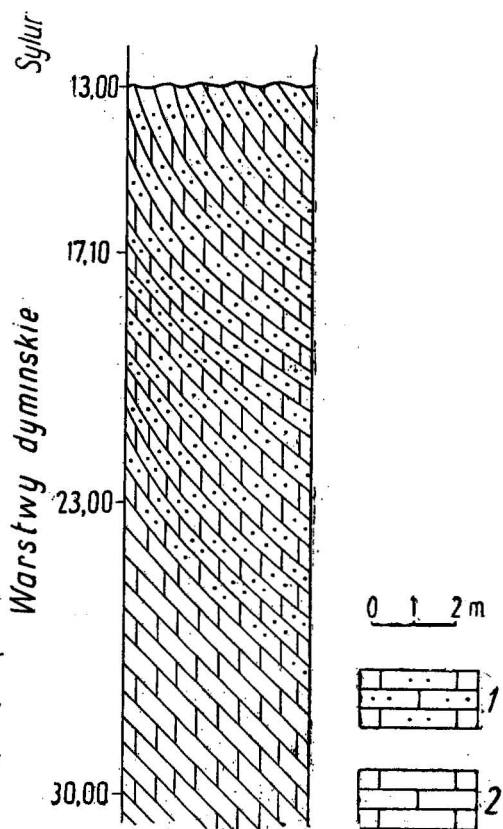


Fig. 3. Profil litologiczny otworu wiertniczego Ocieski 3  
Lithological profile of the bore hole Ocieski 3  
1 — mułowce; 2 — margle  
1 — mudstones; 2 — marls

### OPIS PETROGRAFICZNY GŁÓWNYCH TYPÓW SKALNYCH OPISANYCH WIERCEN

Mułowce glaukonitowe z chalcedonem. Skala zbudowana jest głównie z bardzo drobnego, ostrokrawędzistego kwarcu o średnicach ziarn 0,05 mm, maksymalnie do 0,1 mm, często z wyraźnie widocznymi obwódkami regeneracyjnymi. W znacznych ilościach występują skalenie — głównie mikroklin lub dobrze zachowane tabliczki plagioklazów — oraz równie liczny glaukonit i biotyt. Glaukonit wystę-

puje zarówno w ziarnach detrytycznych, jak i powstałych wskutek glaukonityzacji biotyту, biotyt natomiast również w postaci blaszek dość świeżych.

Obserwowano też pewne ilości muskowitu, skupień fosforanowych oraz pojedyncze ziarna minerałów ciężkich: cyrkon, turmalin, staurolit lub rutil. Tło skalne stanowią minerały ilaste, tworzące zazwyczaj mieszaninę minerałów wysoko- i niskodwójłomnych.

W niektórych partiach skały spotyka się pojedyncze bulaste pasemka zbudowane z chalcedonu o grubościach do 5 mm, ułożone prawie równolegle. Również dość liczne wolne przestrzenie wypełnione są czystym, drobnosferolitowym chalcedonem lub w niektórych przypadkach węglanami. Skały tego typu często są pocięte systemem drobnych żyłek wypełnionych chalcedonem i węglanami oraz w kilku przypadkach piaszczysty spękań pokryte są białym drobnokrystalicznym dikiem. Dikit wypełnia również niektóre próżnie tworzące konkrecyjne, drobnokrystaliczne skupienia. Analizy planimetryczne wykonane dla tego typu skał przedstawiono w tab. 1.

Tabela 1  
Wyniki analiz planimetrycznych mułowców glaukonitowych w %

Skład mineralny	Próbka z głębokości		
	179,80 m	196,00 m	202,00 m
Kwarc	45	58	73
Skalenie	ślady	8	4
Biotyt	ślady	3	1,5
Muskowit	1,5	3	3
Glaukonit	śląd	8	2
Spoivo ilasto-krzemionkowe	35	11,5	6
Fosforany i pirit	2	2	2
Dikit z węglanami	12	6	8
Minerały ciężkie	śląd	0,5	0,5

Piaskowce kwarcytowe. Skały tego typu występują na ogół wraz z mułowcami i nawzajem się przeławicają. Są to partie skalne z silnym nagromadzeniem wyselekcjonowanego materiału detrytycznego — głównie drobnodziarnistego kwarcu i pojedynczych blaszek muskowitu. Średnica ziarn kwarcu do 0,1 mm.

Z minerałów akcesorycznych spotykane są pojedyncze ziarna cyrkonu, turmalinu, staurolitu, rutilu i ślady biotyту. Występują również drobne ziarna glaukonitu o barwie wyraźnie zielonej. Spoivo skały jest prawie wyłącznie krzemionkowo-ilaste lub w pewnych partiach ilaste, z domieszką ciemnej substancji organicznej. Skała — podobnie jak w przypadku mułowców — ma wypełnione wolne przestrzenie i próżnie drobnosferolitowym dikiem i węglanami oraz w niewielkich ilościach chalcedonem.

**Spongiolity.** Tworzą one partie skalne ściśle związane z seriami piaszczysto-mułkowymi i wraz z nimi występują, jednak oddzielają się wyraźnie ostrą granicą.

Partie mułkowe zabarwione są na ciemnozielono, spongiolitowe natomiast są ciemnoszare. Te ostatnie zbudowane są wyłącznie z drobnosferolitowego chalcedonu, w którym zanurzone są pewne ilości igieł gąbek, wypełnionych obecnie węglanami, rozrzuconych zupełnie bezładnie w tle chalcedonowym. W masie chalcedonowej spotyka się sporadycznie ziarna dobrze zachowanego glaukonitu.

**Margle gruzłowate.** Skała ciemnoszara, partiami szarzielona lub czekoladowa. Tło skalne stanowi substancja ilasta szarzielona z domieszkami węglanów, wykazująca charakterystyczną teksturę fluidalną. W masie skalnej zanurzone są liczne drobnokrystaliczne, bulaste skupienia węglanów o okrągłych, owalnych i podłużnych kształtach (pomiar współczynników wskazuje na dolomit). W obrazie mikroskopowym widać dość ostre granice skupień węglanowych z tłem ilastym.

W kryptokrystalicznej masie ilastej z domieszką węglanów obecne są pewne ilości ziarenek ostrokrawędzistego kwarcu. Miejscami substancja ilasta zmienia barwę z szarzielonej na wiśniowobrunatną.

**Dolomity.** Dolomity występują w odmianie jasnoszarej oraz różowej. Partiami mogą współwystępować ze sobą.

Dolomit różowy występuje w postaci bulastych, gniazdowych skupień, tkwiących w dolomicie jasnoszarym. Partie różowe zbudowane są z doskonale wykształconego gruboromboedrycznego węglanu (epsilon i omega większe od balsamu kanadyjskiego); ziarna nieco drobniejsze, o przekrojach zbliżonych do romboedrów są miejscami ułożone bardzo ściśle. Te skupienia wyraźnych romboedrów dolomitu są rozdzielone drobnokrystalicznym spoiwem, zbudowanym również z dolomitu.

W masie dolomitowej, drobnokrystalicznej obserwuje się niewielkie domieszki rozrzuconego bezładnie materiału detrytycznego w postaci ziarn kwarcu, pojedynczych ziarn glaukonitu o charakterystycznej budowie agregatowej, a także sporadycznie wstępujące ślady skaleni potasowych.

**Iłowce.** Zdiagenezowane skały ilaste szarzielone lub wiśniowe. Głównymi składnikami mineralnymi są minerały ilaste, występujące w formie zmieszanych pakietów, bardzo drobnoluseczkowych o różnej dwójłomności. Nie dające się wyodrębnić pakiety o silnej dwójłomności, należące zapewne do illitu, są przemieszane ze skupieniami o niższej dwójłomności.

W zbitej masie obserwuje się dość wyraźną laminację, podkreśloną smugowym ułożeniem materiału detrytycznego — głównie drobnych ziarn ostrokrawędzistego kwarcu.

W cienkich warstewkach mułkowych oprócz ziarn kwarcu obserwuje się w niektórych partiach drobnopokruszone ułamki gąbek, szkarłupni itp. W ilastej masie skalnej obecne są znaczne ilości rozproszonych węglanów oraz bardzo drobnych blaszek muskowitu ułożonych równolegle.

**Bentonity.** Makroskopowo są to skały szare, szarzielone lub seledynowe, wykazujące silne zdolności adsorbcyjne — chłoną wodę bardzo intensywnie, pod której wpływem pęcznieją i rozpadają się.

Zasadniczymi składnikami tej skały są minerały ilaste występujące w charakterystycznej formie łuseczek i bardzo drobnych włókien, zbitych w formach pakietowych.

Rozpoznanie mikroskopowe pozwala stwierdzić występowanie mieszaniny minerałów ilastych o różnej dwójłomności, zarówno illitu, jak i montmorylonitu. Ten ostatni jest niewątpliwie w przewadze, jednak nie można wyodrębnić pakietów czysto montmorylonitowych i illitowych.

Jako minerały akcesoryczne występują przede wszystkim ziarna kwarcu o bardzo charakterystycznych formach dla odmian wysokotemperaturowych — w postaci ostrokrawędzistych trójkątów, mieczyków, łuseczek itp.

Inne minerały to pojedyncze ziarenka cyrkonu oraz skalenia po których widoczne są pojedyncze kontury — formy reliktowe, ujawniające się przy skrzyżowanych nikolach. Być może, że te struktury reliktowe pochodzą od szkliwa wulkanicznego, które jest nietrwałe i podobnie jak skalenie potasowe uległy montmorylonityzacji. W tych partiach, gdzie występują nagromadzenia materiału mułowcowego, obecny jest w pewnych ilościach glaukonit, częściowo zglaukonityzowane łyszczyki, kwarc detrytyczny, samodzielne grudki montmorylonitu oraz pewne ilości innych minerałów pojedynczo występujących.

W przypadku jednej wkładki bentonitowej, z głębokości 185,30 m, w partiach nagromadzenia materiału mułowego ze szczątkami organicznymi stwierdzono występowanie pewnej ilości szamozytu zarówno w formach oolitowych, jak i zdeformowanych skupień kulistych lub pasemkowatych.

## STRATYGRAFIA ORDOWIKU W OMAWIANYCH OTWORACH WIERTNICZYCH

### OTWÓR WIERTNICZY MOKIRADLE 1

#### GÓRNY TREMADOK — WARSTWY KOZIELSKIE

Na szarych lub ciemnoszarych mułowcach kambru, o zmiennym upadzie 65—80°, spoczywają pod kątem 20° utwory piaskowcowo-spongiolitowe szarozielone lub ciemnoszare, z pokruszonymi muszlami *Obolidae* gen. Wyżej przechodzą one w ławice spongiolitów ciemnoszarych z odcieniem zielonkawym, z przemazami ilastymi oraz z fauną brachiopodów *Inarticulata*, z których udało się oznaczyć: *Obolus* sp., *Lingulella insons* lata Koliha, *Lingulella* sp.

W utworach tych często występują pokruszone i bliżej nieoznaczalne skorupki *Obolidae* gen. W spongiolitach podczas badań mikroskopowych stwierdzono ponadto obecność licznych igieł gąbek.

Warstwy kozielskie kończą się szarozielonymi mułowcami z detrytusem muszli ramienionogów z gr. *Inarticulata*. Stwierdzona miąższość opisanych utworów wynosi około 2,3 m.

#### DOLNY ARENIG — WARSTWY BUKÓWKI

Powyżej warstw kozielskich występują jasnoszare, drobnoziarniste piaskowce kwarcytowe z przemazami ilastymi i dwiema wkładkami jasnoszarych, drobnokrystalicznych dolomitów (miąższość wkładek 5÷10 cm),



oddzielonych szarozielonym mułowcem z nieregularnymi wkładkami chalcedonitu.

W dolnej części opisanych piaskowców występują liczne odciski i ośrodki muszli ślimaków należących do gatunku *Modestospira polonica* (Gür)<sup>1</sup>. Poza ślimakami w piaskowcu znaleziono fragment odcisku skorupki *Obolus* sp. Miąższość serii wynosi około 10 m.

#### GÓRNY ARENIG — WARSTWY DYMIŃSKIE

Piaskowce z *Modestospira polonica* (Gür.) przykryte są przez jasnoszare dolomity ze skupieniami pirytu, wkładkami iłowców i bentonitu. Bentonit ten jest silnie sprasowany i ma barwę jasno- lub ciemnozieloną z odcieniem szarym. Miąższość dolomitów wraz z wkładkami iłowców i bentonitu wynosi około 3 m (grubość wkładki bentonitu 10–15 cm).

Dolomity przechodzą ku stropowi w iłowce wiśniowe lub ciemnozielone z wiśniowymi plamami. W spągu serii iłowcowej występują nagromadzenia materiału mułowcowego z szamozytem.

W stropie tej serii pojawia się ławica szarozielonego marglu gruzłowatego ze skupieniami dolomitu.

Fauna omówionych utworów jest bardzo uboga. Składają się na nią drobne ślimaki oraz człony łodyg liliowców. Te ostatnie występują dość licznie zarówno w iłowcach, jak i w dolomitach. Miąższość serii iłowcowej wynosi około 1,3 m. Upad warstw około 30°.

Iłowce przechodzą wyżej w ciemnoszare, zbite wapienie pelityczne ze skupieniami pirytu i z licznym detrytusem muszli brachiopodów z gr. *Articulata* oraz z członami łodyg liliowców. Wśród mikrofauny stwierdzono obecność małżoraczków i konodontów. Oznaczono stąd: *Acrothele* sp., *Apatorthis* ? sp., *Orthis callactis* Dal m., *Orthis* cf. *callactis* Dal m., *Rauna wólcnowiana* Öpik, *Orthidae* gen., *Ostracoda* gen., *Crinoidea* gen., *Acontiodus* cf. *rectus* Lindström, *Drepanodus* sp. Miąższość wapieni wynosi około 2,2 m.

Warstwy dymińskie kończą się szarozielonkawymi mułowcami wapienistymi z licznymi, lecz pokruszonymi muszlami ortydów (*Cyrtomotella*? sp.) i członami łodyg krynoidów.

Podobnie jak w poprzednich utworach również i w mułowcach spotykane są liczne skupienia pirytu. Miąższość mułowców wynosi około 0,3 m, upad warstw 15°.

Utwory ordowickie przykryte są niezgodnie tektonicznie przez czarne łupki ilasto-krzemionkowe z wkładkami litytów (do 10 cm grubości) o upadzie około 15°. Reprezentują one zapewne najniższy sylur.

#### OTWÓR WIERTNICZY OCIESEKI 1

#### GÓRNY TREMADOK — WARSTWY KOZIELSKIE

Do warstw kozielskich zaliczono szarozielone mułowce z glaukonitem oraz z drobnymi skupieniami chalcedonitu. W mułowcach tych zna-

<sup>1</sup> W pracy W. Bednarczyka (1964) gatunek ten za radą dra E. L. Yochelsona został opisany pod nazwą *Sinuttina? polonica* (Gür.). Niedawno ukazała się praca wymienionego badacza poświęcona ślimakom ordowickim, w której m.in. na materiale przesłanym przez W. Bednarczyka ustalony został nowy rodzaj *Modestospira* (E. L. Yochelson, 1964).

leżono liczny detrytus muszli brachiopodów z gr. *Inarticulata*. Miąższość mułowców wynosi około 1 m.

Ponad warstwami kozielskimi występują silnie złupkowane iłowce o upadzie zmiennym do 65°. Liczna fauna graptolitów (*Monograptus* sp. i *Cyrtograptus* sp.) wskazuje, że iłowce te należą do syluru (wenlok).

### OTWÓR WIERTNICZY OCIESEKI 3

#### GÓRNY ARENIG — WARSTWY DYMIŃSKIE

Na głębokości 13 m (pod zasypówką z okruchami sylurskich ? litytów) występują szare mułowce bez fauny. Przykrywają one serię mułowców piaszczystych z nielicznymi ziarnami glaukonitu. Mułowce te o barwie szarej lub szarozielonkawej zawierają liczne, cienkie wkładki ilaste. Fauna w nich jest dość liczna, lecz niezbyt dobrze zachowana: *Cybele* sp., *Cyrtonotella* ? sp., *Productorthis* sp., *Antigonambonites* sp. Miąższość tych osadów wynosi około 3,5 m.

Niżej występują ciemnoszare, silnie wapniste margle z licznymi otoczkami czarnych wapieni. W marglach tych znaleziono jeden odcisk z doskonale zaznaczoną ornamentacją skorupki brzusznej, należący do *Productorthis obtusa* (Pander). Miąższość margli wynosi około 5 m.

Podana stratygrafia ordowiku z trzech nie opublikowanych dotąd otworów wiertniczych, usytuowanych w południowym skrzydle synkliny bardziańskiej, oparta została na dokumentacji paleontologicznej oraz analogiach litologicznych.

Jeśli idzie o najstarsze utwory ordowiku, to ich wiek ustalony na górny tremadok nie budzi wątpliwości. Zaliczenie ich do warstw kozielskich najwyższego górnego tremadoku — według schematu W. Bednarczyka (1964) — oparte zostało na przesłankach litologicznych. W przypadku otworu wiertniczego Mokradle 1 dodatkowym czynnikiem popierającym ten wniosek jest obecność w spongiolitach brachiopoda należącego do podgatunku *Lingulella insons lata* K o l. Skamieniałość ta jest przewodnią dla górnej części warstw zbiluckich oraz dla całych warstw kozielskich.

Ten fakt oraz występowanie omawianych utworów w otworze Mokradle 1, poniżej piaskowców należących niewątpliwie do arenigu, wydaje się potwierdzać wniosek stratygraficzny.

W przypadku utworów arenigu w otworze wiertniczym Ocieski 3 sprawa nie podlega dyskusji, ponieważ 8,5 m miąższości seria utworów marglisto-mułowcowych jest scharakteryzowana fauną typową dla warstw dymińskich (W. Bednarczyk, 1964).

Nieco trudniejsza jest sprawa ustalenia stratygrafii utworów arenigu w otworze Mokradle 1, a konkretnie biorąc sprawa granicy między warstwami Bukówki i warstwami dymińskimi.

Aby ją prawidłowo rozwiązać, prócz przesłanek paleontologicznych, wzięto pod uwagę przesłanki petrograficzne.

Fauna znaleziona w dyskutowanych utworach jest z małymi wyjątkami charakterystyczna dla całego arenigu. Światło na stratygrafię utworów rzuca rozmieszczenie tej fauny w profilu pionowym w nawiązaniu

do innych odsłoneń, znanych w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Na przykład pospolicie występujący w arenigu świętokrzyskim ślimak *Modestospira polonica* (Gür.) jest liczniejszy w warstwach Bukówki niż w warstwach dymińskich, stąd też dla tych pierwszych bardziej charakterystyczny.

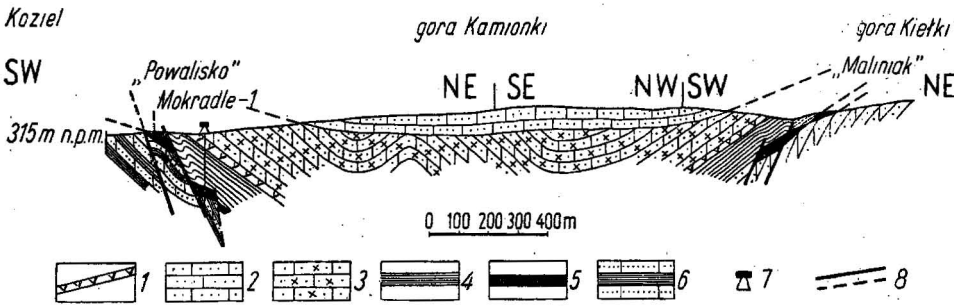


Fig. 4. Przekrój geologiczny przez synklinę bardziańską

Geological cross section through the Bardzia syncline

- 1 — diabazy; 2 — dewon dolny; 3 — sylur górny; 4 — sylur dolny; 5 — ordowik;  
 6 — kambry; 7 — otwór wiertniczy; 8 — uskoki i nasunięcia  
 1 — diabases; 2 — Lower Devonian; 3 — Upper Silurian; 4 — Lower Silurian; 5 —  
 Ordovician; 6 — Cambrian; 7 — bore hole; 8 — faults and overfolds

W otworze wiertniczym Mokradle 1 odciski i ośrodki muszli *Modestospira polonica* (Gür.) znajdowano jedynie w piaskowcach kwarcytowych występujących w dolnej części arenigu Mokradla. Odmianna jest natomiast fauna występująca w górnej części arenigu omawianego otworu (wapień). Składa się ono głównie z brachiopodów zawiasowych, charakterystycznych dla górnego arenigu. *Orthis callactis* Dal m. występuje np. jako przewodni gatunek w górnej części warstw wołchowskich oraz w warstwach Kunda w prowincji nadbałtyckiej — Estonia i okolice Leningradu (T. N. Alichova, 1953, 1960). Jeżeli chodzi o przedstawicieli rodzaju *Rauna* Öpik, to według T. N. Alichovej (1960) są one przewodnimi skamieniałościami dla warstw Kunda (górnego arenigu) w prowincji nadbałtyckiej. Wiek omawianych wapieni potwierdzałby fakt występowania konodontów należących do gatunku *Acontiodus* cf. *rectus* Lindstr. Gatunek ten jest przewodni dla arenigu i lanwirnu Szwecji.

Dodatkowo można wziąć pod uwagę, jednakże z dużą ostrożnością ze względu na oznaczenie ze znakiem zapytania, obecność przedstawiciela rodzaju *Apatorthis* Öpik i *Cyrtonotella* Schuchert et Cooper, przewodnich, jak wiadomo, jedynie dla środkowego ordowiku prowincji nadbałtyckiej (T. N. Alichova, 1960).

Biorąc powyższe pod uwagę można stwierdzić, że w omawianym otworze wiertniczym występują odpowiedniki dolnego i górnego arenigu, a więc warstw Bukówki i warstw dymińskich.

Pozostaje jeszcze problem ustalenia granicy między wymienionymi warstwami w otworze wiertniczym Mokradle 1. Oparto się tu na przesłankach petrograficznych.

Jak wiadomo, w zachodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich, na przełomie dolnego i środkowego ordowiku, tworzyły się szamozyty i bentonity. Pierwsze znane są z okolic Brzezin (H. Tomczyk, M. Turnau-Morawska, 1964), drugie z góry Skała koło Mójczy (W. Ryka, H. Tomczyk, 1959). Stwierdzenie podobnych osadów i w analogicznej sytuacji w ordowiku otworu wiertniczego Mokradle 1 sugeruje, że bentonity i szamozyty stanowią na omawianym terenie stały poziom stratygraficzny.

Idąc dalej w rozumowaniu można uznać, że warstwy występujące w Mokradle 1, poniżej utworów z bentonitem i szamozytem, należą do warstw Bukówki (dolny arenig), podczas gdy zawierające bentonit stanowią odpowiednik czasowy utworów okolic Kielc, a więc reprezentują warstwy dymińskie (góry arenig lub dolny lanwirn). W związku z tym granica między warstwami Bukówki i warstwami dymińskimi w otworze wiertniczym Mokradle 1 nie budziłaby wątpliwości.

Należy tu nadmienić, że miąższość warstw Bukówki w tym otworze odpowiadałaby miąższości ustalonej przez W. Bednarczyka (1964) dla utworów tego wieku w regionie kieleckim.

#### WNIOSKI PALEOGEOGRAFICZNE

Poznanie opisanych wyżej utworów stanowi ważny przyczynek do znajomości stosunków paleogeograficzno-facjalnych w czasie górnego arenigu na terenie regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Dotychczas sądzono, że zróżnicowanie facjalne w czasie tworzenia się warstw dymińskich istniało jedynie w zachodniej części omawianego regionu (W. Bednarczyk, 1964). Podane fakty pozwalają rozciągnąć ten pogląd na część środkową, a nawet wschodnią regionu kieleckiego.

Z faktów tych wypływa wniosek, że równoległe do facji piaskowcowej, dominującej w górnym arenigu Gór Świętokrzyskich, występują facje węglanowe (dolomityczno-wapienne) oraz margliste. Facje te, znane z licznych odsłoneń oraz z otworów wiertniczych znajdujących się w opracowaniu, ciągną się w regionie kieleckim z zachodu na wschód.

Wapień górnego arenigu (dolnego lanwirnu) znane są z góry Bukówki, góry Skały w okolicach Mójczy, z Niestachowa, Widełek, Zarobin, Mokradla i Kędziorki, a dolomity — z Chojnowego Dołu, Zalesia Nowego, Kleczanowa i Lenarczyc pod Sandomierzem.

Facja wapienno-dolomityczna, jak wskazuje na to fauna konodontów występująca licznie w skałach węglanowych, przechodzi do landeilu (W. Bednarczyk, 1966). W związku z tym można powiedzieć, że w landeilu regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich ustaliły się ostatecznie dwa typy facjalne: facja ilasta z graptolitami w okolicach Brzezin, Morawicy i Zbrzy oraz facja węglanowa na pozostałym obszarze.

Taki rozkład facji pozwala wysunąć przypuszczenie, że na przełomie arenigu i landeilu (w lanwirnie) nastąpiło ostateczne zalanie ładu Sandomirydów przez transgresję morską, która rozpoczęła się pod koniec dolnego i na początku górnego tremadoku (W. Bednarczyk, 1966). Morze w tym czasie, jak wskazuje na to geneza osadów, było na ogół płytkie,

dobrze naświetlone i przewietrzane. W części wschodniej, począwszy od Zalesia Nowego i Chojnowego Dołu, zbiornik morski staje się płytszy, facje wapienne zastąpione zostaną przez facje dolomityczne typu lagunowego. Te ostatnie są zwiastunami bliskiego ładu lub archipelagu łączącego się daleko na południowym wschodzie z Masywem Ukraińskim.

Granice tektoniczne w większości zbadanych miejsc występowania ordowiku nie pozwalają na zrekonstruowanie stosunków paleogeograficznych w górnym landeilu. Biorąc jednak pod uwagę wykształcenie utworów karadoku (głównie facje graptolitowo-ilaste) i aszgilu na obszarze całych Gór Świętokrzyskich, a więc zarówno w regionie kieleckim, jak i łysogórskim, można sądzić, że od landeilu do aszgilu dominowały ruchy zanurzające. Lokalne późnoordowickie wynurzenia (Zbrza, Zalesie Nowe, Chojnów Dół) nie wpłynęły na charakter ordowickiego zbiornika morskiego. Tendencje zanurzające kontynuowały się ponownie w pierwszej połowie syluru.

#### SYTUACJA TEKTONICZNA W ZACHODNIEJ CZĘŚCI SYNKLINY BARDZIAŃSKIEJ

Opisane otworki wiertnicze usytuowane są w południowo-zachodnim skrzydle synkliny bardziańskiej. Dotychczas w rejonie tym prowadzone były prace tylko na obszarze wsi Koziel — północna część wsi i pagórek Powalisko (J. Czarnocki, 1919; W. Bednarczyk, 1964).

Elementy ordowickie i dolnosylurskie południowego skrzydła synkliny bardziańskiej obramowane są od południa i podścielone w głębi seriami kambru dolnego — holminowego i protolenusowego. Bezpośrednie kontakty kambru dolnego z ordowikiem uzyskano w Kozielu i na Powalisku (W. Bednarczyk, 1964) oraz w otworze Mokradle 1.

Na Powalisku, na piaskowcach kambru protolenusowego, spoczywają — oddzielone uskoki — mułowce glaukonitowe z chalcedonitami tremadoku górnego (warstwy zbiluckie dolne). Parametry przestrzennej orientacji dla kambru i ordowiku strefy przykontaktowej wynoszą: kambr  $95/50^\circ$  N, ordowik  $101-105/32^\circ$  do  $42^\circ$  NE. Odnośne wartości dla rozdzielającego uskoku wynoszą  $90/70^\circ$  N.

Podobnego dyslokacyjnego kontaktu dopatrywać się należy i we wsi Koziel (W. Bednarczyk, 1964), z tym że z mułowcami glaukonitowymi tremadoku (warstwy zbiluckie górne) kontaktują tu piaskowce hieroglify kambru holmiowego. Wzmoczone dyslokacjami różnice w rozciągłościach między kambrem i ordowikiem dochodzą do  $70^\circ$ , a nawet je przekraczają.

Piękny kontakt — strukturalnie pierwotny — uzyskano w otworze wiertniczym Mokradle 1. Kambr dolny — holmiowy reprezentują tu mułowce z cienkimi wkładkami piaskowców kwarcowych zapadających pod kątem  $82^\circ$ . Na erozyjnie rozżartej powierzchni stromo ułożonego kambru spoczywają bezpośrednio warstewki mułowcowo-spongiolitowe z glaukonitem, należące do tremadoku (warstwy kozielskie), o upadzie  $20-25^\circ$ . Zlepieńców u podstaw ordowiku brak, widoczne są tylko pojedyncze okruchy mułowców ilastych kambru, tkwiące w skale ordo-

wickiej. Wielkość dyskordancji kambryjsko-ordowickiej mierzona bezpośrednio na rdzeniu wynosi 57—62°.

Jeszcze bardziej charakterystyczna jest doskonale czytelna interferencja biegów kontaktujących ze sobą serii kambru i ordowiku, która wynosi tu około 50°.

Podane wyżej parametry orientacji przestrzennej dolnego ordowiku względem kambru są zbieżne z danymi rejestrowanymi przez J. Czarnockiego (1939) i Z. Kowalczewskiego (1965) w rejonie Zalesia Nowego i Chojnowego Dołu. Są więc charakterystyczne dla całego południowego skrzydła synkliny bardziańskiej. Równocześnie podkreślić należy, że stosunek do kambru w północnym skrzydle synkliny bardziańskiej i w jej zamknięciu kształtuje się odmiennie. Wielkość interferencji jest tam znacznie mniejsza (25—30°), osi główne jednostek kambryjskich odchylają się od osi równoleżnikowych (110—120°) i niekiedy dochodzi do penakordancji (otwór Zarobiny 1). W podłożu ordowickim pojawiają się wyższe ogniwa kambru (kambr środkowy, a być może, i górny).

Osobnej charakterystyki wymaga problem stosunku syluru do ordowiku w opisywanym obszarze. Kontakty takie uzyskano dotychczas w Kozielu i na Powalisku (W. Bednarczyk, 1964) oraz w otworach Mokradle 1, Ociesęki 1 i Ociesęki 3. Są to kontakty typu dyslokacyjnego z wyraźną wtórną redukcją tektoniczną (wyprasowaną). Pierwotnie istniały tu najprawdopodobniej luki stratygraficzne. W poszczególnych punktach, mimo niewielkiej odległości dzielącej je od siebie, kontaktują ze sobą różne ogniwa syluru z różnymi ogniwami ordowiku.

W Kozielu ludlow dolny koresponduje z arenigiem (warstwy dyمیńskie), na Powalisku wenlok z górnym lanwirnem. W otworze Mokradle 1 łowce z lidydami piętra landower spoczywają na warstwach dyمیńskich. W otworze Ociesęki 1 na tremadoku (warstwy kozielskie) leżą łowce graptolitowe wenloku. Dane z otworu Ociesęki 3 są dyskusyjne (w strefie kontaktowej zasypówka), ale mimo to nad marglisto-mułowcową serią warstw dyمیńskich leżą najprawdopodobniej bezpośrednio osady ilaste z lidydami landoveru.

Mechaniczna kompetencja warstw dolnego syluru (plastyczne łowce) zasadniczo odbiega od tektonicznej podatności litych serii ordowiku (mułowce, piaskowce, skały węglanowe). Z powyższych względów łupki ilaste syluru są zawsze silnie zmięte, a przy spągowych kontaktach również zdyslokowane. Pomiary wykonane przez W. Bednarczyka w obrębie dolnego syluru na północnym skłonie pagórka Powalisko wynoszą: 106/60° N, 95/38° S i kilka metrów dalej 104/40° N.

Generalna rozciągłość dolnego syluru zawiera się tu jednakże w granicach azymutów 104—106°, zbliżonych do ordowickich (nie tylko zresztą na pagórku Powalisko).

W synklinie bardziańskiej trudno jest dopatrzeć się walnych dyskordancji kątowych pomiędzy seriami ordowiku i syluru.

Czytelna mimo uskoku zbieżność kątów upadu obu opisywanych formacji w Mokradle (około 15°) mogłaby sugerować obecność strukturalnie pierwotnego kontaktu syluru z ordowikiem. Stan zachowania serii landoweru zdaje się przeczyć tej tezie.

Znane i opisywane już od dawna kontakty najniższego landoweru z aszgiem w Zalesiu Nowym i w Bardzie-Stawach dowodzą pełnej zgod-

ności tektonicznej (bez dyskordancji i bez interferencji rozciągłości) oraz ciągłego przejścia sedymentacyjnego aszgilu w landower. Odmienne sugestie Z. Kielan (1960) nie znajdują uzasadnienia tektonicznego i litologicznego w szczegółowej analizie terenowej.

Dla dopełnienia obrazu tektoniki południowego skrzydła synkliny bardziańskiej należy dodać, że w Zalesiu Nowym, gdzie występuje najpełniejszy, choć ze strukturalnymi lukami w sedymentacji, profil ordowiku (od tremadoku po aszgil), nie da się udowodnić odrębnych planów strukturalnych dla dolnego i górnego ordowiku. Kwestionowana ostatnio jednorodność tektoniczna ordowiku jest tu wyraźnie akcentowana kątową zgodnością w ułożeniu warstw i w identycznych azymutach rozciągłości obu serii ordowiku. W żadnym też przypadku sekwencja litologiczna serii górnego ordowiku nie dowodzi obecności odrębnego, dużego cyklu sedymentacyjno-diastroficznego karadocko-aszgilskiego.

Z powyższych wywodów rodzi się pytanie: czy wszędzie brak środkowego i górnego ordowiku w synklinie bardziańskiej przypisywać należy redukcjom tektonicznym? Na pewno nie! We wschodniej i zachodniej strefie synkliny jest on w dużej mierze uwarunkowany strukturalną przerwą sedymentacyjną, którą spotęgowały wtórne uskoki tektoniczne.

Wyczuwalna na geoantyklinie kieleckiej w ciągu całego ordowiku bliskość ładu (lub archipelagu) osiągnęła maksymalny wyraz w końcu tego okresu. W początkach syluru baseny zaczynają się stopniowo powiększać, przekraczając zasięgi zalewu górnoordowickiego (NE i W skrzydło synkliny bardziańskiej). Zdefiniowana już od dawna przez J. Czarnockiego (1928, 1957) rola tzw. fazy takońskiej nie ma jednak charakteru regionalnej inwersji tektonicznej. Plany strukturalne ordowiku i syluru są bardzo zbliżone.

Na opisywanym obszarze stopień zdyslokowania syluru zawiera się średnio w interwale  $40-60^\circ$  obustronnych upadów. Na górze Kamionki dotychczas nie udało się zaobserwować bezpośrednich kontaktów górnego syluru z dolnym dewonem, ale upady rzędu  $10^\circ$  mierzone w obrębie serii przykontaktowych dewonu (emsu) potwierdzają znaną z rejonu Czyżów — Bardo wyraźną dyskordancję młodokaledońską.

Charakter litologiczno-facjalny emsu środkowego i górnego oraz sekwencje litologiczne syluru (ze zlepieńcami w kompleksie szarogłazowym) potwierdzają tezę J. Czarnockiego (1957) i J. Znoski (1963) o młodokaledońskiej inwersji tektonicznej tego obszaru.

Reasumując rozważania dotyczące tektoniki południowego skrzydła synkliny bardziańskiej stwierdzić należy, że wyróżniają się tu trzy wyraźne piętra strukturalne: kambryjskie (1), ordowicko-sylurskie (2) i dewońskie (3). Są to piętra strukturalne w sensie tektonicznym, tzn. z odrębnym rozwojem cykli sedymentacyjno-diastroficznych, długim okresem inwersji tektonicznej i odrębnymi plamami strukturalnymi. Piętra te formowane były w trakcie kolejnych aktów górotwórczości kaledońskiej i hercyńskiej.

W obrębie każdego cyklu sedymentacyjno-diastroficznego możemy wyróżnić szereg podetapów — podcykli akcentowanych epizodami strukturalnego niepokoju, z okresowymi wynurzeniami i rozmywaniem (np. ta-

końskim). Całość diastrofizmu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich wiąże się jednak w ewolucyjną całość kaledońską i hercyńską.

Analiza całokształtu tektogenezy starszego paleozoiku, chociażby tylko synkliny bardziańskiej, przekracza ramy niniejszego opracowania, nie została więc tu szerzej przedstawiona.

Katedra Geologii Historycznej UW  
Zakład Petrografii Skał Osadowych UW  
Warszawa, ul. Zwirki i Wigury 6  
Oddział Świętokrzyski Instytutu Geologicznego  
Kielce, ul. Zgoda 21

Nadesłano dnia 8 września 1965 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- BEDNARCZYK W. (1964) — Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (celandianu) regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Biul. geol. UW, 4. Warszawa.
- BEDNARCZYK W. (1966a) — Paleogeografia dolnego ordowiku w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Acta geol. pol., 16, nr 1, p. 91—103. Warszawa.
- BEDNARCZYK W. (1966b) — Stratygrafia wapieni z Mójczy pod Kielcami, (Góry Świętokrzyskie). Acta geol. pol., 16, nr 1, p. 107—121. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1919) — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Pr. Tow. Nauk. Warsz., 28. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1929) — Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich. Sprawozd. Państw. Inst. Geol., 4, nr 3/4, p. 555—558. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1939) — Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. Biul. Państw. Inst. Geol., 15, p. 1—27. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1957) — Prace geologiczne, 2. Tektonika Gór Świętokrzyskich, z. 3, Geologia regionu łysogórskiego. Pr. Inst. Geol., 18. Warszawa.
- KIELAN Z. (1960) — Upper Ordovician Trilobites from Poland and some related forms Bohemia and Scandinavia. Palaeont. pol., nr 11. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z. (1964) — Wstępne wyniki badań nad kaledonikiem świętokrzyskim w rejonie Dymn i Barda. Kwart. geol., 8, p. 463—464, nr 2. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z. (1965) — W sprawie strukturalnej i stratygraficznej pozycji warstw dalmanitynowych i mułowców tretaspisowych z górnego ordowiku Gór Świętokrzyskich. Kwart. geol., 9, p. 455, nr 2. Warszawa.
- RYKA W., TOMCZYK H. (1959) — Bentonity w osadach staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Kwart. geol., 3, p. 689—710, nr 3. Warszawa.
- TOMCZYK H., TURNAU-MORAWSKA M. (1964) — Stratygrafia i petrografia ordowiku Brzezin k. Morawicy w Górach Świętokrzyskich. Acta geol. pol., 14, nr 4. Warszawa.
- YOCHELSON E. L. (1964) Modestospira, a new ordovician gastropod. Jour. Paleontol., 38, nr 5. Washington.



- ZNOSKO J. (1963) — Problemy tektoniczne obszaru pozakarpaciej Polski. Pr. Inst. Geol., 30, cz. 4, p. 71—105. Warszawa.
- АЛИХОВА Т. Н. (1953) — Руководящая фауна брахиопод ордовикских отложений северо-западной части Русской платформы. Труды ВНИГИ. Москва.
- АЛИХОВА Т. Н. (1960) — Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. Труды ВНИГИ. Москва.

Веслав БЕДНАРЧИК, Роман ХЛЕБОВСКИ, Збигнев КОВАЛЬЧЕВСКИ

### ОТЛОЖЕНИЯ ОРДОВИКА БАРДЗЯНСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

(СВЕНТОКШИСКИЕ ГОРЫ)

#### Резюме

В работе описываются отложения ордовика из трех новых буровых скважин, пройденных Отделом месторождений железных руд Геологического института в районе южного крыла Бардзянской синклинали (фиг. 1).

В буровой скважине Мокрадле 1 (фиг. 3) отложения ордовика залегают на срезанных породах нижнего кембрия (гольминьвые слои). Эти отложения начинаются козельскими слоями (самая верхняя часть верхнего тремадока по В. Беднарчику, 1964), представленными песчанико-спонголитом-алевролитовой толщей мощностью около 2,3 м с фауной, в частности с *Lingulella insons lata* Koliha. Выше согласно залегают кварцевые песчаники с *Modestospira polonica* (Gür) мощностью около 10 м, относящиеся к слоям Букувки (нижнеаренигский ярус). Ордовикские отложения заканчиваются дыминскими (верхнеаренигскими) слоями, развитыми в виде (снизу вверх) доломитов, аргиллитов и известняков с фауной, в частности с *Orthis callactis* Dalm., *Rauna woihowiana* Opik, *Acontiodus* cf. *rectus* Lindstr. В доломитах распространены две пачки бентонитов, а в подошве аргиллитов встречаются скопления алевролитового материала с шамозитом. Мощность дыминских слоев составляет около 6,8 м.

На отложениях ордовика залегают с тектоническим несогласием глинистые сланцы с пачками лидита, относящиеся к ландоверскому ярусу.

Две следующие буровые скважины относятся к неглубоким картировочным скважинам. Вскрытые, но не пробуренные, этими скважинами отложения ордовика представлены глауконитовыми алевролитами с халцедонитом (козельские слои мощностью 1 м), перекрытыми венлокскими аргиллитами (скважина Оцесенки 1) и дыминскими слоями, развитыми (снизу вверх) в виде мергелей с *Productorthis obtusa* (Pand.) и песчаных алевролитов с брахиоподами *Antigonambonites* sp., *Productorthis* sp., *Cyrtotonotella?* sp.) и трилобитом (*Cybele*). Мощность вышеуказанных отложений составляет около 8,5 м (скважина Оцесенки 3, фиг. 3).

Было также доказано, что трансгрессия моря начавшаяся на границе нижнего и верхнего тремадока встретила в конечном итоге в нижнеландейское время материк, сформировавшийся в результате сандомирской фазы складчатости. Только лишь в некоторых местах центральной и западной частей келецкого участка Свентокшиских гор отмечаются местные обмеления и поднятия, которые не повлияли на изменение характера бассейна.

В выводах по тектонике доказывается, что в пределах Бардзянской синклинали можно выделить три отчетливые структурные яруса: кембрийский, ордовикско-силурийский и девонский. Эти яруса формировались в ходе очередных горообразовательных процессов каледонского и герцинского циклов складчатости.

Wiesław BEDNARCZYK, Roman CHLEBOWSKI, Zbigniew KOWALCZEWSKI

### ORDOVICIAN IN THE BARDO SYNCLINE (ŚWIĘTY KRZYŻ MTS.)

#### Summary

The paper deals with the Ordovician formations encountered in three new bore holes made by the Department of Iron Ore Deposits of the Geological Institute in the area of the southern limb of the Bardo syncline (Fig. 1).

In the bore hole Mokradle 1 (Fig. 2) the Ordovician rests on the sheared formations of the Lower Cambrian (Holmia beds). It begins with the Kozielskie beds (uppermost Upper Tremadocian — according to W. Bednarczyk, 1964) represented by a sandstone-spongiolite-mudstone series, approximately 2,3 m in thickness, among others with *Lingulella insons lata* Koliha. Higher up, there are found quartzite sandstones with *Modestospira polonica* (Gür.), about 10 m in thickness, belonging to the Bukówka beds (Lower Arenigian). The Ordovician ends with the Dymińskie beds (Upper Arenigian) developed as (from the bottom) dolomites, claystones and limestones with the following fauna: *Orthis callactis* Dalm., *Rauna woichowiana* Öpik, *Acontiodus* cf. *rectus* Lindstr. In dolomites are found bentonite intercalations, and at the bottom of the claystones are accumulations of mudstone material with chamoisite. Thickness of the Dymińskie beds amounts approximately to 6,8 m.

On the Ordovician there rest in tectonically discordant position clay shales with intercalations of lydite, representing Llandovery.

The remaining two bore holes belong to the shallow reconnaissance ones. Encountered here but not pierced Ordovician deposits are represented by glauconite mudstones with chalcidionite (Kozielskie beds) 1 m in thickness, covered with the Wenlockian claystones (bore hole Ocieski 1) and the Dymińskie beds developed at the base as marls with *Productorthis obtusa* (P. and.), as well as arenaceous mudstones with brachiopods (*Antigonambonites* sp., *Productorthis* sp., *Cyrtotetla* ? sp.) and trilobite (*Cybele*). Thickness of the formations mentioned above amounts approximately to 8,5 m (bore hole Ocieski 3, Fig. 3).

The research has also demonstrated that marine transgression began at the turn of the Lower and the Upper Tremadocian, and definitively covered at the Lower Llandello time the continent formed during the Sandomirian phase. Some local shallowings and emergences took place in several regions within the central part and in the west, however, without any influence upon the character of the basin.

The present authors have demonstrated in the part devoted to tectonical conclusions that three distinct structural stages can be distinguished within the Bardo syncline, i.e. Cambrian, Ordovician-Silurian and Devonian stages. These were formed during the successive mountain-building phases of both Caledonian and Hercynian orogenies.