

Krzysztof JAWOROWSKI, Henryk JURKIEWICZ, Zbigniew KOWALCZEWSKI

Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG-1

WSTĘP

Głębokie podłoże centralnych rejonów południowej Polski stało się obecnie obiektem intensywnej pracy badawczych. Oparto je na głębokich wierceniach, które koncentrowały się do niedawna w obszarach: śląsko-krakowskim, na południowych i zachodnich peryferiach Gór Świętokrzyskich oraz we wschodniej i południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. Szybko gromadzone materiały podstawowe pozwoliły na stworzenie syntetycznego obrazu budowy geologicznej i tektonogenezy przedalpejskiego podłoża wskazanych obszarów (P. Karłowski, E. Głowacki, 1961; S. Siedlecki, 1962; K. Łydka, S. Siedlecki, H. Tomczyk, 1963; S. Bukowy, 1964; J. Znosko, 1965 a i b). Do poglądów wymienionych autorów nawiązujemy w dalszych rozdziałach pracy.

Klucz do rozwiązania węzłowych zagadnień wspomnianego obszaru tkwi naszym zdaniem w podłożu centralnej i północno-zachodniej części Niecki Nidy. Obszar ten stanowi tektoniczny łącznik wiążący już rozpoznane struktury Gór Świętokrzyskich i regionu śląsko-krakowskiego z porzucanymi pod mioceniem elementami przedgórze Karpat Środkowych.

W niniejszym artykule podajemy częściowe wyniki pierwszego z wykonanych w Niecce Nidziańskiej głębokich otworów geologiczno-strukturalnych, tj. otworu Jaronowice IG-1. Otwór ten, wykonany w 1965 r., osiągnął głębokość 2630 m. Wiercenie usytuowano na polach wsi Jaronowice koło Nagłowic, 18 km na W od Jędrzejowa (fig. 1). Geologicznie rzecz biorąc znajduje się on w centrum wypełnionej kredą Niecki Nidziańskiej, około 12 km na S od stwierdzonego geofizycznie przebiegu osi tej jednostki.

PROFIL LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNY SKAŁ PALEOZOIKU I SINIANU Z OTWORU JARONOWICE IG-1

Profil litologiczny sporządzono głównie w oparciu o makroskopowe obserwacje rdzeni i próbek okruchowych oraz na podstawie badań geofizycznych (fig. 2).

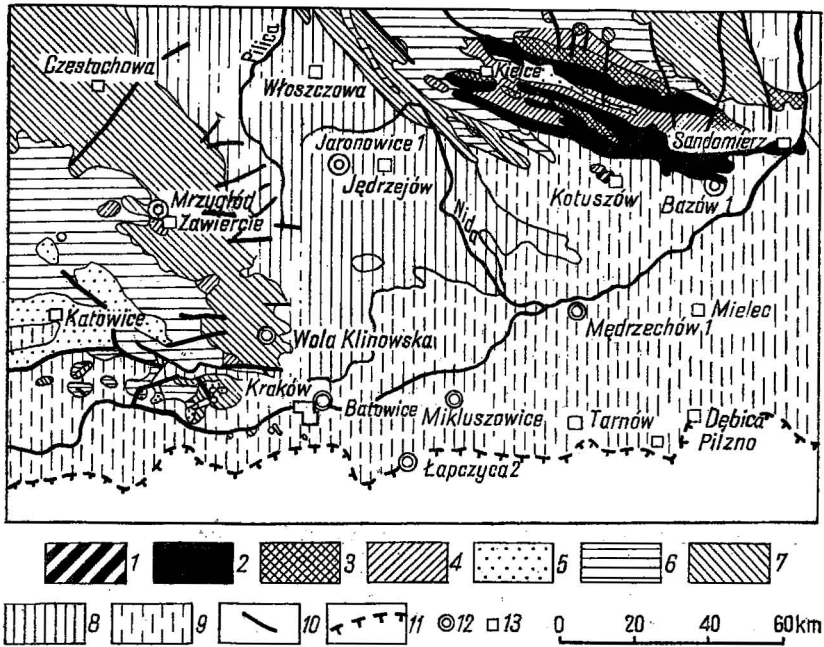


Fig. 1. Szkic geologiczny centralnych obszarów Polski południowej (według S. Siedleckiego)

Geological sketch of the central areas of South Poland (according to S. Siedlecki)

1 — sinian; 2 — kamb; 3 — ordowik i sylur; 4 — dewon; 5 — karbon i perm; 6 — trias; 7 — jura; 8 — kreda; 9 — trzeciorzęd; 10 — ważniejsze dyslokacje; 11 — brzeg nasunięcia Karpat; 12 — otwory wiertnicze; 13 — ważniejsze miejscowości

1 — Sinian; 2 — Cambrian; 3 — Ordovician and Silurian; 4 — Devonian; 5 — Carboniferous and Permian; 6 — Triassic; 7 — Jurassic; 8 — Cretaceous; 9 — Tertiary; 10 — more important dislocations; 11 — margin of the Carpathian overthrust; 12 — bore holes; 13 — more important localities

ETIQUET

| Głębokość w m | Opis litologiczny |
|-----------------|--|
| 1828,1 ÷ 1852,5 | Dolomit brunatnowiśniowy lub ciemnoszary z drobnymi wkładkami mułowców szarozielonkawych, użyłonych różowawym kalcytem, upad 20 ÷ 22°. |
| 1852,5 ÷ 1859,1 | Brekcja dolomityczna złożona z okruchów dolomitów ciemnoszarych, związanych spoiwem wapienno-dolomitycznym. |
| 1859,1 ÷ 1880,0 | Dolomit ciemnoszary, miejscami z odcieniem zielonawym lub różowawym, drobnokrystaliczny, spękany, z cienkimi warstewkami brunatnowiśniowego lub zielonawego ilu na płaszczyznach ukławień, upad 20°. |
| 1880,0 ÷ 1887,5 | Mułowiec ciemnoszary, zbity, przechodzący w ciemnoszary dolomit, upad 20°. |
| 1887,6 ÷ 1893,5 | Dolomit ciemnoszary drobnokrystaliczny. |

- 1893,5÷1914,5 Wapień ciemnoszary, drobno- lub średnokrystaliczny, użyłony kalcytem, nieco bitumiczny.
- 1914,5÷1920,5 Wapień ciemnoszary j.w., w stropie ze stronałoporofidami, niżej z *Athyris* sp. i *Athyris coeraesana* Steinig, upad 20°.
- 1920,5÷1936,5 Wapień j.w. z przejściami do margli, z liczną fauną jak: *Spirifer dombrowiensis* Gürich i *Chonetes angustestriata* Gürich.
- 1936,5÷1948,2 Mangel ciemnoszary, przechodzący w wapień marglisty z licznymi *Spirifer dombrowiensis* Gürich i *Tentaculites polonicus* Gürich.
- 1948,2÷1958,2 Dolomit ciemnoszary, drobnokrystaliczny z wkładkami mułowców ciemnoszarych, nieco miłkowych, o teksturach gruzełkowatych, upad 25°.

DEWON DOLNY

- 1958,2÷1966,4 Mułowiec brunatnowiśniowy, przechodzący niekiedy w drobnoziarnisty piaskowiec kwarcowy.
- 1966,4÷1985,4 Piaskowce kwarcowe z przejściami do kwarcytów zlewnych, przewarstwiane mułowcami szarozielonkawymi lub brunatnowiśniowymi.
- 1985,4÷1985,9 Mułowiec szarozielony z wkładkami tuffitów szarozielonych.
- 1985,9÷1991,5 Mułowiec szary lub szarozielonawy z przejściami do piaskowców szarych drobnoziarnistych o teksturach spływowo- lub gruzełkowatych, upad 15÷20°.
- 1991,5÷2023,4 Piaskowce kwarcowe przechodzące w kwarcyt zlewny, przewarstwiane mułowcami szarymi z muskłowitem, o teksturach gruzełkowatych, upad zmienny od 10 do 20°.
- 2023,4÷2037,5 Kwarcyt jasnoszary, miejscami różowawy, zlewny, upad 12—13°.

SERIA PROBLEMATYCZNEGO WIEKU (DEWON DOLNY? — SYLUR?)

- 2037,5÷2066,0 Okruchy mułowców szarych i piaskowców kwarcowych szarych.
- 2066,0÷2066,9 Mułowiec szary, miejscami żółtozielonawy, nieregularnie zapiaszczony, rzadko poprzecinany żyłkami ankerytu?, początkowo widoczne zaburzenia hydoplastyczne, niżej zanikające.
- 2066,9÷2068,5 Mułowiec szary, żółtawozielonawy, silnie ilasty j.w., często zawierający słabo obtoczone okruchy kwarców szarych, różowych i czerwonych (ϕ 1÷5 mm, sporadycznie do 20 mm) w związku z czym opisywaną skałę miejscami można uznać za zlepieniec. Upadł w stropie 12÷15°. Według opisu mikroskopowego jest to zlepieniec o teksturze kierunkowej, zaznaczonej występowaniem smug materiału gruboziarnistego. Spoiwo skały jest ilaste (illitowo-kalbitowe) przepełnione pelitem, głównie kwarcowym. Materiał detrytyczny jest źle wysortowany. Reprezentują go okruchy pochodzące ze skał osadowych, metamorficznych i magmowych, głównie wulkanicznych.

SYLUR

- 2068,5÷2102,2 Ilowiec łupkowy, ciemnoszary, zbity, partiami nieco krzemionkowy, rzadko z warstwowymi wtrąceniami pirytu i laminałami

- jaśniejszego mułowca ilastego z muskowitem. Występują tu również drobne laminy tufitów. Miejscami upad $10\div 15^\circ$, liczne graptolity (fig. 3) oraz szczątki staroraków (?).
- 2102,2÷2111,8 Łowiec łupkowy, partiami krzemionkowy, twardy, o ostrokrzewdzistej łupliwości, w górnej części silnie pionowo spękany, na płaszczyznach spękań rozarty gips, liczne graptolity (fig. 3).
- 2111,8÷2129,6 Łowiec łupkowy ciemnoszary, zbity, nieco krzemionkowy, miejscami laminowany jaśniejszym mułowcem ilastym z muskowitem spękany i użyłony kalcytem, graptolity mniej liczne niż poprzednio (fig. 3).
- 2129,6÷2135,0 Łowiec łupkowy ciemnoszary, miejscami prawie czarny, partie ciemniejsze silnie krzemionkowe z laminami jaśniejszego mułowca ilastego oraz tufitów (do 2 mm grubości), nieliczne graptolity (fig. 3).
- 2135,0÷2171,9 Łowiec łupkowy j.w., z liczniejszymi żyłkami kalcytu, w których widoczne są niewielkie nacieki ropy, nieliczne graptolity (fig. 3).
- 2171,9÷2177,0 Łowiec łupkowy j.w., mniej spękany, graptolity nieliczne (fig. 3).
- 2177,0÷2196,0 Okruchy łowców łupkowych ciemnoszarych.
- 2196,0÷2199,0 Mułowiec szary z nieregularnymi, ciemniejszymi plamami, pochodzącymi prawdopodobnie od rozkładającego się pirytu, twardy, zbity, nieco młkowy, ze spirytyzowaną fauną brachiopodową.
- 2208,8÷2211,8 Łowce łupkowe ciemnoszare, krzemionkowe z wkładkami litytów i kwarcytów ciemnoszarych.
- 2211,8÷2225,5 Łowce łupkowe silnie krzemionkowe, prawie czarne, użyłone kalcytem oraz okruszcowane pirytem z wkładkami (do 5 cm) wapieni piaszczystych, z glaukonitem i litytami.
- 2225,5÷2253,9 Łowiec łupkowy ciemnoszary, z niewielką zawartością rozproszonej młki, cienkimi wkładkami wapieni j.w. Rzadko występują nieoznaczalne brachiopody.
- 2253,9÷2270,9 Łowiec łupkowy j.w., miejscami szarozielonawy, marglisty, użyłony białym kalcytem. Poniżej pojawia się fauna graptolitowa bardzo nieliczna (fig. 3).
- 2270,9÷2274,9 Łowiec łupkowy, miejscami z odcieniem szarozielonawym, bezwapienisty, słabo młkowy, czasem drobnolaminowany mułowcem ilastym, twardy, zwiezły, o muszlowym przełamie, $85\div 90$ cm od stropu występuje zlepieńcowata wkładka złożona z okruchów czarnych litytów spojonych szarym i zielonym iłem. Upad miejscami $15\div 20^\circ$ Graptolity bardzo nieliczne (fig. 3).

ORDOWIK

- 2274,9÷2285,1 Okruchy piaskowców jasnoszarych z odcieniem zielonawym i łupków ciemnoszarych.
- 2285,1÷2287,9 Piaskowiec jasnoszary z odcieniem zielonkawym, bardzo drobnodziarnisty, z glaukonitem i nieregularnymi przemazami ciemnych iłów.
- 2287,9÷2288,4 Piaskowiec glaukonitowy ciemnoszary z odcieniem zielonawym, z ciemnymi przemazami ilastymi oraz z rozartą substancją ilastą

- na przełamie. Stwierdzono tu występowanie *Lingulella lepis* (Salter).
- 2288,4÷2288,6 Piaskowce j.w. z wkładkami brekcji złożonej z okruchów kwarcytów, łupków i ziaren glaukonitu.
- 2288,6÷2288,8 Ilowce ciemnoszare, poprzecinane dyskordantnie warstewkami glaukonitu, z *Lingulella lepis* (Salter). Upad 25°.

SINIAN¹

- 2288,8÷2360,0 Ilowce ciemnoszarozielone z przejściami do mułowców tej samej barwy, miejscami silnie stektonizowane i użyłone ankerytem. Upad zmienny, w granicach 15÷55°.
- 2371,4÷2377,4 Mułowce szarozielone z przejściami do ilowców łupkowatych ze smugami ilowców brunatnowiśniowych, zlustrowanych, upad 15÷20°
- 2384,9÷2390,7. Mułowiec ciemnoszarozielony, nieco młkowy, rzadko laminowany jaśniejszym mułkiem, silnie zdiagenezowany, upad 85÷90°.
- 2398,0÷2630,0 Mułowce szarozielone i brunatnowiśniowe, laminowane jaśniejszym mułowcem młkowym, z wkładkami kwarcytów drobnoziarnistych i zlewnych oraz piaskowców kwarcowych o spoiwie węglanowym, upad 5÷20°, rzadko do 40°.

STRATYGRAFIA

Ustalenie stratygrafii utworów paleozoicznych i starszych w Jaronowicach sprawia w wielu przypadkach poważne trudności. Są one wynikiem nie zawsze dostatecznego rdzeniowania, jak również brakiem lub słabym zachowaniem fauny (głównie w dewonie). Rozpoznanie kilku gatunków przewodnich pozwoliło jednak na zorientowanie się w wieku tych osadów i nawiązanie do ogólnie przyjętych schematów stratygraficznych (fig. 2).

Warstwy występujące na głębokości 2288,8–2630 m złożone są początkowo z ciemnoszarych ilowców, później łupków i mułowców wiśniowych i szarych, laminowanych jaśniejszymi wkładkami mułowców młkowych, oraz w dolnej części z wkładkami piaskowców kwarcowych i kwarcytów zlewnych, nierzadko z warstewkami skał węglanowych.

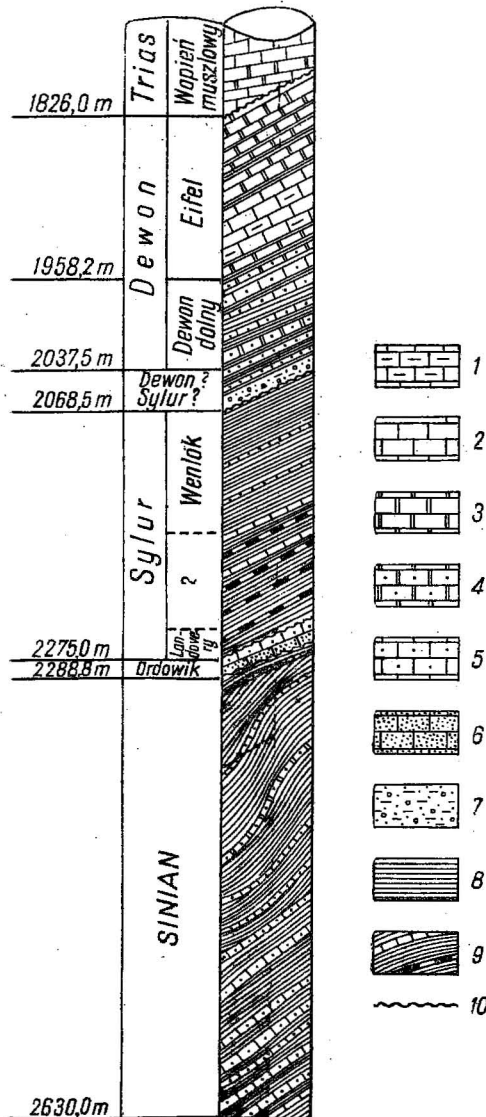
L. Jagielska znalazła w próbkach z głębokości 2300,8÷2306,8 m, 2354,5÷2360,0 m, 2371,4÷2377,4 m, 2398,0÷2404,0 m wieliczone i słabo zachowane mikrospory z grupy *Protosphaeridae*. Ta grupa mikrospor spotykana jest zarówno w sinianie, jak i w utworach kambryjskich, wobec czego na jej podstawie nie można bliżej określić wieku omawianej serii.

Biorąc pod uwagę silne zdiagenezowanie omawianych warstw, wyraźnie wzrastające wraz z głębokością, oraz występujące wkładki węglanowe w dolnej partii, ich pstłą barwę oraz zawartość glaukonitu i apatytu, można przypuszczać, że reprezentują one wyższe ogniwa sinianu. Prawdopodobnie są to odpowiedniki warstw bużańskich (J. Znosko, 1965 b).

Ordowik występuje na głębokości 2275–2288,8 m. Reprezentują go piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare z odcieniem zielonawym, glauko-

¹ Termin „sinian” przyjęty za J. Znoską (1965 b).

nitowe, z przemasami ilastymi. W dolnej części (patrz opis litologiczny) występują ciemnoszare łąowce laminowane jaśniejszym mułkiem, poprzecinane warstewkami glaukonitu. Na głębokości 2288,5÷2288,6 m stwierdzono warstewkę brekcji sedimentacyjnej, złożonej z okruchów kwarcytów, łupków i dużej ilości glaukonitu. Z odcinka zawartego między 2274,9÷2285,1 m nie uzyskano rdzenia. Jak wynika z próbek okruchowych, są to piaskowce drobnoziarniste, podobne do opisanych wyżej. Serię piaskowcową w tym interwale potwierdzają również badania geofizyczne (boczne sondowanie, karotaż gamma i neutron gamma).



Pod względem litologicznym omawiana seria podobna jest do górnoremadockich warstw kozielskich (W. Bednarczyk, 1964). Znalezione i oznaczone przez W. Bednarczyka (z głębokości 2287,9÷2288,8 m) *Lingulella lepis* (S a l t e r) potwierdzają ten pogląd. Być może, że w interwale nie

Pod względem litologicznym omawiana seria podobna jest do górnoremadockich warstw kozielskich (W. Bednarczyk, 1964). Znalezione i oznaczone przez W. Bednarczyka (z głębokości 2287,9÷2288,8 m) *Lingulella lepis* (S a l t e r) potwierdzają ten pogląd. Być może, że w interwale nie

Fig. 2. Profil litostratygraficzny wiercenia Jaronowice IG 1

Lithostratigraphical section of the bore hole Jaronowice IG 1

1 — margle; 2 — wapienie; 3 — dolomity; 4 — kwarcyty; 5 — piaskowce kwarcowe; 6 — piaskowce kwarcowe z glaukonitem; 7 — mułowce zlepnicowate; 8 — mułowce i łowce łupkowate; 9 — mułowce łupkowate z wkładkami łdytów i wapieni; 10 — niezgodności stratygraficzne

1 — marls; 2 — limestones; 3 — dolomites; 4 — quartzites; 5 — quartz sandstones; 6 — quartz sandstones with glauconites; 7 — conglomeratic siltstone; 8 — siltstones and slaty siltstones; 9 — slaty siltstones with lydite and limestone intercalations; 10 — stratigraphic unconformities

rdzeniowanym występuje przejście do arenigu. Wyższych ogniwi jest tu na pewno brak.

Utwory syluru osiągnięto w rdzeniach od głębokości 2274,0÷2080,2 m. Obfite występowanie graptolitów stwierdza się w rdzeniach pobranych do głębokości około 2153 m. Pojedynczo występujące

graptolity zaobserwowano jeszcze w rdzeniu z głębokości 2171,9÷2177 m. W spagowych partiach syluru, w rdzeniach uzyskanych począwszy od głębokości około 2254 m., ponownie pojawiają się graptolity. Są one jednak bardzo nieliczne. Kompletna lista fauny graptolitowej stwierdzonej w wierceniu Jaronowice przedstawia się następująco:

- Cyrtograptus lundgreni* Tullb. (tabl. I, fig. 4, 5, 6)
- Cyrtograptus hamatus* (Bailey)
- Cyrtograptus* cf. *perneri* Bouč.
- Cyrtograptus ellesi* Gort.
- Cyrtograptus* ex gr. *rigidus* Tullb.
- „*Monograptus*” *testis testis* (Barr.) (tabl. I, fig. 5)
- Monograptus flexilis* Elles
- Monograptus flemingii* Salt. (tabl. I, fig. 4 i 7)
- Monoclimacis flumendosae* (Gort.)
- Monoclimacis* cf. *hemipristis* (Menegh.) (tabl. I, fig. 7)
- Paraplectograptus eiseli* (Manck)
- Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess) (tabl. I, fig. 4 i 5)
- Pristiograptus* sp. indet.
- Climacograptus scalaris normalis* Lapw.
- Climacograptus* ex gr. *scalaris* (His.).

Pionowy zasięg poszczególnych gatunków przedstawiono na fig. 3. Postępując w porządku stratygraficznym, a więc przeciwnie w stosunku do toku wiercenia, w otworze Jaronowice stwierdza się następujące ogniwia syluru:

Landower. Na obecność tego piętra w sylurze Jaronowic wskazuje występowanie form *Climacograptus* ex gr. *scalaris* (His.). Graptolity te są bardzo nieliczne i bardzo źle zachowane. Jednakże w dwóch przypadkach udało się rozpoznać formę *Climacograptus scalaris normalis* Lapw. Graptolit ten występuje w dolnym landowerze, szczególnie, lecz nie wyłącznie, w jego najniższym poziomie *Akidograptus acuminatus*.

Ponad udokumentowanymi utworami dolnego landoweru występują wspomniane poprzednio osady pozbawione fauny. Graptolity znalezione w rdzeniach pobranych nad nimi należą już do wenloku.

Wenlok. Poziom *Monograptus flexilis*. Jest to najniższy poziom wenloku, jak i w oparciu o uzyskany materiał rdzeniowy można ustalić w profilu Jaronowic. Do poziomu tego należą odcinki rdzenia z głębokości 2177÷2147,8 m. Przewodni gatunek *Monograptus flexilis* Elles szczególnie licznie reprezentowany jest w górnej części rdzenia pobranego w obrębie opisywanego poziomu.

Poziom *Cyrtograptus perneri*. Do poziomu tego można odnieść rdzenie z głębokości 2133,4÷2102,2 m. obfitujące w liczną faunę graptolitową, wśród której szczególnie często spotyka się cyrtograptusy z grupy *Cyrtograptus rigidus*. Niestety, niemal z reguły są to fragmenty łukowato wygiętych, medialnych części rabdozomów. Uniemożliwia to dokładną identyfikację tych graptolitów. Dlatego zaledwie w dwóch przypadkach można było rozpoznać gatunek *Cyrtograptus* cf. *perneri* Bouč.

Poziom *Cyrtograptus lundgreni* — „*Monograptus*” *testis*. Do poziomu tego należą rdzenie uzyskane z głębokości 2087,6÷2080,2 m. Prze-

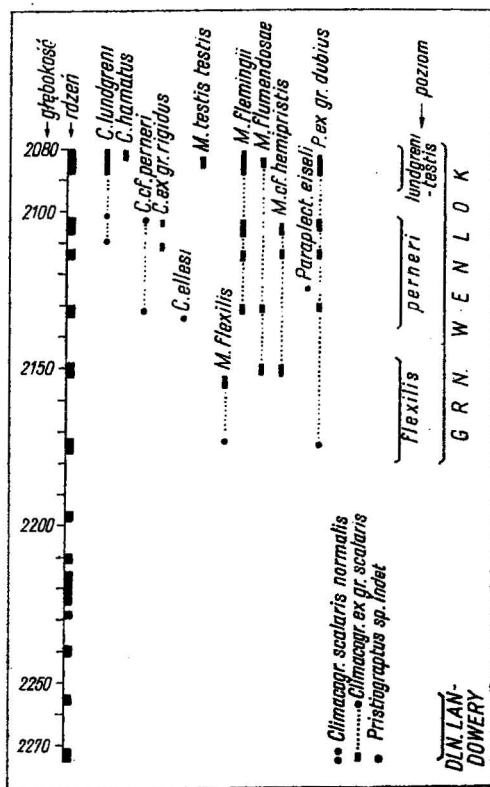


Fig. 3. Zasięg pionowy fauny graptolitowej w sylurze z wiercenia Jaronowice IG 1

Vertical extent of graptolite fauna in the Silurian pierced by the bore hole Jaronowice IG 1

wodnie gatunki *Cyrtograptus lundgreni* Tullb. oraz „*Monograptus*” *testis testis* (Barr.) spotyka się często. Pierwsi właściciele przedstawiciele gatunku *lundgreni* pojawiają się w profilu Jaronowice już w poziomie *Cyrtograptus perneri*.

W tym miejscu zwrócić uwagę na dwa fakty. Po pierwsze — we wszystkich kompletnych środkowoeuropejskich profilach wenloku *Cyrtograptus lundgreni* Tullb. pojawia się wyraźnie wcześniej niż „*Monograptus*” *testis testis* (Barr.) i dopiero wyżej oba te gatunki występują razem (B. Bouček, 1953; H. Tomczyk, 1962; K. Jaworowski, 1965). Po drugie — w wierceniu Jaronowice w rdzeniach pobranych ze stropowej części osadów z graptolitami stwierdza się współwystępowanie obu wspomnianych wyżej gatunków. Odcinek samodzielnego występowania formy *Cyrtograptus lundgreni* Tullb. przypada prawdopodobnie na niższy nie rdzeniowany interwał 2087,6÷2102 m. Z tego względu wy-

różniamy łączny poziom (cenozonę) *Cyrtograptus lundgreni* — „*Monograptus*” *testis*. Z powyższego wynika, że graptolitowe osady syluru w profilu Jaronowice kończą się niemal najwyższym wenlokiem.

Sądząc z danych karotażowych, strop ilowców z graptolitami znajduje się na głębokości ok. 2068,5 m, tzn. że miąższość najwyższego odcinka tych osadów, z którego nie mamy rdzenia, wynosi ok. 19,1 m. Uważamy, że jest rzeczą wysoce nieprawdopodobną, aby w tym interwale pojawiły się już graptolitowe osady ludlowu. Za takim ujęciem przemawia fakt, że w rdzeniach z poziomu *Cyrtograptus lundgreni* — „*Monograptus*” *testis* nie stwierdziliśmy występowania gatunku *Gothograptus nassa* (H o l m.) Pierwsi przedstawiciele tego gatunku z reguły pojawiają się w najwyższej części poziomu *Cyrtograptus lundgreni* — „*Monograptus*” *testis*, sygnalizując zbliżenie się do granicy wenlok — ludlow. Ich brak w sylurskich rdzeniach z Jaronowice pozwala więc mniemać, że najwyższy, nie rdzeniowany odcinek ilowców z graptolitami to nadal najwyższy wenlok.

Graptolity, których nie omówiliśmy wyżej, a które występują w rdzeniach uzyskanych z głębokości 2080,2÷2177 m (fig. 3), mają mniejsze znaczenie przy próbach ustalenia szczegółowej stratygrafii. Ogólnie rzecz biorąc składają się one na zespół faunistyczny typowy dla górnego wenloku.

Jak wynika z powyższych danych, w wierceniach Jaronowice osady sylurskie obejmują odcinek stratygraficzny od dolnego landoweru do górnego, niemal najwyższego wenloku.

Nawiązując do pobliskiego obszaru Gór Świętokrzyskich warto tu zwrócić uwagę, że sylurski profil Jaronowice pod względem sukcesji graptolitowej przypomina profil osadów sylurskich znanych w antyklinie Zbrzy. Wyróżniono tam (H. Tomczyk, 1962) tzw. dolne i górne łupki zbrzańskie. Pierwsze reprezentują dolny landower, a drugie — wenlok, stanowiący na tym terenie najwyższe piętro syluru. Między poziomami *Pristiograptus gregarius* i *Cyrtograptus insectus* obserwuje się lukę (tektoniczną? — sedymentacyjną?), która powoduje przerwę w ciągłości sukcesji graptolitowej (E. i H. Tomczyk, 1962). Przerwa ta obejmuje odcinek stratygraficzny, do którego można by ewentualnie zaliczyć osady bez graptolitów występujące w sylurze Jaronowice. Uzyskany materiał rdzeniowy skłania do przypuszczenia, że przerwa w sukcesji graptolitowej sięga tu jednak wyżej, obejmując prawdopodobnie również dolny wenlok (poniżej poziomu *Monograptus flexilis*).

Problematyczny jest wiek serii z głębokości 2037,5÷2068,5 m, zawartej pomiędzy niewątpliwym sylurem (wenlokiem) a dolnym dewonem. Jak wynika z próbek okruchowych, na głębokości 2037,5÷2066,0 m występują mułowce szare, w górnej części z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców szarych. W rdzeniach z głębokości 2066,0÷2067,7 m nawiercono początkowo mułowiec szary, miejscami żółtawozielonawy ilasty, często zawierający słabo obtoczone okruchy kwarców szarych, różowych, czerwonych (zob. profil litologiczny). Brak jakichkolwiek dowodów paleontologicznych nie pozwala na określenie wieku tej serii.

D e w o n d o l n y w wierceniach Jaronowice stwierdzony na podstawie

rdzeniu występuje w interwale 1958,2÷2037,5 m. W dolnej części występuje warstwa jasnoszarego i różowego kwarcytu. Wyżej, do wkładki tufitowej, na głębokości 1985,4÷1985,7 m dość często występują piaskowce drobnoziarniste o teksturach gruzełkowatych, przełamane szarymi, brunatnowiśniowymi i zielonymi mułowcami. W górnej części zwiększa się ilość pstrych wkładek mułowcowo-lupkowych, a piaskowce kwarcowe lub kwarcyty występują w cienkich warstewkach.

Fauny w omawianych warstwach nie znaleziono. Sądząc z litologicznego wykształcenia tej serii należy przypuszczać, że reprezentuje ona ems wykształcony w facji oldredowej. Stwierdzony tu poziom tufitów występuje w podobnej pozycji litologicznej, jak to podaje H. Łobanowski (H. Łobanowski, R. Michnia, 1960) z Barczy, gdzie dzielą one ems na dolny i górny wg schematu niemieckiego. Trudno jest stwierdzić na pewno, czy istnieje ciągłość sedymentacyjna pomiędzy emsem i eiflem. Sekwencja litologiczna, tzn. przejście od piaskowców poprzez mułowce do dolomitów i wapieni eiflu, mogłaby potwierdzić wspomnianą ciągłość.

Pod poziomem wapienia muszlowego z *Lima striata* na głębokości 1826 m nawiercono utwory dewonu, które (do głębokości 1958,2 m) na podstawie litologicznego zróżnicowania i fauny zaliczono do eiflu. Jest on reprezentowany (w interwale 1826÷1882,0 m) przez dolomity ciemnoszare i pstre z wkładkami zielonego lub brunatnowiśniowego iłu. Na głębokości 1882,0÷1914,5 m występują również dolomity, ale z wkładkami mułowców, a w dolnej części ciemne wapienie bez fauny. Na głębokości 1914,5÷1955,6 m pojawiają się wapienie ciemnoszare z przejściami do marglu z liczną fauną, wśród której P. Filonowicz oznaczył *Chonetes angustestriata* Gürich, *Spirifer dombrowiensis* Gürich, *Athyris coe-raesana* Steinig, *Athyris* sp. i *Tentaculites polonicus* Gürich. Na głębokości od 1955,6÷1958,2 m występują dolomity ciemnoszare z wkładkami mułowców o teksturze gruzełkowej. Warstwy z interwału 1914,5÷1958,2 zawierają *Spirifer dombrowiensis* Gürich i w związku z tym można je uważać za odpowiednik poziomu dąbrowskiego, wydzielonego przez D. Sobolewa (1909). Reprezentują one zatem eifel dolny. Seria opisana z głębokości 1882,0÷1914,5 m stanowi ciągłe przejście od wapieni eiflu dolnego do dolomitów eiflu wyższego, występującego na głębokości 1826,0÷1882,0 m.

UWAGI TEKTONICZNE

W otworze Jaromowice IG-1 nie uzyskano bezpośredniego kontaktu paleozoiku (odcinek 25 m nie był rdzeniowany), mimo to pewne jest, że korespondują tu ze sobą serie wapienia muszlowego i eiflu. Przykontaktowe warstwy górnej części dolnego wapienia muszlowego, tzw. warstwy z *Lima striata* reprezentują spokojnie leżące (upad 3÷5°) wapienie gruzełkowate z wkładkami margli i wapieni organogenicznych z krynioidami. Spoczywające bezpośrednio pod kontaktem dolomity niższego eiflu nachylone są pod kątem 20÷24°. Stopień dysjunktywnego zaangażowania serii przykontaktowych (choć ogólnie niezbyt wielki) jest nierówny, większy w obrębie osadów dewonu niż wapienia muszlowego. Poczynio-

ne obserwacje pozwalają przypuszczać, że w Jaronowicach kontakt paleozoiku z mezozoikiem jest raczej tektonicznie pierwotny, a nie dyslokacyjny. Hiatus stratygraficzny obejmuje obecnie osady dolnego triasu, permu, karbonu, górnego dewonu i znaczną część dewonu środkowego. Rząd hercyńskiej dyskordancji zawarty jest w granicach $15 \div 20^\circ$.

Przebite w opisywanym wierceniu osady niższego eiflu, o pozornej miąższości 132 m, wykształcone są w sposób podany poprzednio (dolomity, mułowce, wapienie i margle). Spagowy odcinek (ok. 44 m) stanowi odpowiedniki warstw dąbrowskich z Gór Świętokrzyskich. Eifel leży kątowno zgodnie i najprawdopodobniej sedymentacyjnie ciągle na klastycznych osadach dolnego dewonu (górnego emsu).

Utwory dolnego dewonu reprezentują występujące na przemian mułowce, piaskowce, kwarcyty o łącznej miąższości pozornej ok. 80 m. Na głębokości 1985,4 ÷ 1985,7 m stwierdzono obecność (30 cm) wkładki tufitowej. Upady rzędu $10 \div 20^\circ$ należą do spagowi serii dewonu, gdzie osiągają $12 \div 13^\circ$. W tych utworach, często pstrych, stwierdzono obecność detryktusu flory, a niekiedy także przekątne uwarstwienie osadów. Pod względem wykształcenia seria ta zbliżona jest bardzo do oldredowych, limniczno-lagunowych utworów świętokrzyskiego emsu.

W interwale 2066,0 ÷ 2067,7 m nawiercono interesujące serie związanych zielonkawych mułowców, miejscami, przede wszystkim w spągu, wyraźnie zlepnicowatych. Wstępne analizy petrograficzne (patrz wyżej) pozwalają tę serię paralelizować z kilkukrotnie już opisywanymi osadami Łapczyca, Batowic i Miłkuszowic. Wymienione utwory mają upady w granicach $12 \div 15^\circ$ i występują pod osadami dolnego dewonu, a ponad łupkami wyższego wenloku (poziom *Cyrtograptus lundgreni* — „*Monograptus*” *testis*). Pełna miąższość charakteryzowanych osadów wynosi 31 m.

Charakter litologiczny opisywanych skał dowodzi, że morska (?) sedymentacja osadów odbywała się w warunkach wyraźnego niepokoju tektonicznego, a obcy materiał, pochodzący ze skał osadowych, magmowych i metamorficznych, dostarczony był z różnych odległości. Co się tyczy pozycji strukturalnej opisywanej serii, to leży ona w Jaronowicach zgodnie kątowno zarówno z warstwami nadległego dewonu dolnego, jak i warstwami podścielającymi dolnego syluru (upady warstw wynoszą w stropie wenloku $12 \div 16^\circ$). Trudny i szeroko dyskutowany w literaturze problem wieku serii zlepnicowatej nie może być jednoznacznie rozstrzygnięty w oparciu o wyniki wiercenia Jaronowice, tym niemniej można stwierdzić, że istnieje tu w obrębie syluru poważna luka stratygraficzna, która prawdopodobnie obejmuje co najmniej cały dolny ludlow.

Utwory syluru w otworze Jaronowice IG-1 reprezentują tylko osady lądowego i wenloku o łącznej pozornej miąższości 206,5 m. Na dolny lądower, udokumentowany fauną graptolitową, przypada okioko 25 m, a na wyższy wenlok — 103 m. Interwał pośredni o miąższości 78 m, w części przerdzeniowany, nie ujawnił żadnej fauny graptolitowej. We wskazanym odcinku zawierać się więc powinny brakujące ogniwa wyższego lądoweru i dolnego wenloku. Charakter i sekwencja litologiczna rozpoznanych osadów pozwalają przypuszczać, że w dolnym sylurze

rejonu Jaronowic istniała ciągła i tektonicznie nieprzerwana sedymentacja osadów. Zmieniały się tylko warunki tej sedymentacji, powodując przerwę w sukcesji graptolitowej. Upady w obrębie osadów syluru zawierają się na ogół w granicach $5\div 25^\circ$, a najczęściej wynoszą $8\div 15^\circ$.

Osady ilasto-krzemionkowe dolnego landoweru o znacznej miąższości potwierdzają tezę o maksymalnie głębokich stosunkach batymetrycznych panujących w basenie tego okresu. W wyższym landowerze i dolnym wenloku generalne tendencje do pogłębiania zbiornika zostały osłabione. Pojawienie się przewarstwień piaszczysto-węglanowych (tabl. II, fig. 8, 9) w serii ilasto-mułowcowej wskazuje na oscylacyjne tendencje do spłykania zbiornika sedymentacji. W wyższym wenloku (od poziomu *Monograptus flexilis*) niepokój sedymentacyjny miąga i pomownie tworzą się osady strefy batialnej. Osady syluru z Jaronowic wykazują duże podobieństwo w wykształceniu litologicznym i sekwencji stratygraficznej do znanych utworów z południowej części Gór Świętokrzyskich.

Ścisłego kontaktu dolnego landoweru z ordowikiem w Jaronowicach nie zanotowano, mimo to pewne jest, że korespondują tu ze sobą (bezsrednio skały ilasto-krzemionkowe najniższego syluru i piaskowce glaukonitowe górnego tremadoku. Upady przykontaktowych serii zarówno w sylurze, jak i ordowiku są podobne ($12\div 16^\circ$), w związku z czym i tutaj jest brak podstaw, by mówić o dyskordancji katowej.

Pozorna miąższość ordowiku w Jaronowicach wynosi 13,8 m, przy upadkach w granicach $8\div 16^\circ$ (dominują $12\div 14^\circ$). Ordowik z Jaronowic w całości reprezentują utwory górnego tremadoku, które stanowią typowy odpowiednik tzw. warstw kozielskich (W. Bednarczyk, 1964) z południa Gór Świętokrzyskich. W przyspągowym odcinku profilu ordowiku widoczne są warstewki brekcji sedymentacyjnej, złożonej z ostrokrawędzistych okruchów piaskowców kwarcytowych i fragmentów łupków ilastych, związanych spoiwem ilasto-mułowcowym z glaukonitem. Wkładki te nie leżą jednak u samej podstawy ordowiku, lecz nieco powyżej kontaktu z sinianem.

Kontakt ordowiku z sinianem przewiercono w Jaronowicach na głębokości 2288,8 m. Mułowce i ilowce piaszczysto-glaukonitowe górnego tremadoku, o upadkach w spągu serii $10\div 14^\circ$, leżą wprost na ilowcach mułastych, zielonkawych, żupekowanych i skliwazowanych górnego sinianu. Kąty upadku jego granicznych serii wynoszą $15\div 18^\circ$, a więc są bardzo zbliżone do ordowickich. W stropie warstw sinianu nie rejestrujemy również wyraźnych oznak zwiętrzenia osadów. Można więc sądzić, że przed sedymentacją ordowiku skały starsze były intensywnie rozmywane. Stopień tektonicznego zaangażowania serii sinianu jest znacznie większy niż nadległego ordowiku. Wyraża się to dużą zmiennością kątów upadku, bardzo silnym kłiwazem oraz intensywnym spękaniem, a niekiedy zbrekcjowaniem warstw sinianu. Upady mierzone w stosunku do osi rdzenia stopniowo wzrastają i na głębokości 2385 m osiągają $80\div 90^\circ$. Niżej leżała seria pstrych (wiśniowo-zielonych) ilowców laminowanych z wkładkami piaskowców wykazuje niewielkie upady $5\div 10^\circ$, a niekiedy do 35° . Ogólna analiza tektoniczna pozwala przypuszczać, że w profilu młodoprekambryjskim w Jaronowicach przewiercono skrzydło przedordowickiego fałdu.

W przypadku osadów sinianu Jaronowic trudno mówić o filityzacji lub innych wyraźnych przejawach regionalnego metamorfizmu. Dyskusyjne z natury rzeczy zagadnienie zaawansowanej diagenety czy zaczątków epimetamorfozy osadów rozstrzygną badania petrograficzne. Osady te reprezentują naszym zdaniem młodsze ogniwia sinianu i ewentualnie mogą być paralelizowane z młodoprekambryjskimi osadami ilasto-węglanowymi rejonu Korytnicy i Bazowa. W tym przypadku mogą stanowić miogeosynklinalny odpowiednik serii bużańskiej wg J. Znoski (1965b) z platformy wschodnioeuropejskiej.

Podana wyżej charakterystyka tektoniczna paleozoicznego i młodoprekambryjskiego profilu Jaronowic rozpatrywana na tle budowy podłoża południowej Polski pozwala wyciągnąć wstępne wnioski dotyczące rozwoju sedymentacji i tektogenezy przedmezozoicznego podłoża w rejonie Jędrzejowa.

Po wyższym sinianie, a przed górnym tremadokiem w obszarze Jaronowic uformowała się wypiętrzona jednostka fałdowa. Problem wieku tych odkształceń jest dyskusyjny, najprawdopodobniej były to ruchy sandomierskie z okresem deformacji odpowiednio przesuniętym w czasie w stosunku do Gór Świętokrzyskich. Nie można też na razie wykluczyć możliwości strukturalnego nałożenia się na siebie dwóch faz ruchów pomłodoprekambryjskich, a przedordowickich. Koncepcja ta wymagałaby udowodnienia, że w obszarze Gór Świętokrzyskich istnieją dwa odrębne cykle sedymentacyjno-diastraficzne i dwa niezależne plany strukturalne w obrębie osadów kambru. Ogólnie rzecz biorąc za sandomierskimi deformacjami tektonicznymi mocno przemawiają następujące argumenty:

1. W południowej części Gór Świętokrzyskich doliny ordowik leży dyskordantnie na różnych ogniwach zdeformowanego kambru, łącznie z kambrem „subholmowym” (najniższy kambur?, najwyższy sinian?) w rejonie Zbrzy i Wysoczek.

2. Osady udokumentowanego strukturalnie i palynologicznie młodsze sinianu z południowych peryferii Gór Świętokrzyskich (Bazów, Korytnica, Kotuszów) reprezentują wraz ze świętokrzyskim dolnym kambrem jeden ciągły cykl sedymentacyjny.

3. W rejonie Pilzna, a więc na dalekim południu Przedgórze Kampat, ordowik leży dyskordantnie na bliżej nie zidentyfikowanych osadach kambru (J. Znosko, 1965a).

Problem wieku założenia miogeosynkliny młodoprekambryjskiej w obszarze niecki Nidy, a co za tym idzie i wieku poprzedzających odkształceń górotwórczych pozostaje otwarty i wymaga dalszych studiów.

Obszar starej wypiętrzonej jednostki preordowickiej rejonu Jaronowic został objęty transgresją ordowicką dopiero w górnym tremadoku. Jak długo trwał cykl sedymentacji ordowickiej, trudno powiedzieć, w każdym razie pewne jest, że odbywała się ona w obszarze geosynklinalnym, gdzie tendencje do rozmywania musiały być bardzo silne, skoro nie zachowały się tu, znane np. z rejonu Mędrzechowa, osady górnego arenigu i ewentualnego najniższego landelilu — Janwimu (H. Tomczyk, 1963). Porównanie ordowiku Jaronowic z ordowikiem Mędrzechowa dowodzi też, że transgresja dolnoordowicka na południu Polski nie zach-

dziła równocześnie. Kontaktujące z ordowikiem serie ilasto-krzemionkowe dolnego landoweru świadczą, że na przełomie ordowiku i syluru obszar „garbu” Jaronowic ponownie objęła ingresja morska. Wnikła ona zapewne z północy, ze strefy depresyjnej (intrageosynklinialnej), gdzie trwała niemal ciągła sedymentacja ordowicko-sylurska. Intrageosynklina dolnosylurska objęła swym zasięgiem dawny kambryjsko-ordowicki rejon geoantyklinalny. Czy sedymentacja syluru była przerywana dwukrotnie, tj. po wenloku, a przed środkowym ludlowem i ponownie przed dolnym dewonem, czy też raz, tj. po wenloku, a przed dolnym dewonem, trudno powiedzieć.

Charakter litologiczny osadów górnego wenloku z Jaronowic oraz występowanie dolnego ludlowu (o znacznej miąższości) w rejonie Mirzygotu i Mędrzechowa sugeruje głębsze rozmycie skał syluru w rejonie Jędrzejowa niż w strefach położonych bardziej na południe.

Opisywany rejon został prawdopodobnie silniej wydźwignięty. Potwierdzałaby to również niewielka miąższość (31 m) mułowcowo-zlepieńcowatej serii (problematicznego wieku) w porównaniu do jej odpowiedników (75–200 m) z okolic Łapczycy, Batowic i Mikuszowic (K. Łydka, S. Siedlecki, H. Tomczyk, 1963).

Niezaprzeczalnym również faktem jest, że w NIE obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, Niece Nidziańskiej i na południu Gór Świętokrzyskich limniczny i lagunowy dewon dolny (bądź węglanowy dewon środkowy) leży bezpośrednio na różnych ogniwach starszego podłoża, od sinianu poczynając, a na górnym ludlowie kończąc. Rozmiary dyskordancji kątowych, interferencji rozciągłości i hiatusu stratygraficznego są różne i wystarczające, by mówić o młodokaledońskich odkształceniach orokinematycznych z przełomu syluru i dewonu. Znaczna miąższość i charakter litologiczny osadów dolnego dewonu i eiflu pozwalają przypuszczać, że po deformacjach młodokaledońskich rejon Jaronowic już w fazie lądowej wszedł w skład nowo formowanego obszaru depresyjnego. Być może, rejon Jędrzejowa stanowił południowy fragment pokaledońskiego zapadliska międzygórskiego, przekształconego następnie w parageosynklinę hercyńską, która została ostatecznie wyfałdowana zdaniem J. Znoski (1965a) w ruchach kruszcogórskich.

Opierając się na wynikach wiercenia Jaronowice nie można podjąć dyskusji dotyczącej wtórnego nałożenia rozwoju geosynklinialnego (tj. cyklu hercyńskiego na starszy cykl kaledoński), ponieważ brak tu osadów młodszych od eiflu, a starszych od wapienia muszlowego. Zarejestrowana dyskordancja ($15\div 20^\circ$) kątowa między dewonem a triasem dowodzi, że obszar Jędrzejowa był zaangażowany w ruchach hercyńskich. Rząd tej dyskordancji, identyczny jak w rejonie checińskim Gór Świętokrzyskich (Z. Rubiniowski, 1963), mógł sugerować, że i charakter tektoniczny omówionych deformacji był w obszarze Jaronowic podobny do występującego na południu masywu świętokrzyskiego. O silnym hercyńskim wymiesieniu rejonu Jędrzejowa świadczy natomiast najlepiej brak osadów pstrego piaskowca w Jaronowicach i objęcie tych okolic transgresją triasową prawdopodobnie dopiero w dolnym wapieniu muszlowym.

Niezmiernie charakterystyczne dla profilu Jaronowic zjawisko „kątowych zgodności”, rejestrowanych między ogniwami sinianu i ordo-

wilku, ordowilku i syluru oraz syluru i dewonu, wymaga szczególnego podkreślenia. Zjawisko to najoczywiej dowodzi, że czysto formalna i zawężona wyłącznie do profilu otworu wiertniczego analiza stosunków tektonicznych może prowadzić do błędnych wniosków strukturalnych. Na indywidualnej linii profilowej mogą się ujawnić pozorne „kątowe zgodności”, mimo niewątpliwych (i to kilkakrotnych) niezgodności tektonicznych całych planów strukturalnych, np. przedordowickiego i przeddewońskiego. Wzajemne stosunki tektoniczne poszczególnych formacji analizować musimy zawsze na szerszym tle budowy geologicznej całego regionu, uwzględniając pełny rozwój tektoniczny nałożonych na siebie cykli sedymentacyjno-diastryficznych.

Przyszłe badania strukturalne ostatecznie wyjaśnią, które z zaobserwowanych w Jaronowicach „zgodności” mają wymowę tyłko pozorną.

Zakład Geologii Niżu Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Oddział Świętokrzyski Instytutu Geologicznego
Kielce, ul. Zgoda 21
Nadesłano dnia 18 czerwca 1966 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEDNARCZYK W. (1964) — Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (oelendianu) regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. *Biul. geol. Uniw. Warsz.*, 4, p. 3—89. Warszawa.
- BOUČEK B. (1953) — Bilostratygrafie, vyvoj a korelace zellkovických a motolských vrstev českého siluru. *Sborn. Geol. Ust. Od. Paleont.*, 20, p. 421—484. Praha.
- BUKOWY S. (1964) — Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 184, p. 6—16. Warszawa.
- JAWOROWSKI K. (1965) — Strop warstw pastęckich w obniżeniu litewskim a granica wenlok — ludlow. *Kwart. geol.*, 9, p. 511—526, nr 3. Warszawa.
- KARINKOWSKI P., GŁOWIAK E. (1961) — O budowie geologicznej utworów podmiocenijskich przedgórzia Karpat środkowych. *Kwart. geol.*, 5, p. 372—420, nr 2. Warszawa.
- ŁOBANOWSKI H., MICHNIAK R. (1960) — New Data in the Devonian pyroclastic series of the Kilonów Ridge (Holy Cross Mts.). *Bull. Acad. Pol. Sc.*, 8, p. 53—59, nr 1. Warszawa.
- ŁYDKA K., SIEDLECKI S., TOMCZYK H. (1963) — On the Middle Ludlovian Conglomerates in the Cracow Region. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, 11, p. 93—99, nr 2. Warszawa.
- RUBINOWSKI Z. (1963) — Mineralizacja siarczkowa i jej związek z litologiczno-facjalnym wykształceniem oechsytynu w synklinie gałęzicko-bolechowickiej. *Kwart. geol.*, 7, p. 730—731, nr 4. Warszawa.
- SIEDLECKI S. (1962) — On the occurrence of Silurian in the Eastern and North — Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, 10, p. 41—46, nr 1. Warszawa.

- TOMCZYK H. (1962) — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Pr. Inst. Geol., 35. Warszawa.
- TOMCZYK E., TOMCZYK H. (1962) — Sylur w Górach Świętokrzyskich. Przew. XXXV Zjazdu PTG, p. 28—34. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1963) — Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpacciego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35, p. 289—314, nr 3. Kraków.
- ZNOSKO J. (1965a) — Pozycja stratygraficzna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego. Biul. Inst. Geol., 189, p. 73—98. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1965b) — Sinian i kambr północno-wschodniej Polski. Kwart. geol., 9, p. 465—485, nr 3. Warszawa.
- СОБОЛЕВ Д. (1909) — Средний девон Келецко-Сандомирского края. Мат. Геол. Росс., 24, стр. 4—536. Варшава.

Кшиштоф ЯВОРОВСКИ, Хенрик ЮРКЕВИЧ, Збигнев КОВАЛЬЧЕВСКИ

СИНИЙСКИЕ И ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БУРОВОЙ СКВАЖИНЕ ЯРОНОВИЦЕ ИГ-1

Резюме

Из буровой скважины Яроновице ИГ-1, пройденной в 1965 году, был получен интересный материал по геологическому строению и тектонике домезозойского основания Нидинской мульды. В этой буровой скважине в интервале 1826,00—2630,00 м, непосредственно под раковинным известняком, были встречены следующие отложения (фиг. 2).

На глубине от 1826,00 до 1958,20 м, залегают отложения среднего девона (эйфеля), представленные сначала доломитами с прослойками алевролитов буро-вишневого или зеленого цветов. Ниже (на глубине 1914,50—1958,20 м) простираются темно-серые известняки с прослоем доломита в подошве, являющиеся аналогом домбровского горизонта, выделенного Д. Соболевым (1909) к северу от гор. Кельце. Была встречена здесь фауна: *Chonetes augustestriata* Gürich, *Spirifer dombrowiensis* Gürich и *Tentaculites polonicus* Gürich.

На глубине от 1958,20 до 2037,50 м распространены нижнедевонские (эмские ?) отложения, развитые в виде песчаников, кварцитов и пестрых алевролитов, не содержащих фауны, с пачкой туффитов.

В интервале от 2037,50 до 2068,50 м были встречены отложения сомнительного возраста (силурийские ?, нижнедевонские ?), представленные алевролитами с пачками песчаников в кровле и конгломератовидными алевролитами в подошве.

На глубине от 2068,50 до 2275,00 м залегают отложения нижнего силура, сложенные породами венлокского и ландоверского ярусов и развитые в виде сланцеватых аргиллитов с пачками песчаных известняков и черных лидитов. Многочисленна граптолитовая фауна (фиг. 3).

На глубине от 2275,00 до 2288,80 м распространены отложения ордовика (верхнего тремадока), представленные песчаниками и глауконитовыми алевролитами с *Lingulella lepis* (Salter).

В интервале от 2288,80 до 2630,00 м развиты верхнесинийские отложения, представленные аргиллитами и алевролитами с пачками известковых песчаников и кварцитов. Это, по всей вероятности, аналоги бужанских слоев, выделенных Е. Зноско (1965).

В профиле палеозойских и синийских отложений в Яроновицах отмечается наличие ряда важных стратиграфических перерывов, обусловленных структурными факторами. В описываемой буровой скважине не были выявлены образования моложе эйфельских и древнее среднетриасовых отложений. Крупные перерывы на границе девона и силура; отсутствуют здесь также переходные звенья между ландоверскими и тремадокскими отложениями. Наконец, в описываемой буровой скважине отсутствуют отложения кембрия и нижнего тремадока.

Авторы, рассматривая профиль в Яроновицах на фоне геологического строения территории Южной Польши, пришли к выводу, что район Енджеюва является фрагментом докембрийско-древнепалеозойской геосинклинали, в которой горообразовательные деформации происходили не менее двух раз, т.е. во время сандомирских и позднекаледонских складчатых движений.

Возможно парагеосинклиальное развитие позднепалеозойского цикла осадкообразования завершило герцинские деформации, может быть, уже в горнорудной фазе.

Krzysztof JAWOROWSKI, Henryk JURKIEWICZ, Zbigniew KOWALCZEWSKI

SINIAN AND PALAEOZOIC IN THE BORE HOLE JARONOWICE IG-1

Summary

The bore hole Jaronowice IG-1 made in 1965 yielded interesting materials concerning both geological structure and tectonics of the Pre-Mesozoic substratum in the Nida trough. The following are deposits found in this bore hole immediately under the Muschelkalk, at the depths from 1826,0 to 2630,0 m (Fig. 2).

From 1826,0 to 1958,2 m there occur Middle Devonian (Eifelian) deposits represented at the bottom by dolomites with siltstone intercalations, brown-cherry, or green in colour. Below (from 1914,5 to 1958,2 m), there are found dark-grey limestones with a dolomite layer at the base, representing an equivalent of the Dąbrowa zone examined by D. Sobolew (1909) in the area north of Kielce. The following fauna has been distinguished here: *Chonetes augustestriata* Gürich, *Spirifer dombrowiensis* Gürich and *Tentaculites polonicus* Gürich.

At the depths from 1958,2 to 2037,5 m, there are Lower Devonian (Emsian?) deposits developed as sandstones, quartzites and variegated siltstones lacking fauna, and containing tuffite intercalation.

From 2037,5 to 2068,5 m deposits of problematic age (Silurian? Lower Devonian?) have been encountered. There are siltstones with sandstone intercalations at the top, and conglomeratic at the bottom.

From 2068,5 to 2275,0 m, Lower Silurian deposits occur represented by Wenlockian and Llandovery. They are developed as shale-like claystones with intercalations of arenaceous limestones and of black lydite. Graptolite fauna is abundant (Fig. 3).

At the depths from 2275,0 to 2288,8 m, the Ordovician (Upper Tremadocian) deposits are represented by sandstones and glauconite siltstones with *Lingulella lepis* (Sal).

From 2288,8 to 2630,0 m, there occurs Upper Sinian consisting of claystones and siltstones with calcareous sandstone and quartzite intercalations. Most probably, these deposits are equivalents of the Bug beds, according to the nomenclature of J. Znosko (1965).

Both Palaeozoic and Sinian deposits pierced at Jaronowice disclose certain considerable stratigraphical breaks that are an effect of structural processes. Here, no rocks younger than Eifelian, and older than Muschelkalks, have been encountered. Great breaks are found at the Devonian-Silurian boundary, and transition deposits are lacking between the Llandovery and Tremadocian. Cambrian and Lower Tremadocian formations have not been ascertained, too.

Considering the section investigated at Jaronowice in the light of the geological structure of the southern area of Poland, the present authors draw conclusions that the Jędrzejów region has been part of a Pre-Cambrian and Old-Palaeozoic geosyncline, in which orogenic deformations have taken place twice, at least, i.e. as Sandomirian and as Young Caledonian movements.

Probable parageosynclinal development of the Young Palaeozoic sedimentary cycle ended in Hercynian deformations, maybe at the time of Enzgebirge phase.

TABLICA I

- Fig. 4. *Cyrtograptus lundgreni* Tullb., *Monograptus flemingii* Salter, *Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess)
Wielkość naturalna, głębokość 2084,2 m
Natural size, depth 2084,2 m
- Fig. 5. „*Monograptus*” *testis testis* (Barr.), *Cyrtograptus lundgreni* Tullb. (gałązki boczne), *Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess)
Wielkość naturalna, głębokość 2085,6 m
Natural size, depth 2085,6 m
- Fig. 6. *Cyrtograptus lundgreni* Tullb.
Wielkość naturalna, głębokość 2086,2 m
Natural size, depth 2086,2 m
- Fig. 7. *Monograptus flemingii* Salt., *Monoclimacis* cf. *hemipristis* (Menegh.)
Powiększenie 1,1 X, głębokość 2106,5 m
Enl. X 1,1, depth 2106,5 m



Fig. 4



Fig. 5

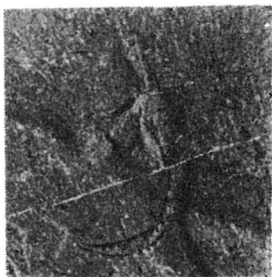


Fig. 6



Fig. 7

TABLICA II

- Fig. 8. Warstewka wapienno-piaszczysta z rozproszonymi ziarnami glaukonitu. Powiększenie 1,1 X, głębokość 2219,6 m
Calcareous-arenaceous intercalation with disseminated glauconite grains. Enl. X 1,1, depth 2219,6 m
- Fig. 9. Fragment warstewki wapienno-piaszczystej z glaukonitem. Powiększenie 1,1 X, głębokość 2255,0 m
Fragment of calcareous-arenaceous intercalation with glauconite. Enl. X 1,1, depth 2255,0 m
- Fig. 10. *Chonetes angustestriata* Gürich
Powiększenie 2 X, głębokość 1935,3 m
Enl. X 2, depth 1935,3 m
- Fig. 11. *Spirifer dombrowiensis* Gürich
Powiększenie 2 X, głębokość 1936,0 m
Enl. X 2, depth 1936,0 m
- Fig. 12. *Athyris* aff. *caeraesana* Steininger
Powiększenie 2 X, głębokość 1914,0 m
Enl. X 2, depth 1914,0 m
- Fig. 13. *Tentaculites polonicus* Gürich
Powiększenie 2 X, głębokość 1942,0 m
Enl. X 2, depth 1942,0 m



Fig. 8



Fig. 9

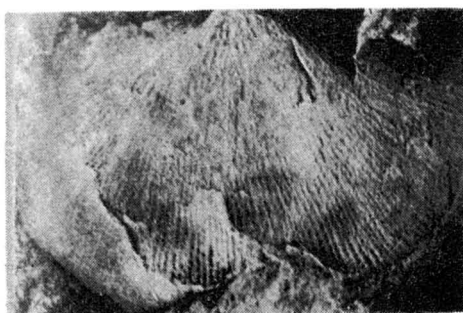


Fig. 10



Fig. 11

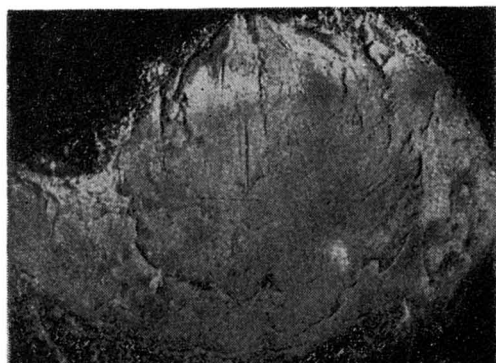


Fig. 12

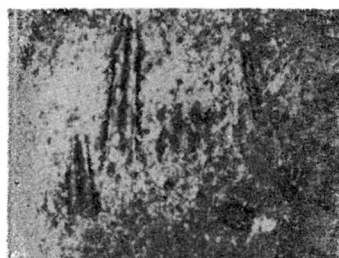


Fig. 13