

Henryk JURKIEWICZ, Halina ZAKOWA

## Nowe dane o paleozoiku w podłożu Niecki Nidziańskiej

### WSTĘP

Przedmiotem niniejszej pracy jest problem budowy podmezoicznej rejonu Węgrzynowa, położonego w południowej części Niecki Nidziańskiej. W ramach realizowanego przez Oddział Świętokrzyski IG w Kielcach programu głębokich wierceń strukturalnych pod kątem potrzeb poszukiwań naftowych wykonano w latach 1966—1967 otwór Węgrzynów IG-1, zlokalizowany około 30 km na SW od Jędrzejowa. Jest to trzeci z kolei otwór usytuowany na poprzecznym profilu sejsmicznym przechodzącym przez Węgleszyn — Jaronowice — Węgrzynów. Uzyskano osady kenozoiczne, mezozoiczne i od głębokości 1058,6 m utwory paleozoiku, których nie przewiercono do końcowej głębokości otworu — 3101,20 m.

Do chwili obecnej osady paleozoiku w podłożu Niecki Nidziańskiej stwierdzono na południe od Węgrzynowa w rejonie Słomnik i Łobzowa (S. Bukowy, 1960, 1964a, b, c; K. Bojkowski, S. Bukowy, 1966; H. Żakowa, 1968b) oraz na południowy wschód, w okolicy Skalbierz (J. Kiciuła, H. Żakowa, 1966) i Dobiesławic, a także dalej na wschód (np. w rejonie Stróżysk, Kobylnik).

Przedstawiony na fig. 1 szkic strukturalno-geologiczny podłoża podpermskiego południowej części Niecki Nidziańskiej zestawiono (po dyslokację Miechów — Chmielnik) na podstawie materiałów Oddziału Świętokrzyskiego IG, a obszar południowo-wschodni według najnowszych interpretacji J. Kiciuły.

Badanie litologiczne skał paleozoicznych z otworu Węgrzynów IG-1 uzupełniono badaniami petrograficznymi i chemicznymi. Dla szczegółowego opracowania stratygrafii zastosowano metody makro- i mikrofaunistyczne oraz mikroflorystyczne. Makroszczątki opracowała H. Żakowa, natomiast mikroflorę z głębokości 1065,20÷1333,90 m oznaczył wstępnie A. Jachowicz. Płytki cienkie wykonane z serii wapiennych paleozoiku (28) wykazały na ogół słabo zachowane szczątki otwornic i małżoraczków bez większego znaczenia stratygraficznego (dokumentowanie wizenu i dewonu górnego). Nie są one bliżej omawiane w tej pracy.

Istotne dla określenia granicy dewon — karbon w otworze Węgrzynów IG-1 okazały się badania konodontowe, przeprowadzone przez

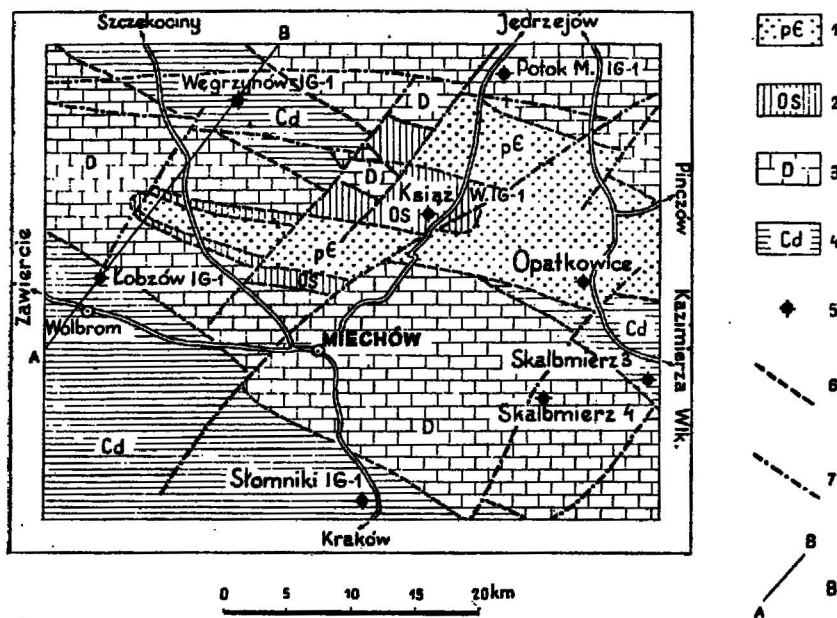


Fig. 1. Szkic strukturalno-geologiczny podłoża podpermskiego południowej części Niecki Nidziańskiej

Structural-geological sketch of the Sub-Permian substratum in the southern part of the Nida trough

- 1 — prekambry, 2 — ordowik i sylur, 3 — dewon, 4 — dolny karbon, 5 — otwory wiertnicze, 6 — granice stratygraficzne, 7 — przypuszczalne dyslokacje, 8 — linia przekroju geologicznego przedstawionego na fig. 3  
 1 — Pre-Cambrian, 2 — Ordovician and Silurian, 3 — Devonian, 4 — Lower Carboniferous, 5 — bore holes, 6 — stratigraphical boundaries, 7 — probable dislocations, 8 — line of the geological cross section presented in Fig. 3

M. Chorowską z Oddziału Dolnośląskiego IG. Problem ten w oparciu o makrofaunę nie był dotąd rozstrzygnięty (H. Żakowa, 1968a), podobnie jak szczegółowa stratygrafia faunetu.

Wymienionym geologom za wydatną współpracę składamy w tym miejscu najserdeczniejsze podziękowanie.

OGÓLNY OPIS LITOLOGICZNY PALEOZOIKU Z OTWORU WĘGRZYNÓW IG-1

Nad utworami paleozoiku stwierdzono w otworze: czwartorzęd (do głęb. 7 m gliny z przerostami piasku drobnoziarnistego); kredę, reprezentowaną na odcinku 7,0÷129,0 m przez senon i koniak (margiel, miejscami pasiasty i zapiaszczony) i niżej, do głęb. 165,0 m, przez cenoman (piaskowce drobnoziarniste, glaukonitowe, w spągu i stropie zlepieńcowate); jurę, a mianowicie na głęb. 165,0÷196,8 m oksford (wapienie drobno- i skrytokrystaliczne, miejscami oolityczne, zawierające buły krzemionkowe), na odcinku 196,8÷697,7 m kelowej (warstwa stromatolitu oraz margiel brunatnożółtawy z żelazistymi oolitami) i niżej, do głęb. 718,0 m, baton (prawie czarne łupki i mułowce); trias w którym wy-

różniono na odcinku 718,0÷942,8 m retyk (pstre łupki i mułowce z wkładkami piaskowców i dolomitów w dolnej części tego interwału), do głębokości 1026,5 m wapień muszlowy (wapienie szare drobno- lub średniokrystaliczne) i niżej, do głębokości 1058,6, ret (szare dolomity z wprysnięciami gipsu).

Profil paleozoiku przedstawia się następująco (fig. 2):<sup>1</sup>

#### Karbon dolny — wizen

- 1058,60÷1333,90 m Naprzemianlegie mułowce ciemnoszare, nieco młkowe, przeważnie zlustrowane i łupki prawie czarne z liczną drobną młką oraz piaskowce drobnoziarniste o spoiwie ilasto-krzemionkowym; w łupkach i mułowcach występują ramienionogi, ślimaki, małże, łodzilkowate, goniastyty, konikonchy, kolce ryb, mikroflora; upad warstw w granicach od 10—15°, w interwale 1132,00÷1133,00 m osiąga nawet 60°;
- 1333,90÷1334,60 m Zlepieniec złożony z dużych ostrokrawędzistych okruchów szarych wapieni, konkrecji fosforytowych, zielonkawych łupków i drobnych ziaren kwarcu; spoiwo mułowcowo-piaszczyste lub wapienne, przesycone krystalicznym kalcytem, lokalnie z wprysnięciami pirytu; miejscami w spoiwie obecne szczątki liłiowców i ramienionogów;
- 1334,60÷1334,70 m Piaskowiec drobnoziarnisty, szarozielony z laminami zwęglonego detrytusu flory;
- 1334,70÷1335,00 m Zlepieniec j.w.;
- 1335,00÷1367,50 m Mułowiec ciemnoszary, młkowy, spękany i zlustrowany z fragmentami goniastytów; upad 15°;
- 1367,50÷1371,10 m Wapienie grubokrystaliczne, organogeniczne (liłiowce, ramienionogi, korale), ciemnoszare z wkładkami szarych i ciemnoszarych wapieni drobno- i skrytokrystalicznych, pionowo spękanych, użyłonych białym kalcytem i z naciekami tlenków żelaza; obecne konodonty;
- 1371,10÷1371,50 m Zlepieniec grubookruchowy, złożony z wapieni organogenicznych margli dolomitycznych, szarozielonkawych piaskowców (szarogłazowych) i ziaren białego kwarcu; spoiwo mułowcowo-wapienne;
- 1371,50÷1381,60 m Wapienie szare, drobnokrystaliczne;
- 1381,60÷1383,60 m Zlepieniec grubookruchowy j.w.;
- 1383,60÷1384,00 m Wapienie drobnokrystaliczne, szare z odcieniem różowym, użyłone różowym kalcytem; fauna nieliczna i źle zachowana (liłiowce, ramienionogi, konikonchy);
- 1384,00÷1387,60 m Zlepieniec złożony z okruchów drobnoziarnistych, brunatnociemnoszarych piaskowców i szarych, drobnokrystalicznych wapieni zlepionych spoiwem ilasto-mułowcowym barwy szarowisniowej lub zielonej;
- 1387,60÷1413,20 m Wapienie drobnokrystaliczne szare z odcieniem różowym, zwięzłe, spękane, z żyłkami różowego lub białego kalcytu;
- 1413,20÷1419,20 m Zlepieniec złożony z ostrokrawędzistych, dużych okruchów wapieni drobnokrystalicznych i organodetrytycznych, piaskowców

<sup>1</sup> Opisy odcinków nie rdzeniowanych sporządzono w oparciu o próbki zwiercinowe, wykorzystując dla ustalenia granic litologicznych również pomiary geofizyki otworowej.

- i szarozielonkawych łupków; spówo ilasto-wapniste lub kalcytowe; obecne cienkie wkładki wapieni z konodontami, lilowcami i ramienionogami;
- 1419,20÷1442,00 m Wapienie szare lub ciemnoszare, skryto- i drobnokrystaliczne, spękane, użyłone białym i różowym kalcytem; sporadyczne szczątki ramienionogów;
- 1442,00÷1442,30 m Zlepianiec złożony z wapieni szarych, skrytokrystalicznych i ciemnoszarych dolomitów spojonych spoiwem ilasto-wapiennym;
- 1442,30÷1443,60 m Wapienie szare, skrytokrystaliczne, spękane, z żyłkami białego kalcytu i rzadką fauną;
- 1443,60÷1444,80 m Brekcja dolomitu ciemnoszarego, drobnokrystalicznego, spojona kalcytem i czarnym iłem;
- 1444,80÷1445,00 m Kwarcyt zlewny barwy szaroróżowej;
- 1445,00÷1477,00 m Wapienie szare z odcieniem brunatnoróżowym, drobnokrystaliczne z enklawami wapieni jaśniejszej barwy i wkładkami zlepianców jak poprzednio; w interwale 1448,40÷1448,80 m stwierdzono konodonty;

## Dewon — famen

- 1477,00÷1491,00 m Wapienie szare z odcieniem czerwonym, drobnokrystaliczne, zwarte, na płaszczyznach ułameń wyścielone czarnym lub zielonkawym iłem; w interwale 1477,60÷1488,60 m obecne konodonty i detrytus lilowców;
- 1491,00÷1620,40 m Wapienie gruzłowe szare, drobnokrystaliczne z nieregularnymi przewarstwieniami lub wkładkami ciemnoszarego marglu, przeważnie spękane i użyłone białym kalcytem, często bitumicznym; w odcinkach 1510,00÷1516,00 m i 1546,60÷1551,50 m obok szczątków lilowców stwierdzono konodonty, a w ostatnim i niżej ramienionogi i małże;
- 1620,40÷1887,30 m Naprzemiangle wapienie szare i ciemnoszare skrytokrystaliczne, zbite, niekiedy o teksturze gruzłowej, rzadziej płytkowej oraz margle i łupki margliste prawie czarne, grubopłytkowe, zwarte i zlustrowane; częste żyłki bitumicznego kalcytu; miejscami występują ramienionogi, małże i trylobity; upad od 10—15°;
- 1887,30÷1946,70 m Wapienie dolomityczne, ziarniste lub pelityczne, zwarte o bitumicznym zapachu, często z naciekami ropnymi w szczelinach i żyłkach kalcytu, przewarstwiane marglem bitumicznym prawie czarnym o teksturze płytkowej, zlustrowanym; lokalnie obecne szczątki ramienionogów i małżów; upad od 10 do 12°;
- 1946,70÷1979,40 m Wapienie pelityczne, szaroniebieskawe i wapienie margliste, silnie bitumiczne barwy ciemnoszarej; sporadyczne szczątki ramienionogów; upad 5°;

## — famen? fran

- 1979,40÷2035,30 m Wapienie skrytokrystaliczne, dolomityczne, bitumiczne, spękane i użyłone kalcytem, z wkładkami ciemnoszarych margli dolomitycznych; upad 5—8°;
- 2035,30÷2071,40 m Dolomit wapnisty, mikrokrytaliczny, bitumiczny z wkładkami ciemnoszarych i zlustrowanych margli dolomitycznych; bardzo rzadkie szczątki ramienionogów; upad 5°;

- 2071,40 ÷ 2362,90 m Wapienie ciemnoszare, dolomityczne, skrytokrystaliczne o teksturze płytkowej, twarde, bitumiczne, z drobnymi wkładkami lub przejściami do prawie czarnych spękanych margli, użyłone białym kalcytem; sporadyczne szczątki ramienionogów; upad 10°;
- 2362,90 ÷ 2394,40 m Wapienie margliste i organogeniczne, prawie czarne z wkładkami margli tej samej barwy; częste spękania i żyłki białego kalcytu; obecne szczątki ramienionogów; upad około 10°;
- 2394,40 ÷ 2447,20 m Wapienie ciemnoszare lub prawie czarne, drobno- i skrytokrystaliczne o teksturze laminowej i oddzielności płytkowej, z wkładkami tej samej barwy wapieni marglistych; upad około 10°;
- 2447,20 ÷ 2523,00 m Wapienie dolomityczne prawie czarne, zwięzłe, gruboławicowe, rzadko z drobnymi żyłkami kalcytu i z wkładkami margli dolomitycznego; w stropowej części stwierdzono ramienionogi; upad około 10°;
- żywet
- 2523,00 ÷ 2798,00 m Dolomit prawie czarny z wkładkami koralowców (amfipory) i licznymi żyłkami kalcytu; miejscami (np. na głębokości 2568,60 ÷ 2573,60 m) występują dolomity silnie spękane lub zbrekcjowane;
- 2798,00 ÷ 2833,90 m Dolomit ciemnoszary, drobnokrystaliczny, twardy, z żyłkami białego kalcytu;
- 2833,90 ÷ 2871,30 m Dolomit ciemnoszary, skrytokrystaliczny, użyłony różnokierunkowo białym kalcytem; sporadyczne wkładki prawie czarnych dolomitów marglistych; upad 16°;
- 2871,30 ÷ 2916,80 m Dolomit wapnisty ciemnoszary, spękany i złustrowany, z licznymi koralowcami i szczątkami innej fauny, z przerostami łupków marglistych; upad od 10—25°;
- 2916,80 ÷ 2979,60 m Dolomit ciemnoszary, zbrekcjowany z wkładkami prawie czarnych margli dolomitycznych i brunatnoszarych dolomitów; na płaszczyznach złustrowań lub w żyłkach kalcytowych często rozproszony piryt; upad około 15°;
- 2979,60 ÷ 3014,80 m Dolomit ciemnoszary, pelityczny, spękany z żyłkami białego i różowego kalcytu;
- eifel
- 3014,80 ÷ 3051,10 m Dolomit ciemnoszary, pelityczny lub drobnokrystaliczny z wkładkami czarnych i szarozielonkawych, złustrowanych ilowców dolomitycznych; dolomity są przeważnie silnie spękane, użyłone białym kalcytem, a także krystalicznym dolomitom; upad od 7—12°;
- 3051,10 ÷ 3057,10 m Anhydryty szarobiałe, drobnokrystaliczne, przewarstwiane lub laminowane ciemnoszarym dolomitom i marglem dolomitycznym, podkreślającym falistą teksturę anhydrytów; upad od 12—15°;
- 3057,10 ÷ 3070,00 m Dolomity prawie czarne z wkładkami margli dolomitycznych tej samej barwy;
- 3070,00 ÷ 3071,80 m Anhydryty z przewarstwieniami ciemnoszarych dolomitów i margli dolomitycznych;
- 3071,80 ÷ 3101,20 m Wapienie dolomityczne, skrytokrystaliczne barwy szarej z wkładkami złustrowanego margli dolomitycznego i ciemnych oraz szarozielonkawych mułowców; upad od 12—18°.

## WNIOSKI STRATYGRAFICZNE

Wspomniane we wstępie metody badań stratygraficznych paleozoiku umożliwiły wyróżnienie w otworze Węgrzynów IG-1 utworów karbońskich i dewońskich, a nadto wydzielenie pięter i w pewnych odcinkach także poziomów. Nie wszystkie jednak problemy podziału osadów — mimo obecności materiału organicznego — mogły być definitywnie rozstrzygnięte, jak np. dolna granica famenu, wyróżnienie franu, granica dewon górny — środkowy.

Dolny karbon, udowodniony makro- i mikrofauną oraz mikroflorą i konodontami występuje w otworze na głębokości od 1065,20÷1448,80 m. Strop i spąg karbonu przypada jednak parę metrów wyżej (1058,60 m) i kilkadziesiąt metrów niżej (1477,00 m), jak to wynika z danych profilowania elektrycznego, gdyż interwały, w których przebiega granica trias — karbon i karbon — dewon, nie były rdzeniowane.

W serii klastycznej karbonu, do głębokości 1333,90 m, stwierdzono makroflorę (głównie skrzypowe, nasiona paproci), mikroflorę i faunę reprezentowaną przez ramienionogi, ślimaki, małże, głowonogi, konikonchy i kolce ryb. Ramienionogi i ślimaki nie mają znaczenia przewodniego, natomiast wśród małżów oznaczono formy występujące z reguły w zespołach górnowizeńsko-namurskich jak: *Nuculavus luciniformis* (Phill.), *Anthraconeilo cf. oblonga* (McCoy), *A. cf. laevirostrum* (Portl.), *Polidvecia cf. attenuata* (Flem.). To samo dotyczy bliżej oznaczalnych kłodzikowatych (*Vestinautilus cf. quadratus*), konikonchów (*Coleolus cf. carbonarius*) i szczątków ryb (*Listracanthus hystrix*). Ścisłej określają wiek osadów (do głęb. 1333,9 m) znalezione tu goniatyty. Obecność *Sudeticeras cf. newtonense* i *S. cf. wilczeki — hoeferi* Patt. wskazuje na występowanie górnego wizeny (fig. 2), a nawet uściśla wiek opisywanego odcinka warstw do najwyższego poziomu górnego wizeny — poziomu *Goniatites granosus* (H. Zakowa, 1968a oraz praca w przygotowaniu do druku). Miąższość faktyczna tego poziomu wynosi prawdopodobnie nieco ponad 250 m.

Wspomnieć należy, że wyniki badań mikroflorystycznych potwierdzają powyższy wniosek. Według danych A. Jachowicza próbki z dobrze zachowaną i oznaczalną mikroflorą (z głęb. 1103,2÷1216,6 m) zawierają zespoły występujące w namurze A i w górnym wizenie. Podkreśla to obecność przede wszystkim spor z rodzajów: *Chaetosphaerites*, *Waltzispora*, *Tripartites*, *Densosporites*, *Lycospora* i *Schulzospora*. W obecnym stadium badań spory te wskazują raczej na wizen górny, zwłaszcza na wyższą część tego podpiętra. W zespołach brak jest spor, które mogłyby wskazywać pewnie na namur A (np. z rodzajów *Grandispora*, *Potoniesporites*).

W niżej zalegających osadach dolnokarbońskich stwierdzono miejscami we wkładkach wapiennych bardzo liczną faunę, a więc koralowce (w tym *Tabulata*, *Tetracoralla*), liliowce, ramienionogi, a także konodonty, otwornice i małżoraczkę. Do głębokości 1372,3 m w faunie znaleziono gatunki charakterystyczne dla górnego wizeny, jak np. *Striatifera cf. spinifera* (PaECKELM.), *Gigantoproductus ex gr. gigantoides* (PaECKELM.), *G. cf. latissimus* (Sow.), *Spirifer cf. parabisulcatus* Semich., *Antiquationia antiquata* (Sow.), *Dibunophyllum cf. bipartitum bipartitum* (McCoy). Niektóre z nich to gatunki znane z występowania w poziomach

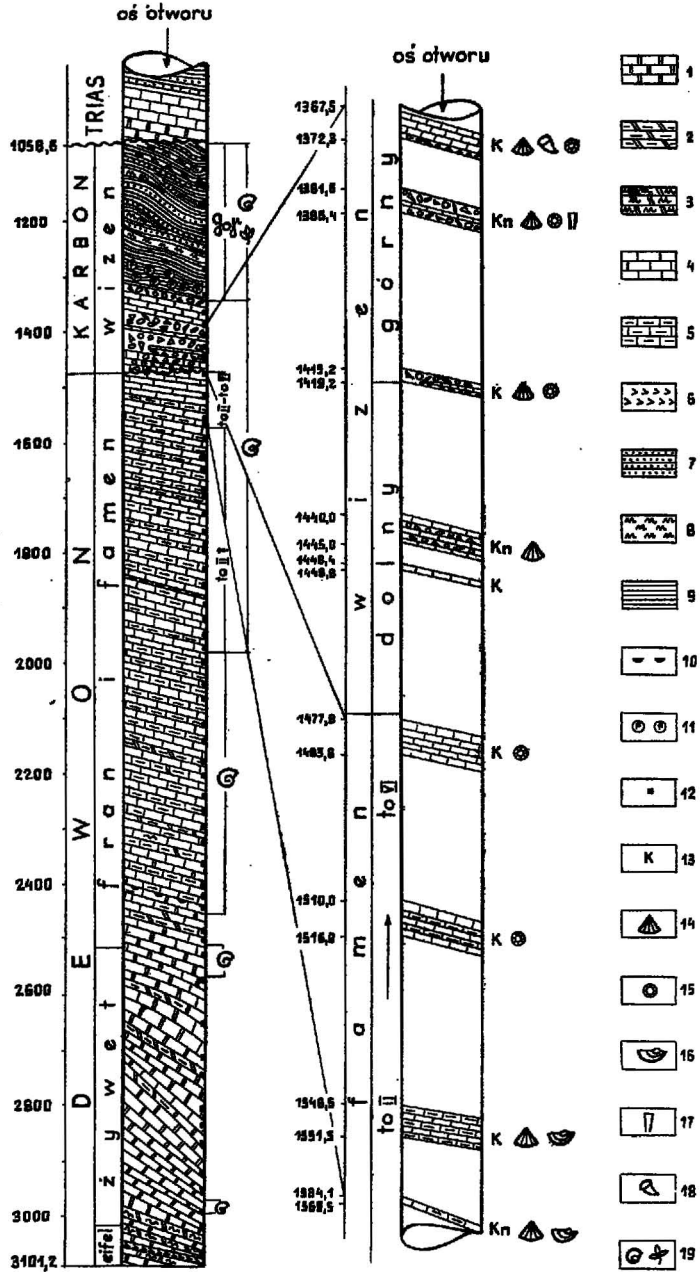


Fig. 2. Profil litologiczno-stratygraficzny paleozoiku z otworu wiertniczego Węgrzynów IG-1

Lithologic-stratigraphical cross section of the Paleozoic formations pierced by bore hole Węgrzynów IG-1



D<sub>2-3</sub> górnego wizenu (H. Żakowa, 1966). Cytowane z tego odcinka konodonty (np. *Gnathodus commutatus commutatus* (Branson et Mehl) potwierdzają zaliczenie go do piętra *Goniatites* (górnny wizen).

W niższych osadach karbońskich, do głębokości 1419,2 m, występuje mniej charakterystyczna i gorzej zachowana fauna bentoniczna. Uzyskane stąd konodonty definiują jednak wiek osadów również jako piętro *Goniatites*. Wskazuje na to występowanie *Spathognathodus* cf. *costatus* i *Cavusgnathus* sp. Poniższe interwały (1440,0÷1445,0 m i 1448,4÷1448,8 m) zawierają w stropie banalną makrofaunę, a w spągu konodonty charakterystyczne dla piętra *Pericyclus* (wskaźniki: *Gnathodus punctatus*, *Pseudopolygnathus* cf. *multistriata* Mehl et Thomas, *Siphonodella duplicata* (Branson et Mehl), *S. crenulata* (Cooper)). Wśród nich wedle opinii M. Chorowskiej występuje gatunek notowany jak dotąd tylko z odcinka cu II β/γ, czyli z dolnego wizenu. W związku z powyższym serię od głębokości 1419,2÷1477,0 m zaliczono w całości do dolnego wizenu.

Makrofaunę o charakterze dewońskim znaleziono dopiero od głębokości 1546,5 m, lecz konodonty przebadane z odcinka 1477,8÷1483,80 m wskazują, że reprezentuje on już osady dewońskie (fig. 2). Podsumowując wyniki badań stratygraficznych stwierdzono, że dewon górny, a konkretnie famen występuje w otworze Węgrzynów IG-1 od głęb. 1477,8 do około 1979,7 m. Dowodów dostarczyły wspomniane konodonty, a z makrofauny głównie małże i ramienionogi.

Konodonty datują famen na odcinku 1477,8÷1551,5 m. Próbkę z osadów niższych, do głęb. 1863,5 m, (łącznie 11) dały wyniki negatywne. Konodonty pozwalają na wyróżnienie (w podanym odcinku o pozytywnych wynikach) wszystkich poziomów famenu — od górnej części poziomu *Cheiloceras* (to II β) do poziomu *Wocklumeria* włącznie (to VI). Wskazują one, że odcinek 1477,8÷1480,6 m należy w wyższej części do poziomu *Wocklumeria* (*Palmatolepis deflectens* Branson et Mehl, *Spathognathodus stabilis* (Branson et Mehl), a w niższej części zawiera konodonty o zasięgu to IV—V (w przybliżeniu poziom *Clymenia*). Poza wspomnianymi gatunkami znaleziono tu także *Spathognathodus* cf. *bohleanus* Helms i *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Müller. Odcinek od głębokości 1510,0÷1516,0 m zawiera konodonty o zasięgu to III α — to IV (w przybliżeniu poziom *Platyclymenia*). Z ważniejszych występują: Pal-

- 1 — dolomity, 2 — margle dolomityczne, 3 — margle dolomityczne z wkładkami mułowców, 4 — wapienie, 5 — margle, 6 — anhydryty i gipsy, 7 — piaskowce, 8 — mułowce, 9 — ilowce i łupki łłaste, 10 — litydy, 11 — konkrecje fosforytowe, 12 — miejsca pobrania rdzeni, 13 — oznaczenie głębokości pobrania próbek na badania konodontowe (w tym znak n oznacza wynik negatywny), 14 — występowanie ramienionogów, 15 — występowanie szczątków lilowców, 16 — występowanie małżów, 17 — występowanie konikonchów, 18 — występowanie *Tetracoralla* osobniczych, 19 występowanie fauny i flory
- 1 — dolomites, 2 — dolomitic marls, 3 — dolomitic marls with siltstone intercalations, 4 — limestones, 5 — marls, 6 — anhydrites and gypsums, 7 — sandstones, 8 — siltstones, 9 — claystones and clay shales, 10 — lydites, 11 — phosphorite concretions, 12 — sites of core sampling, 13 — depths at which samples were taken to examine conodonts (symbol n determines negative results), 14 — occurrence of brachiopods, 15 — occurrence of crinoidal fragments, 16 — occurrence of lamellibranchs, 17 — occurrence of coniconchs, 18 — occurrence of solitary *Tetracoralla*, 19 — occurrence of fauna and flora



*matolepis* cf. *helmsi*, *P. glabra elongata* Holmes, *P. distorta* Branson et Mehl, *P. minuta schleizia*. W wyższej części interwału 1546,5÷1551,5 m znaleziono konodonty o zasięgu to II $\beta$  — to IV $\alpha$  (m.in. *Palmatolepis glabra elongata* Holmes, *P. glabra pectinata* Ziegler, *Polygnathus glabra glabra* Ulrich et Bassler), natomiast niższa część tego interwału, przynajmniej od głębokości 1548,5 m, należy do poziomu *Cheiloceras* (to II $\beta$ ). Z charakterystycznych konodontów występują: *Palmatolepis distorta* Branson et Mehl, *P. glabra elongata* Holmes, *P. glabra pectinata* Ziegler, *P. minuta minuta* Branson et Mehl, *P. perllobata schindewolfi* Müller, *P. cf. quadrantinodosa inflexa* Müller, *P. quadrantinodosa marginifera* Ziegler, *Polygnathus glabra glabra* Ulrich et Bassler, *P. nodocostata nodocostata* Branson et Mehl.

Jak wspomniano, faunę dewońską znaleziono dopiero począwszy od głęb. 1546,5 m. Ma ona charakter fameniński do głębokości 1979,4 m. W skład zespołu wchodzi ramienionogi, małże i trylobity. Na odcinku 1546,5÷1551,5 m, obok ramienionogów bez znaczenia stratygraficznego, stwierdzono *Posidonia* (*Karadjalja*) *simorini* S a d. Gatunek ten znany jest z występowania przede wszystkim w poziomie *Cheiloceras* (Kazachstanu i Gór Świętokrzyskich (H. Żakowa, 1967)). Obecność tej formy potwierdza więc wyniki badań konodontowych i wyróżnienie w obrębie tego interwału poziomu *cheilocerasowego*.

Do tego poziomu zalicza się również dużą serię utworów występującą na głęb. 1565,1÷1979,4 m. Obok wspomnianego małża oznaczono stąd także *Posidonia* (*Karadjalja*) *nalivkini* S a d. i *P. (Karadjalja)* cf. *bairensis* S a d. charakterystyczne również dla poziomu *Cheiloceras*. Miejscami towarzyszy im ramienionóg — *Plectorhynchella* cf. *krestovnikovi* R o z m., który znany jest z poziomu *Cheiloceras* Uralu i Gór Świętokrzyskich (H. Żakowa, 1967).

Z podanej stratygrafii famenu wynika, że najniższy poziom — *Cheiloceras* — osiąga w wierceniu bardzo dużą miąższość w stosunku do wyższych poziomów famenu. Liczy on setki metrów, podczas gdy pozostałe mają prawdopodobnie zaledwie kilkanaście lub kilkadziesiąt metrów.

Otwarty pozostaje problem ściślejszego wieku osadów występujących na głęb. 1979,4÷2523,0 m, które poza niewątpliwym datowaniem dewońskim nie dostarczyły bliższych wskaźników stratygraficznych (obecne tylko nieoznaczalne szczątki fauny, *Orbiculoidea* sp.?, *Lingula* sp., *Nucleospira* sp.). Ponieważ na odcinku 2523,0÷2529,0 m przewiercono już osady typowo dolomityczne, a nadto zawierające koralowce (amfipory), przychylnono się do wniosku, że od głęb. 2523,0 m występuje dewon środkowy — żywet (fig. 2). W związku z tym kilkusetmetrowa seria wapieni, dolomitów i margli, leżąca pomiędzy udowodnionym famenem a wspomnianym żywetem może należeć jeszcze do dewonu górnego. Pytanie, w jakim stopniu reprezentowane są tu osady famenu czy też franu, nie może być w chwili obecnej zadawalająco rozstrzygnięte. Nie można też całkowicie wykluczyć możliwości zaliczenia części tych osadów do dewonu środkowego. Bliższych przesłanek co do wieku warstw z odcinka 1979,4÷2523,0 m nie daje również analiza profilu litologicznego.

Za żyweckie uznano utwory występujące do głęb. 3014,8 m. Granicę żywet — eifel wyznaczono (z braku wskaźników biostratygraficznych)

w oparciu o różnice litologiczne osadów. Wzięto tu pod uwagę występowanie poniżej 3014,8 m większej liczby wkładek marglisto-dolomitycznych i ilowców wśród dolomitów i wapieni dolomitycznych, jak również zanik ławic amfiporowych.

#### UWAGI KOŃCOWE

Przedstawione materiały geologiczne upoważniają autorów do podkreślenia pewnych wniosków (o charakterze szczegółowym i ogólnym) dotyczących zagadnień stratygraficzno-facjalnych oraz paleogeografii i tektoniki młodszego paleozoiku okolic Węgrzynowa. Wniosków tych nie rozpatruje się jednak zbyt szeroko (regionalnie) ze względu na kontynuację prac wiertniczych.

Utwory dewońskie w omawianym obszarze cechuje duża miąższość (pozorna 1623,2 m, faktyczna 1518,0 m). Ukształtowały się one prawdopodobnie w wąskim rowie o rozciągłości NW-SE ze stałą tendencją do szybkiego zapadania, zwłaszcza w górnym dewonie. Sugestię co do przebiegu osi tego rowu w okolicy Węgrzynowa nasuwają fakty występowania znacznie cieńszych osadów dewonu na północ (np. otwór Jaronowice) i południe (np. otwór Wola Libertowska) od Węgrzynowa.

Utwory eifelu (miąższość pozorna 86,2 m, faktyczna 83,0 m) nie dają dostatecznych możliwości dla bliższego scharakteryzowania na podstawie analizy sedymentacyjnej. Obecność wkładek anhydrytowych wskazuje na okresowe prawdopodobnie spływanie zbiornika, co nasuwa pewne podobieństwa do osadów eiflu świętokrzyskiego, z tym jednak że w tych ostatnich nie stwierdzono wyraźnie wykształconych wkładek siarczanowych — spotyka się tu bowiem gips, jak np. w Zarębach koło Łągowa, lecz w formie druz lub wprysnięć. Podobny jak w Węgrzynowie charakter litologiczny eiflu znany jest z Lubelszczyzny i z Wielkich Mostów w ZSRR.

Rytmiczne zmiany głębokości zbiornika obserwuje się wyraźnie w żywocie wyższym. Obrazuje to naprzemianległość wapieni i margli dolomitycznych oraz ławic amfiporowych. Pozorna miąższość żywetu wynosi 491,0 m, faktyczna zaś 460,0 m. Podobne warunki sedymentacji towarzyszą powstawaniu osadów górnego dewonu, z tym że proces osiadania zbiornika przebiega znacznie szybciej, dając w efekcie znaczną miąższość osadów (pozorna 1046,0 m, faktyczna około 975 m). Zawartość pewnej ilości materiału ilastego w osadach niższej części udowodnionego famenu świadczy o jego dopływie z wyniesionych obszarów ograniczających zbiornik od południa i północy. Należy zwrócić uwagę, że szybkość sedymentacji w ciągu famenu zmienia się, czego dowodzi wielokrotnie większa grubość poziomu cheilocerasowego w stosunku do grubości wyższych poziomów famenu. Na osłabianie ruchów obniżających dno zbiornika wskazują także wyłącznie wapienne osady wyższego famenu (głęb. 1477,0÷1491,0 m).

Rozwój famenu z Węgrzynowa przypomina stosunki opisane ostatnio z obszaru Bolechowic w Górach Świętokrzyskich (H. Żakowa, 1967). Tu również miąższość poziomu *Cheiloceras* przewyższa kilkakrotnie miąższość poszczególnych pozostałych poziomów famenu. Analogie odnośnie do tych obszarów podkreśla występowanie w poziomie *Cheiloceras* identycznych gatunków małżów, opisanych po raz pierwszy z Kazachstanu, jak *Posidonia* (*Karadjalia*) *simorini* S a d., *P.* (*Karadjalia*) *nalikini* S a d. i *P.* (*Kara-*

*djalia*) cf. *bairensis* S a d. Gatunki te w paleozoiku świętokrzyskim stwierdziła H. Żakowa także w famenie Zareb (dane z wierceń) i synkliny miedzianogórskiej. Dla famenu Niecki Nidziańskiej otwór Węgrzynów stanowi do chwili obecnej pierwszy punkt rejestracyjny tych ciekawych paleogeograficznie gatunków małżów.

W profilu karbonu Węgrzynowa (miąższość pozorna 419 m, faktyczna 380 m) udowodniono istnienie luki obejmującej turnej. Fakt ten sugeruje nie tylko dalsze osłabianie ruchów obniżających zbiornik, lecz również wynurzenie obszaru. Jest sprawą dyskusyjną czy wynurzenie to było całkowite, ponieważ brak jest dowodów na rozmywanie osadów górnodołskich, jak również erozję turneju. Prawdopodobnie jednak chodzi tu o lukę o charakterze stratygraficznym.

Nowy cykl sedymentacyjny zaczyna się w obszarze Węgrzynowa począwszy od dolnego wizenu. Cechuje go występowanie w dolnym wizenie i niższej części wizenu górnego ławic zlepieńcowych. Podkreśla to fakt uaktywnienia działalności diastroficznej w najbliższej okolicy. Skład okruców w zlepieńcach świadczy o rozmywaniu utworów środkowodołskich i prawdopodobnie górnosylurskich (obecne piaskowce szarogłazowe, skały ilaste), a nawet wcześniej osadzonych wapieni karbonu, wchodzących w skład omawianego cyklu. Pozakarboński materiał przynoszony był niewątpliwie z ograniczających zalew obszarów alimentacyjnych, zlokalizowanych zapewne na SE lub S i, być może, na NE od rejonu Węgrzynowa. Zwrócić należy uwagę, że przewiercony na głębokości 1444,8 ÷ ÷ 1445,0 m kwarcyt jest prawdopodobnie otoczką pochodzącą ze skał prekambryjskich. Dowodzi on istnienia procesu erozji także w najstarszych skałach podłoża Niecki Nidziańskiej.

Obecność ławic wapieni organogenicznych i organodetrytycznych wśród zlepieńców wskazuje na okresową stabilizację warunków sedymentacji w kierunku kształtowania się facji płytkowodnej, sprzyjającej rozwojowi fauny bentonicznej. Zaznacza się to wyraźnie w wizenie górnym, podczas gdy w wizenie dolnym zwiększona częstotliwość niepokoju tektonicznego (wyrażona zlepieńcami) zaważyła na specyfice środowisk wapiennych, charakteryzujących się ubogim rozwojem życia organicznego. Z reguły mniejsze miąższości zlepieńców niż ławic wapiennych potwierdzają ogólnie krótkotrwałość aktywności tektonicznej, zaznaczonej okresowym sypaniem do zbiornika materiału tworzącego stożki napływowe.

W najwyższym ogniwie górnego wizenu (poziom G $\alpha\gamma$ ) dochodzi w rejonie Węgrzynowa do zmiany lito- i biotopu i zapewne pogłębienia zalewu. Powstają utwory mułowcowo-ilasto-piaszczyste. Obecny tu nekton dowodzi kontaktu z morzem otwartym. Odkrycie w otworze Węgrzynów osadów poziomu *Goniatites granosus* rejestruje kolejny, drugi w podłożu Niecki Nidziańskiej punkt występowania tego poziomu (H. Żakowa, 1968a), znanego dotąd z otworu Słomniki. Ostatnie badania H. Żakowej stwierdzają, że w nie opracowanym jeszcze otworze Pagów IG-1 (na NW od Jaronowic) poziom ten jest również udowodniony fauną przewodnią.

Wykształcenie górnego wizenu Węgrzynowa nasuwa duże analogie do profilu tego podpiętra synkliny gałęzickiej w Górach Świętokrzyskich. Dotyczy to występowania facji płytkonerytycznej, wapiennej w niższym odcinku górnego wizenu, zmiany środowisk z wapiennych na klastyczne w tym samym czasie (na przełomie G $\alpha\beta/\gamma$ ) oraz identycznych lito- i bio-

topów w poziomie *Goniatites granosus*. Sądzić należy, że warunkujące te zjawiska ruchy podłoża miały charakter dalekosiężny i jak sądzi H. Żakowa (praca w przygotowaniu do druku) mogły zadecydować o całkowitym wynurzeniu obszaru Gałęzic w czasie dolnego wizenu, którego w ostatnim obszarze brak. Być może, że istotną rolę w sedimentacji karbonu gałęzickiego i okolic Węgrzynowa odegrała sugerowana dla rejonu Jędrzejowa wyspa (czy ciąg wysp?).

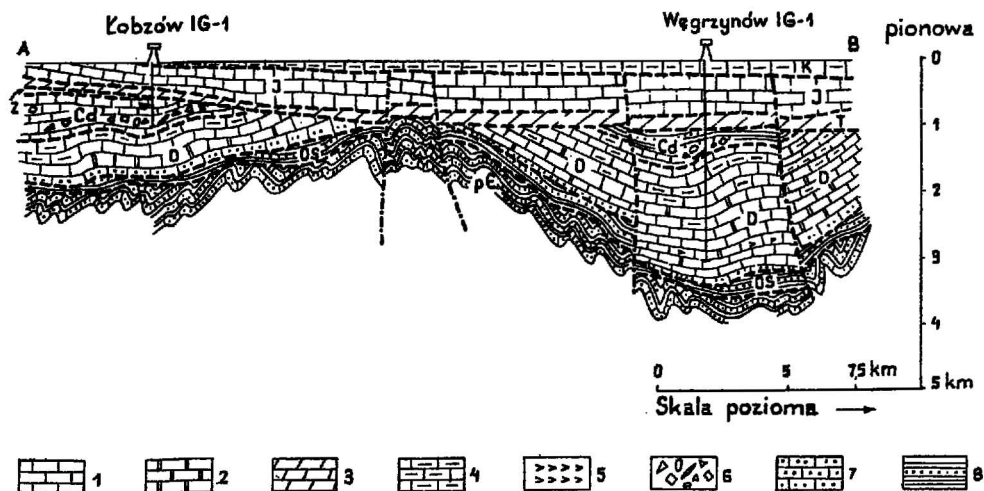


Fig. 3. Przekrój geologiczny na linii Węgrzynów — Łobzów

Geological cross section along the line Węgrzynów — Łobzów

1 — wapienie, 2 — dolomity, 3 — seria wapienno-dolomityczna, 4 — margle, 5 — gipsy i anhydryty, 6 — skały zlepieńcowe, 7 — piaskowce kwarcytowe i kwarcyty, 8 — skały ilaste, mułowcowe i piaszczyste; pE — prekamb, OS — ordowik i sylur, D — dewon, Cd — dolny karbon, Z — zechsztyń, T — trias, J — jura, K — kreda  
 1 — limestones, 2 — dolomites, 3 — calcareous-dolomitic series, 4 — marls, 5 — gypsums and anhydrites, 6 — conglomerate rocks, 7 — quartzite sandstones and quartzites, 8 — clayey, siltstone and arenaceous rocks; pE — Pre-Cambrian, OS — Ordovician and Silurian, D — Devonian, Cd — Lower Carboniferous, Z — Zechstein, T — Triassic, J — Jurassic, K — Cretaceous

Duże analogie w rozwoju diastroficzno-sedymentacyjnym karbonu zaznaczają się również pomiędzy obszarem Węgrzynowa a strefą Łobzów — Słomniki. Rejestruje się tu podobne — jak się wydaje — hiatusy (turnej) i niepokój tektoniczny wyrażony zlepieńcami, o dużej miąższości w rejonie Łobzowa. Prawdopodobne jest, że głównym źródłem materiału grubo-okruchowego z Łobzowa mógł być wynurzony całkowicie lub częściowo w wizenie łąd w obszarze Skalbmierza i Kazimierzy (J. Kicuła, H. Żakowa, 1966). Dotychczasowe fakty nie pozwalają na bliższą analizę kontaktów zbiorników wizenu strefy Łobzów — Słomniki i obszaru Węgrzynowa; mogły być one w pewnym stopniu ograniczone elewacjami podłoża, w ogólnym sensie prekarbońskiego. Zdaniem autorów związany jest z tym ściśle problem różnicowania facji karbońskich w podłożu Niecki Nidziańskiej. Mają one różnokierunkowy układ w zależności od kierunków przebiegu stref tektonicznych, ich aktywności w trakcie powstawania osadów turneju czy wizenu oraz ukształtowania morfologicznego utworów przedkarbońskich. W tym świetle przyjmowanie regularnych pasów w interpre-

tacji rozprzestrzenienia facji, np. dla górnego wizeny podanej przez K. Bojkowskiego i S. Bukowego (1966) dla antyklinorium śląsko-krakowskiego, nie jest, jak się wydaje, ujęciem bezdyskusyjnym.

Z analizy powyższych materiałów wynika, że w omawianej części podłoża Niecki Nidziańskiej w okresie dewonu i karbonu aktywnie działały ruchy epejrogeniczne, warunkujące przemieszczanie lądów (wysp ?) i decydujące o zasięgu zalewów morskich, zmianie w głębokościach zbiorników, powstawaniu różnych lito- i biotopów. Im przypisać należy duże miąższości lub redukcje niektórych ogniw stratygraficznych oraz obecność materiału zlepieńcowego, a także kształtowanie morfologii dna zalewów morskich.

Budowa geologiczna utworów przedpermskich interesującego nas obszaru ma charakter blokowo-fałdowy (fig. 1, 3). Takie stwierdzenie dokumentują małe odkształcenia dysjunktywne w obrębie utworów paleozoicznych, niewielkie upady warstw (zob. profil), jak również duże zróżnicowanie stratygraficzne warstw na stosunkowo małych obszarach. Jest to wynikiem sił działających pionowo, w większości prawdopodobnie odnawiających kaledońskie i starsze założenia tektoniczne. W związku z powyższym maskowane są właściwe przebiegi elementów strukturalnych podpermskich i starszych. Niemniej jednak można odczytać, że struktury kaledońskie i starsze mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego, natomiast struktury waryscyjskie wykazują rozciągłość NW — SE (K. Jaworowski, H. Jurkiewicz, Z. Kowalczewski, 1967).

Oddział Świętokrzyski Instytutu Geologicznego  
Kielce, ul. Zgoda 21

Nadesłano dnia 15 października 1968 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- BOJKOWSKI K., BUKOWY S. (1966) — Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Acta geol. pol.*, 16, p. 201—228, nr 2. Warszawa.
- BUKOWY S. (1960) — Uwagi o bituminach utworów paleozoicznych okolic Krakowa. *Prz. geol.*, 8, p. 462—483, nr 9. Warszawa.
- BUKOWY S. (1964a) — Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 184, p. 21—40. Warszawa.
- BUKOWY S. (1964b) — Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 184, p. 5—19, Warszawa.
- BUKOWY S. (1964c) — Analogie budowy geologicznej waryscydów antyklinorium śląsko-krakowskiego z Sudetami i Górami Świętokrzyskimi. *Prz. geol.*, 12, p. 447—452, nr 11. Warszawa.
- JAWOROWSKI K., JURKIEWICZ H., KOWALCZEWSKI Z. (1967) — Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG-1. *Kwart. geol.*, 11, p. 21—36, nr 1. Warszawa.

- KTCUŁA J., ZAKOWA H. (1966) — Paleozoik okolic Skalbmierza. Kwart. geol., 10, p. 263—282, nr 2. Warszawa.
- ZAKOWA H. (1966) — Poziom *Goniatites crenistria* Phill. w okolicy Sokolca i Jugowa u podnóży Gór Sowich (Sudety Środkowe). Pr. Inst. Geol., 43. Warszawa.
- ZAKOWA H. (1967) — Dolny karbon w okolicy Bolechowic (Góry Świętokrzyskie). Acta geol. pol., 17, p. 51—104, nr 1. Warszawa.
- ZAKOWA H. (1968a) — Karbon w otworze Węgrzynów IG-1 (niecka Nidy). Kwart. geol., 12, p. 465—466, nr 2. Warszawa.
- ZAKOWA H. (1968b) — Karbon dolny. W: Budowa geologiczna Polski. I, Stratygrafia, część 1: Prekambr i paleozoik. pp. 363—387 i 371—406. Wyd. Geol. Warszawa.
- ZAKOWA H. (praca w przygotowaniu do druku) — Poziom *Goniatites granosus* Portl. w synklinie gałęzickiej (Góry Świętokrzyskie). Pr. Inst. Geol. Warszawa.

Хенрик ЮРКЕВИЧ, Халина ЖАКОВА

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕЗОЕ ФУНДАМЕНТА НИДЗЯНЬСКОЙ МУЛЬДЫ

##### Резюме

В 1966—1967 году в плане реализации программы бурения глубоких структурных скважин была пробурена скважина Венгжиув ИГ-1 (фиг. 1). Под четвертичными отложениями (до 7,00 м), мелом (до 165,0 м), юрой (до 718,0 м) и триасом (до 1058,6 м) в ней отмечено залегание нижнего карбона (до 1477,0 м) и девона (не пройденного целиком до 3101,2 м).

Карбон (фактическая мощность 380 м) представлен верхним (до 1419,2 м) и нижним визеем. Верхний визей до 1333,9 м это алевролиты, аргиллиты и песчаники с флорой, микрофлорой (указывающей на самую высокую часть верхнего визея) и фауной: плеченогие (брахиоподы), брюхоногие (гастроподы), пластинчатожаберные (пеллециподы), головоногие (цефалоподы), кониконки и позвонки рыб. За исключением первых групп, все остальные содержат формы известные в верхневизейско-намюрских комплексах. Наличие *Sudeticeras* cf. *newtonense* и *S.* cf. *wilczeki-hoeferi* указывает на горизонт Go γ (фиг. 2). Нижние отложения верхнего визея это конгломераты, переслаиваемые в верхней части известняками с плеченогими и кораллами (указатель горизонтов D<sub>2-3</sub>). Ниже среди конгломератов залегают известняки с обычной фауной и конодонтами яруса *Goniatites*. Нижний визей представляет собой переслаивание конгломератов и известняков с редкой фауной и конодонтами, характеризующими более высокую часть яруса *Pericyclus*.

В девоне выделен фамен (известняки, мергели). Его наличие доказано присутствием конодонт в интервале 1477,8—1551,5 м (то II β — то VI), а также плеченогих, пластинчатожаберных и трилобитов в интервале 1546,5—1979,4. Спорной является проблема разделения осадков (известняки и доломитовые мергели с обычной фауной) в интервале 1979,4—2523,0 м. Их относят к верхнему девону из-за залегания амфиопор только с глубины 2523,0 м, от которой выделяется средний девон. Живет (доломиты, доломитовые мергели) залегает до 3014,8 м. Граница с эйфелем (доломиты, аргиллиты и доломитовые известняки, ангидриты) определена только на основании некоторого различия литологии пород (фиг. 2).

Отложения девона имеют большую мощность (фактическая мощность 1518,0 м). Сформировались они вероятно в узком рве с направлением СЗ — ЮВ, отчетливо понижающимся в верхнем девоне. Следует отметить горизонт *Cheiloceras* который насчитывает сотни метров. Более высокие горизонты фауны имеют только от 10 до 20 м или несколько десятков метров мощности. Перерыв, включающий турней, свидетельствует о поднятии в то время территории Венгинова над уровнем моря. Новый цикл седиментации начинается в нижнем визее, а наличие конгломератов свидетельствует о активности диастрофизма в ближайших окрестностях. Слои известняков с бентонитовой фауной в верхнем визее отмечают однако периодическую стабилизацию условий седиментации.

В статье указывается на аналогию развития фауны и верхнего визея Венгинова до Ю—З части Свентокшских гор, а также на сходство диастрофического-седиментационного цикла карбона Венгинова и зоны Лобзув — Сломники (фиг. 1). Подчеркивается, что на территории Нидзянской мульды во время девона и карбона активно действовали эпейрогенические движения (например перемещение суши и морей, изменения глубин заливов, большие мощности отложений, наличие крупнокластического (крупнообломочного) материала, формирование морфологии дна бассейнов).

Допермское строение имеет складчато-блоковый характер (фиг. 1 и 3), на что указывает стратиграфическая дифференциация слоев на небольших территориях, небольшие углы их падения и малые дизъюнктивные деформации. Здесь отчетливо видно действие вертикальных сил, большей частью обновляющих каледонские и более древние тектонические формы. Каледонские и более древние структуры имеют направление близкое к широтному, а варисийские структуры имеют направление СЗ—ЮВ.

---

Henryk JURKIEWICZ, Halina ZAKOWA

## NEW DATA ON THE PALAEOZOIC IN THE BASEMENT OF THE NIDA TROUGH

### Summary

According to the programme of deep structural drillings, bore hole Węrzynów IG-1 (Fig. 1) was made in the years 1966—1967. Under the Quaternary (down to 7.0 m), Cretaceous (down to 165.0 m), Jurassic (down to 718.0 m) and Triassic (down to 1058.6 m), the bore hole pierced the Lower Carboniferous formations (down to 1477.0 m) and entered the Devonian ones, penetrating to a depth of 3101.2 m.

The Carboniferous formations (380.0 m in thickness) are represented by the Upper Viséan (down to 1419.2 m) and the Lower Viséan. Down to a depth of 1333.9 m, the Upper Viséan deposits are built up of siltstones, claystones and sandstones with flora and microflora representatives (pointing to the uppermost part of the Upper Viséan), and with fauna remains such as brachiopods, gastropods, pelecypods, cephalopods, coniconchs and fish spicules. Except for the first groups, the remaining ones comprise forms known to occur in the Upper Viséan-Namurian assemblages. The presence of *Sudeticeras cf. newtonense* and *S. cf. wilczeki-heferi* points to the zone G<sub>0γ</sub> (Fig. 2). The underlying formations of the Upper Viséan consist of conglomerates intercalated in their top portion with limestones; the fauna of the latter is represented by brachiopods and corals (guide forms of the zone D<sub>2-3</sub>). At the lower part, the conglomerates reveal limestones with unimportant fauna and

conodonts of the zone *Goniatites*. The Lower Viséan is characterized mainly by interfingering conglomerates and limestones that disclose rare fauna and conodonts, characteristic of the upper part of the zone *Pericyclus*.

Within the Devonian formations, Famennian has been distinguished, built up of limestones and marls. From 1477.8 to 1551.5 m, it is evidenced by conodonts (to II $\beta$  — to VI) and from 1546.5 to 1979.4 m — by brachiopods, pelecypods and trilobites. Disputable is here, however, the problem of the subdivision of the deposits found to occur at a depth of 1979.4—2523.0 m (limestones and dolomitic marls disclosing uninteresting fauna). These deposits are referred to the Upper Devonian, mainly due to the fact that amphipores occur beginning with a depth of 2523.0 m only. From that depth the deposits have been defined as those belonging to Middle Devonian. Givetian, represented here by dolomites and dolomitic marls, occurs at a depth of 3014.8 m. Its boundary with Eifelian (dolomites, claystones, dolomitic limestones and anhydrites) has been determined on the basis of certain differences in lithology only (Fig. 2).

The Devonian formations are thick (really up to 1518.0 m in thickness). Most probably, they have been laid down in a narrow, NW—SE trending graben, distinctly lowered at the Upper Devonian time. Of considerable importance is here the zone *Cheiloceras*, whereas the upper zones of the Famennian are thick up to several ten metres only. Gap that comprises also Tournaisian suggests the uplifting of the area near Węgrzynów. New sedimentary cycle began in the Lower Viséan; the presence of the conglomerates proves an intensity of the diastrophic processes within the neighbouring area. Some limestone banks with benthonic fauna in the Upper Viséan correspond, however, to a periodical stabilization of sedimentary conditions.

The article also points to an analogy in the development of the Famennian and Upper Viséan of the Węgrzynów area and that of the south-western part of the Świętokrzyskie Mountains, as well as to a similarity between the diastrophic-sedimentary cycle that has taken place in the Carboniferous of the area of Węgrzynów, and of the zone Łobzów-Siomniki (Fig. 1). It is emphasized in the article that within the Nida trough, epeirogenic movements took place at the Devonian and Carboniferous times, causing a displacement of continents and seas, some changes in the depth of transgression areas and in the thickness of the deposits, as well as an inflow of coarse-grained material and certain changes in morphology of the basin bottoms.

The pre-Permian structure is of a block-fold nature (Figs. 1 and 3), this being evidenced by a stratigraphical differentiation of beds within small areas, by their gentle dips, and by small disjunctive deformations. Distinct were here vertical forces that, for the most part, rejuvenated both Caledonian and older tectonical frameworks. The Caledonian and the older structures are characterized by an almost W—E direction, whereas the Variscan ones — by NW—SE directions.