

Joanna HAYDUKIEWICZ<sup>1</sup>

## PELAGICZNE UTWORY TURNEJU W POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI GÓR BARDZKICH

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	219
Wstęp . . . . .	219
Dotychczasowe dane biostratygraficzne i obecne poglądy na rozwój sedimentacji karbonu dolnego w Górach Bardzkich . . . . .	219
Stanowiska z dolnokarbońską fauną konodontową . . . . .	221
Znaczenie odkrycia turnejskich osadów dla geologii Gór Bardzkich . . . . .	224
Literatura . . . . .	224
Tournaisian pelagic rocks in southwestern part of the Góry Bardzkie (Sudetes) — Summary . . . . .	226

### Streszczenie

W południowo-zachodniej części Gór Bardzkich (w okolicy wsi Gologłowy) w dwóch odkrywkach skał ilastych i ilasto-mułowcowych została stwierdzona turnejska fauna konodontowa. Skały te powstały w środowisku pelagicznym. Występują one w bezpośrednim sąsiedztwie górnodewońskich wapieni i zdaniem autorki stanowią najprawdopodobniej ich

sedymencyjny nadkład. Odkrycie turnejskiej fauny zaprzecza dotychczasowym poglądom na przebieg sedimentacji karbońskiej w tej części Gór Bardzkich, nie potwierdza również znaczenia fazy nassauskiej jako głównej fazy tektonicznej w tej jednostce geologicznej.

### WSTĘP

W pracy przedstawiono nowe dane biostratygraficznie z utworów dolnokarbońskich Gór Bardzkich. Danych dostarczyła fauna konodontowa, która dokumentuje obecność turneju w południowo-zachodniej części tego obszaru. Jej odkrycie nie tylko wypełnia lukę w stratygrafii karbonu

bardzkiego, lecz także ma istotne znaczenie dla rozwiązania problemu tektogenezy Gór Bardzkich. Zagadnieniu temu jest poświęcona zasadnicza część pracy. Poprzedza ją krytyczne omówienie dotychczasowych poglądów na stratyografię utworów dolnokarbońskich tej jednostki geologicznej.

### DOTYCHCZASOWE DANE BIOSTRATYGRAFICZNE I OBECNE POGLĄDY NA ROZWÓJ SEDYMENTACJI KARBONU DOLNEGO W GÓRACH BARDZKICH

Najstarszymi utworami karbonu są szaroniebieskie wapienie nazwane przez Żakową (1963) warstwami z Wapnicy. Jedyne ich wystąpienie

jest znane z kamieniołomu na wzgórzu Wapnica koło Dzikowca. Pozycja stratygraficzna tych warstw została ustalona za pomocą fauny gonia-

<sup>1</sup> Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

tytowej (Schindewolf 1937; Weyer 1965). Zidentyfikowane goniatyty (Weyer 1965) wskazują na niższą część poziomu *Gattendorfia crassa* (cu $\beta$ ). Należy tu nadmienić, że do niedawna było to jedyne udokumentowane fauną wystąpienie dolnego turneju w Górach Bardzkich.

Warstwy tego wapienia są według Oberca (1957) najwyższym ogniwem „górnodewońskiego cyklu sedymentacyjnego” zakończonych fazą nassauską.

Efektem fazy nassauskiej w opinii Oberca (1957) mają być obserwowane w wyżej wymienionym kamieniołomie „strefy zbrekcionowania tektonicznego przecinające wapienie piętra *Gattendorfia* i nie przechodzące do wyżejległych transgresywnych piaskowców gnejsowych”. Przykład ten jest jedyną podaną przez tego autora wskazówką świadcząca o pewnej roli fazy nassauskiej w omawianym regionie. W cytowanej pracy, jak również w kilku późniejszych (Oberc 1966, 1968, 1972, 1973), autor nie przypisuje zresztą tej fazie żadnej roli w fałdowaniu utworów Gór Bardzkich. Fałdowanie ich miało się odbyć w fazach: starowaryscyjskiej, sudeckiej i asturyjskiej. Dopiero po wykryciu obecności górnego dewonu wśród utworów struktury bardzkiej (Haydukiewicz 1974) czyni Oberc (1978) fazę nassauską odpowiedzialną za ich główne fałdowanie. Jest to zaskakujące, ponieważ przytoczony powyżej jedyny terenowy przykład mogący fazę tę dokumentować pochodzi z wapieni, których autor ten nie zalicza do struktury bardzkiej (Oberc 1957).

Po przerwie wywołanej fałdowaniem rozpoczyna się w regionie bardzkim „dolnokarboński cykl sedymentacyjny” (Oberc 1957). Osady tego cyklu stanowią główny budulec Gór Bardzkich i wykazują dużą różnorodność litologiczną. Są to przede wszystkim różne odmiany piaskowców, a ponadto zlepieńców, skał ilastych, mułowcowych, ilasto-mułowcowych i węglanowych. Stratygrafię tych osadów oparto na oznaczeniach fauny znajdowanej dotąd tylko w północnej i zachodniej części tego regionu. Pozycja stratygraficzna utworów występujących w jego centralnej, południowej i wschodniej części była dotychczas określana wyłącznie poprzez korelację litostratygraficzną.

Do wizenu zalicza się obecnie kilka nieformalnych jednostek litostratygraficznych. Za najstarszą spośród nich uważa się warstwy z Ostroga, w skład których włączono brekceje i zlepienie gnejsowe, tzw. dolny wapień węglowy, oraz serię skał łupkowo-szarogłazowych (Żakowa 1963, 1968). Osady tej jednostki występują w północnej części regionu bardzkiego. Przy ustaleniu jej wieku wykorzystano przede wszystkim faunę występującą w dolnym wapieniu węglowym, którą — jako jeden z pierwszych — zebrał i opisał Paeckelmann (1930, 1931). Autor ten umieszcza warstwy wapienia węglowego w poziomach pericyklusowych II $\beta$  i II $\gamma$ , co odpowiada niższej części wizenu

(Paeckelmann 1930, s. 9). Zdaniem Żakowej (1963) „fauna ta ma charakter mieszany i obejmuje formy wizeńskie lub o większym zasięgu stratygraficznym, jak też tylko wizenu górnego, środkowego lub dolnego”. Ostatecznie Żakowa (1963, tab. 2) włącza warstwy z Ostroga do wyższej części dolnego wizenu i do środkowego wizenu bez bliższego uzasadnienia. Wobec obecności fauny późnowizeńskiej w opracowanym przez tę autorkę materiale, wniosek ten jest zaskakujący. Zakładając prawidłowość oznaczeń i określenia zasięgów poszczególnych taksonów można wysnuć jedyny prawidłowy wniosek: dolny wapień węglowy nie może być starszy od późnego wizenu. Późniejsze badania Góreckiej i Mameta (1970) wykazały, że dolny wapień węglowy zawiera faunę otwornicową wskazującą na jego przynależność do wyższej części dolnego wizenu. Natomiast Chorowska (1973) opierając się na faunie konodontowej dochodzi do wniosku, że warstwy wapienia węglowego mieszczą się w wyższej części piętra *Pericyclus* (poziomy cu II $\beta/\gamma$  i cu II $\delta$ ), jak również nie wyklucza możliwości ich przynależności do dolnej części piętra *Goniatites* (cu III). Z przytoczonej przez Chorowską listy taksonów konodontowych o ile nie jest to zespół mieszany, o czym jednak autorka nie wspomina) niewątpliwie wynika, że część warstw wapienia węglowego należy do górnego turneju (*Scaliognathus anchoralis*), a część z nich nawet do górnego wizenu (*Gnathodus girtyi girtyi*).

Należy tu nadmienić o przedstawionej przez Wajsprycha (1978, 1979) propozycji podziału osadów dolnego karbonu północnej części Gór Bardzkich na formalne jednostki litostratygraficzne. Według niego część warstw z Ostroga, w tym dolny wapień węglowy, wchodzi w skład formacji brekceji i zlepieńców z Nowej Wsi, a część serii łupkowo-szarogłazowej jest elementem składowym formacji piaskowców ze Srebrnej Góry.

Za równą wiekowo warstwom z Ostroga uważa się występującą w południowo-zachodniej części Gór Bardzkich serię skał złożoną z szarogłazów i zlepieńców wapnistych (Żakowa 1963). Na zlepieńcach wapnistych zalega warstwa (soczewa) wapienia. Osady te Oberc (1957) nazywa karbonem Widałka—Chełmika i na podstawie znalezionej przez siebie w zlepieńcach wapnistych „spirifera, którego cechy skorupy wskazują na granicę turneju i wizenu”, uznaje za najstarszą część dolnego karbonu bardzkiego. Znacznie lepszy i bogatszy zespół fauny uzyskali z tych osadów oraz z wapienia Górecka i Gunia (1964). Znaleziona fauna nie posłużyła jednak do dokładnego określenia wieku

tych utworów. Autorzy wyrazili jedynie przypuszczenie (*op. cit.* s. 547), że „osady Chelmika nie są młodsze niż środkowy wizen”.

Do górnego wizenu należy seria łupków ilastych i szarogłazów zawierająca w najwyższej części były i cienkie soczewy tzw. górnego wapienia węglowego. Osady te odpowiadają nieformalnej jednostce litostratygraficznej wydzielonej jako warstwy czerwienicy (Żakowa 1963, 1968). Jednostka ta występuje w południowo-zachodniej części regionu bardzkiego. Jej pozycja stratygraficzna została ustalona na podstawie bogatego zespołu faunistycznego, przede wszystkim ramionogów (Paeckelmann 1930, 1931; Gunia, Górecka 1960), goniatytów (Żakowa i Żak 1962), otwornic (Górecka i Mamet 1970) i koralii (Fedorowski 1971).

Z przytoczonych danych wynika, że spośród wymienionych tu jednostek litostratygraficznych tylko warstwy z Wapnicy i warstwy czerwienicy mają wiek określony w sposób nie budzący zastrzeżeń. Pozostała przeważająca część utworów zaliczana do dolnego karbonu nie ma dokumentacji paleontologicznej, a ich pozycja stratygraficzna była ustalona głównie na podstawie analogii w wykształceniu litologicznym i położenia w profilu względem utworów datowanych.

Osady wyżej wymienionych jednostek i pozostałe utwory, określane jako dolny karbon, były deponowane w różnych warunkach środowiska morskiego. Wyjątek stanowią – zdaniem Oberca (1957) – osady rozpoczynające „dolnokarboński cykl sedymentacyjny” utworzone w warunkach lądowych. W części regionu bardzkiego (z której pochodzą nowe dane biostratygraficzne przedstawione w dalszej części pracy) mają to być osa-

dzone w środowisku limicznym czarne łupki słabiej zdiagnozowane niż utwory dewonu dolnego<sup>2</sup>. W jednym z wystąpień tych łupków w okolicy Podtynia znalazł Oberc (1957) florę, jego zdaniem, dolnokarbońską. Poza środkową częścią regionu utwory limiczne mają się pojawiać również w okolicy Wilczy i góry Orzech. Wajsprych (1978, 1979), który w ostatnich latach badał rozwój sedymentacji północnej części zbiornika bardzkiego, nie stwierdza obecności utworów limicznych w okolicy Orzecha. W świetle przedstawionej przez niego syntezy występowanie takich utworów jest raczej niemożliwe. W tabelach stratygraficznych załączonych do prac Oberca (1957, tab. 5; 1966, tab. 1) osady limiczne są umieszczone bądź w dolnej części piętra pericyklusowego, co odpowiada wyższemu turnejowi, bądź w spągowej części piętra *Beyrichoceras* odpowiadającej środkowej części wizenu. Podobnego zdania jest Żakowa (1963), która uważa, że we wczesnym i środkowym wizenie dochodzi najpierw do utworzenia się lokalnych jeziorzysk, a następnie wkracza na ten obszar morze. Poruszone tu zagadnienie jest podobnie przedstawione w pracach Wajsprycha (1978, 1979), pomimo wyraźnej odmienności jego poglądów na całą historię rozwoju zbiornika bardzkiego. Autor ten doszedł do popartego licznymi argumentami wniosku, że zbiornik północnej części regionu bardzkiego został założony pod koniec wczesnego wizenu. Nie wykluczył też możliwości, że najstarsza część osadów powstała w warunkach lądowych. Wspomniana odmienność poglądów Wajsprycha od dotychczasowych polega na tym, że schyłek wczesnego wizenu uważa on za moment założenia zbiornika bardzkiego, a nie jego „odnowienia” w fazie nassauskiej.

## STANOWISKA Z DOLNOKARBOŃSKĄ FAUNĄ KONODONTOWĄ

Opisane poniżej dwie odkrywki znajdują się około 800 m na północ od wsi Gołogłowy w południowo-zachodniej części regionu bardzkiego (fig. 1).

Stanowisko I to opisywany często w literaturze geologicznej nieczynny kamieniołom wapieni. W jego głównej ścianie są odsłonięte cienkoławicowe wapienie o pewnej zawartości materiału detrytycznego, które Bederke (1924) nazwał wapieniem głównym, przechodzące ku spągowi w utwory piaszczysto-zlepieńcowate określone przez tegoż autora jako warstwy podstawowe.

Stropową część sekwencji wapiennej stanowią wapienie bulaste zawierające wtrącenia materiału piaszczystego (fig. 2). W najwyższej ławicy wapienia bulastego poszczególne gęsto upakowane były są otoczone ciemnym materiałem mułowcowo-ilastym o zmiennej zawartości ziarna grubszego (przeważnie wapiennego). Ponad tą ławicą zalega około 15 cm miąższości warstewka łupku mułowcowego zawierająca nieliczne drobne i rozproszone były wapienne. Materiał mułowy wciska się klinami pomiędzy były niżejległego wapienia. W spągowej części warstwy oraz we wspomnianych klinach

<sup>2</sup> Obecnie dewonu.

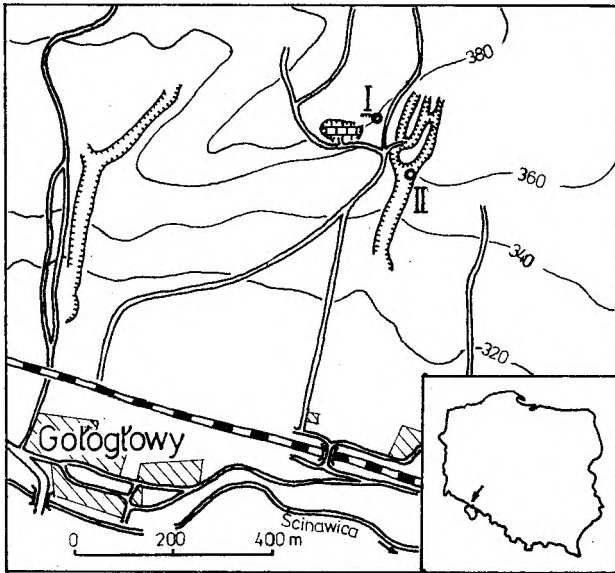


Fig. 1

Lokalizacja stanowisk z turnejską fauną konodontową w rejonie Gołogłowy

Situation of localities with Tournaisian conodont fauna in the Gołogłowy region

występuje znaczna ilość ziaren (przeważnie wapiennych) o frakcji gruboziarnistego piasku i żwirku. Całość zapada regularnie pod kątem  $40^\circ$  w kierunku E. Wapienie te są późnodewońskiego wieku, a ich najwyższa część według Chorowskiej (1979) należy do dolnego poziomu *costatus*.

Powyżej tej sekwencji wapiennej znajduje się czterdziestocentymetrowa strefa silnie pokruszonego łupku ilasto-mułowcowego, miejscami przechodzącego w brekcję. Strefa ta przebiega równoległe do warstw. Ponad brekcją zalegają szarozielonawe łupki ilaste. Odsłonięty pakiet ma miąższość około 2,5 m. Warstwy łupków, podobnie jak ławice wapieni, zapadają pod kątem  $35-40^\circ$  w kierunku E. Z warstw tych łupków (około 10 cm ponad brekcją) uzyskano konodonty, które pozwoliły na bliższe określenie ich wieku (tab. 1, pl. I).

Wymieniony pakiet łupków zaliczono uprzednio (Haydukiewicz 1977) do interwału obejmującego poziomy *Siphonodella triangulus inaequalis* i *S. triangulus triangulus* przyjmując podział dolnego karbonu na poziomy konodontowe według

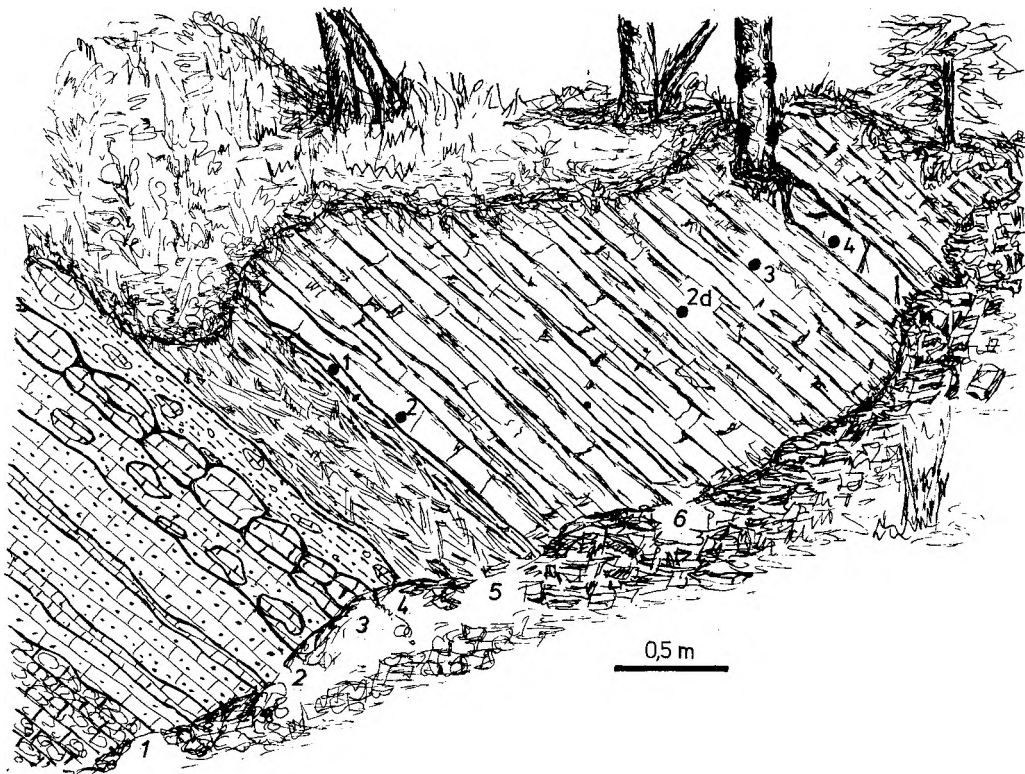


Fig. 2

## Stanowisko I

1 – wapien bulasty; 2 – wapien bulasty z materiałem piaszczystym; 3 – buły wapienne; 4 – łupek mułowcowy z nielicznymi drobnymi bulami wapiennymi; 5 – brekcja łupku ilasto-mułowcowego; 6 – łupki ilaste; • – miejsca pobrania prób, w których stwierdzono turnejskie konodonty

## Locality I

1 – “bulbous” limestones; 2 – “bulbous” limestones with sandy admixture; 3 – calcareous “bulbs”; 4 – muddy shale with scarce tiny calcareous “bulbs”; 5 – brecciated clayey-muddy shale; 6 – clayey shales; • – sites from which samples containing Tournaisian conodonts have been taken

Tabela 1

Konodonty ze stanowiska I Conodonts from Locality I	Próby Samples				
	1	2	2d	3	4
<i>Polygnathus communis communis</i>	×	×	×		
<i>Pseudopolygnathus triangulus inaequalis</i>		×			
<i>Siphonodella</i> sp.		×		×	
<i>Polygnathus</i> sp.	×	×			×
<i>Pseudopolygnathus</i> sp.		×		×	

Vogesa (1959). Przedział ten wyznaczono na podstawie zasięgu stratygraficznego taksonu *Pseudopolygnathus triangulus inaequalis* podanego przez Vogesa (1959) i Schönlauba (1969, s. 324–325). Okazało się jednak, że wymieniony gatunek ma znacznie szerszy zasięg stratygraficzny. Groessens (1974, s. 40, pl. 9) stwierdził jego obecność jeszcze w dolnej części poziomu *Polygnathus communis carina*. Tak więc za pomocą tego taksonu może być określona dolna granica interwału, a górna – przez zasięg stratygraficzny rodzaju *Siphonodella*. Wobec tego łupki te mieszczą się w nierozdzielonym poziomie *Siphonodella* w belgijskim podziale konodontowym (Groessens 1974; Conil *et al.* 1976, *vide* Bless *et al.* 1976), co odpowiada dolnej i środkowej części turneju (Tn1b–Tn2).

Pozycja stratygraficzna scharakteryzowanych powyżej łupków była różnie określana. Bederke (1924, s. 10) początkowo włączył je do dewonu i traktował jako sedymentacyjny nadkład wapieni, w późniejszej pracy (Bederke 1929, s. 443) zaliczył je do „Herzogsvalder Schichten” (warstwy zdanowskie) uważanych za sylurskie. Ich kontakt z wapieniami uznał za tektoniczny. Oberc (1957, 1972) łupki te włączył w skład – jego zdaniem – dolnodewońskich łupków mikołajowskich. Według tego autora tworzą one jądro paraautochtonicznego fałdu Góglów i są oddzielone od wapieni powierzchnią nasunięcia.

Przytoczone dotychczas przez autorkę spostrzeżenia świadczą o tym, że opisany pakiet łupków stanowi raczej pierwotny nadkład wapienia. Wspomniana powyżej strefa brekcji nie przylega bezpośrednio do wapienia, lecz występuje w obrębie łupków. Warstwa brekcji jest prawdopodobnie wynikiem stosunkowo niewielkich przemieszczeń wzdłuż granicy dwóch ciał geologicznych o wyraźnie różnej kompetencji i jest zjawiskiem lokalnym.

Nie zostały dotychczas stwierdzone poziomy

konodontowe pomiędzy dolnym poziomem *costatus* a *Siphonodella*. Poziomy te mogą być reprezentowane przez pięćdziesięciocentymetrowy pakiet pokruszonych łupków leżących poniżej warstwy, z której została pobrana próba 2. Obserwowane w tym pakiecie pokruszenie i być może wytarcie części łupków mogło doprowadzić do pokazanej redukcji ich miąższości. Nie stwierdzone dotąd poziomy mogły też być wykształcone w postaci wapieni i zostać zerodowane przed osadzeniem się łupków.

Stanowisko II znajduje się w debrzy położonej około 120 m na południowy wschód od stanowiska I. Odślaniają się tutaj na długości około 30 m czarne i ciemnostalowe skały ilasto-mułowcowe. W północnej części odkrywki jest widoczne uławicenie. Miąższość poszczególnych ławic waha się od 12 do 40 cm. Niektóre ławice są cienkolaminowane. W północnej części odkrywki ławice zapadają pod kątem 35–40° w kierunku SE, a w środkowej kąty zapadu wzrastają do 60 i 90°.

W skałach tych zostały stwierdzone radiolarie i nieliczne konodonty. Te ostatnie uzyskano tylko z północnej części odkrywki. Dowodzą one (tab. 2,

Tabela 2

Konodonty ze stanowiska II Conodonts from Locality II	Próby Samples			
	1	3	4	5
<i>Dolymae hassi</i>	×	×	×	
<i>Gnathodus antetexanus</i>			×	
<i>Gnathodus delicatus</i>		cf. ×	×	
<i>Polygnathus communis communis</i>	×	×	×	×
<i>Pseudopolygnathus nodomarginatus</i>		×		
<i>Dinodus</i> sp.	×			
<i>Gnathodus</i> sp.	×	×	×	
<i>Polygnathus</i> sp.	×	×		×

pl. I, II), że skały należą do podpoziomu *Dolymae hassi* – najniższego w poziomie *Polygnathus communis carina* w belgijskim podziale konodontowym (Groessens 1974). Odpowiada to dolnej części wyższego turneju (Tn3a–b).

W dotychczasowej literaturze skały te były zaliczane do syluru (Bederke 1924, 1929; Finckh *et al.* 1942) bądź do dolnego karbonu (Oberc 1957).

W obszarze pomiędzy dwoma stanowiskami w licznych miejscach w małych skałkach i w zwietrzelinie występują wyłącznie skały litologicznie odpowiadające skałom z pierwszego bądź z drugiego stanowiska. Z pewnością wchodzą one

w skład jednego ilasto-mułowcowego zespołu będącego efektem nieprzerwanej sedymentacji. Cechy tych skał – monotony skład, ubóstwo struktur sedymentacyjnych (jedynie cienka laminacja i to

nie wszędzie), masowa obecność radiolarii z zachowanymi igłami – dowodzą, że była to sedymentacja spokojna odbywająca się w środowisku pelagicznym.

## ZNACZENIE ODKRYCIA TURNEJSKICH OSADÓW DLA GEOLOGII GÓR BARDZKICH

Obecnie istnieją dwie odmienne koncepcje rozwoju jednostki Gór Bardzkich. Zdaniem Oberca utwory przedkarbońskie tej jednostki zostały sfałdowane w fazie nassauskiej (Oberc 1977, 1978). Fałdowanie to przerwało sedymentację, która ponownie rozpoczęła się w późnym turneju bądź wczesnym wizenie (Oberc 1957, 1966; Żakowa 1963). Jej najstarszym utworem mają być w centralnej i południowej części jednostki osady limniczne (Oberc 1957, 1978). Udokumentowanie pelagicznych osadów turneju przeczy wszystkim przedstawionym tu elementom koncepcji Oberca. Utwory te wypełniają wspomnianą lukę stratygraficzną. Z ich charakteru wynika, że w fazie nassauskiej poprzedzającej bezpośrednio ich depozycję nie mogło odbyć się główne fałdowanie. Występowanie w niedalekim sąsiedztwie równoległych bądź nieco młodszych osadów limnicznych jest oczywiście także wykluczone.

Odmienne poglądy na rozwój jednostki Gór Bardzkich przedstawił Wajsprych (1978, 1979) na podstawie badań przeprowadzonych w jej północnej części. Jego zdaniem zbiornik sedymentacyjny powstał tu dopiero pod koniec wczesnego wizeniu, a wszystkie utwory starsze występujące w Górach Bardzkich są allochtoniczne. Początko-

wo objął on tą koncepcją cały obszar tej jednostki (Wajsprych 1978), później ograniczył ją tylko do zbadanego przez siebie obszaru (Wajsprych 1979). Uwzględniając koncepcję tego autora, którą można uznać za udowodnioną w północnym fragmencie Gór Bardzkich, należy liczyć się zarówno z możliwością autochtonicznej, jak i allochtonicznej pozycji omawianych w tej pracy osadów turneju. Wykazują one znaczne podobieństwo facjalne do allochtonicznych utworów górnego dewonu występujących w Górach Bardzkich. Zatem można przypuszczać, że stanowią ich pierwotny nadkład (Chorowska 1979), a ich obecna pozycja jest allochtoniczna. Z drugiej strony przedstawione poprzednio obserwacje wskazują raczej na ich sedymentacyjny związek z górnodewońskimi wapieniami, które z kolei uchodzą za niewątpliwego autochtona. Jeśli te ostatnie spostrzeżenia są rzeczywiście prawdziwe, to rozwój sedymentacji w tej części zbiornika bardzkiego musiał rozpocząć się wcześniej i przebiegać inaczej niż w jego części północnej. Stwierdzenie to jest zgodne z opinią Wajsprycha (1979), który uważa, że w Górach Bardzkich sąsiaduje dziś z sobą kilka jednostek geologicznych „zupełnie odrębnych co do czasowo-przestrzennych i genetycznych cech rozwoju”.

### LITERATURA

- BEDERKE E., 1924: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. Geol. u. Palaeont.*, H. 7.
- 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Ibid.*, Bd. 7, H. 23.
- BLESS M. J. M., BOUCKAERT J., BOUZET Ph., CONIL R., CORNET P., FAIRON-DEMARET M., GROESSENS E., LONGERSTAEY P. J., MEESSEN J. P. M. P., PAPROTH E., PIRLET H., STREEL M., van AMEROM H. W. J., WOLF M., 1976: Dinantian Rocks in the Ardenno-Rhenish Massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Meded. Rijks Geol. Dienst.*, N. S., vol. 27, n. 3.
- CHOROWSKA M., 1973: Stratygrafia wapienia węglowego Gór Bardzkich na podstawie konodontów. Sprawozdania z posiedzeń naukowych. *Inst. Geol., Kwart. Geol.*, t. 17, nr 4.
- 1979: Nowe wyniki badań stratygraficznych dewonu okolic Kłodzka i problem granicy dewon/karbon. New Results of Stratigraphic Investigations in Devonian Rocks of the Kłodzko Region and Problem of Devonian/Carboniferous Boundary, [w:] Materiały Konferencji Terenowej. Nowa Ruda, 8–9 września 1979. Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych i Zakład Nauk Geologicznych PAN Wrocław.
- FEDOROWSKI J., 1971: *Aulophyllidae (Tetracoralla)* from the Upper Visean of Sudetes and Holy Cross Mountains. *Aulophyllidae z górnego wizeniu Sudetów i Gór Świętokrzyskich. Palaeont. Polon.*, no. 24.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E., 1942: Geologische Karte des Deutschen Reiches. Erläuterungen zu den Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck. Reichs. f. Bodenfor., Lief. 343.
- GÓRECKA T., GUNIA T., 1964: Zagadnienie wieku wapieni krynowidowych z Chełmika na Dolnym Śląsku. Problème de l'âge des calcaires à Crinoïdes de Chełmik (Basse Silésie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 34, z. 4.
- GÓRECKA T., MAMET B., 1970: Sur quelques micro-

- faciès carbonatés paléozoiques des Sudètes polonaises (Monts de Bardo). *Revue de Micropaleont.*, vol. 13, no. 3.
- GROESSENS E., 1974: Distribution de conodonts dans le Dinantien de la Belgique. *Int. Symp. Belg. Micropaleont. Limits*, Namur, 1974, no. 17, Namur.
- GUNIA T., GÓRECKA T., 1960: O nowym stanowisku fauny dolnokarbońskiej w okolicy Wojborza na Dolnym Śląsku. A New Occurrence of Lower Carboniferous Fossil Fauna Near Wojbórz (Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 30, z. 3.
- HAYDUKIEWICZ J., 1974: Upper Devonian Conodonts from Mikołajów Slates, Bardo Mts, Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. sc. de la Terre*, vol. 21, no. 3/4.
- 1977: Stratygrafia serii zdanowskiej w północnej części struktury bardzkiej na podstawie konodontów. *Arch. Inst. Nauk Geol. U. Wr.* (praca doktorska, maszynopis).
- OBERC J., 1957: Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów. Warszawa.
- 1966: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the Light of Geosyncline Theory. *Inst. Geol., Pr.*, t. 47.
- 1968: Budowa geologiczna Polski, t. I. Stratygrafia, cz. 1, Prekambr i paleozoik. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. IV. Tektonika, cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1973: Die Entwicklung der Sudeten und des vorsudetischen Blockes während des Devons und Karbons. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I. H. 9/10.
- 1977: Besteht ein kaledonisches Tektozen in Südpolen? Is there a Caledonian Tectogen in Southern Poland? *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 1.
- 1978: Zur Frage der Flysch- und Molasse-Sedimente in polyorogenetischen Gebieten am Beispiel von Schliesien. The Problem of Flysch and Molasse Deposits in Polyorogenic Regions – a Case History from Silesia (Poland). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 3.
- PAECKELMANN W., 1930: Die Brachiopoden, 1. Teil. [in:] Die Fauna des deutschen Unterkarbons. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.*, H. 122.
- 1931: Die Brachiopoden, 2. Teil. [in:] Die Fauna des deutschen Unterkarbons. *Ibid.*, H. 136.
- SCHINDEWOLF O. H., 1937: Zur Stratygraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). *Abh. Preuss. Geol. Landesant.*, N. F. 178.
- SCHÖNLAUB H. P., 1969: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). *Jb. Geol. B.-A.*, Bd. 112.
- VOGES A., 1959: Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia* und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. *Paläont. Z.*, Bd. 33, H. 4.
- WAJSPRYCH B., 1978: Allochthonische skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich (Sudety). Allochthonous Paleozoic Rocks in the Visean of the Bardzkic Mts (Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 48, Z. 1.
- 1979: Sedymentacja osadów dolnego karbonu północnej części Gór Bardzkich i jej tektoniczna interpretacja. *Arch. Inst. Nauk Geol. PAN Warszawa* (praca doktorska).
- WEYER D., 1965: Zur Ammonoideen – Fauna der Gattendorfia Stufe von Dzikowiec (Ebersdorf) in Dolny Śląsk (Niederschlesien), *Polen. Ber. geol. Ges. DDR*, Bd. 10, H. 4.
- ŻAKOWA H., ŻAK Cz., 1962: Dolny karbon z Kamionek (Góry Sowie). Lower Carboniferous at Kamionki (Sowie Mts. Lower Silesia). *Bull. Inst. Geol.*, vol. 173, t. 10.
- ŻAKOWA H., 1963: Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Stratigraphy and Facial Extens of the Lower Carboniferous in Sudetes. *Kwart. Geol.*, t. 7, nr 1.
- 1968: Budowa geologiczna Polski, t. I. Stratygrafia, cz. 1, Prekambr i paleozoik. Wyd. Geol., Warszawa.

Joanna HAYDUKIEWICZ\*

## TOURNAISIAN PELAGIC ROCKS IN SOUTHWESTERN PART OF THE GÓRY BARDZKIE

**ABSTRACT:** In southwestern part of the Góry Bardzkie (near the village of Gologłowy) Tournaisian conodont fauna has been recognized in two exposures of clayey and clayey-muddy rocks. The rocks were deposited in pelagic environ-

ment and most probably overlain immediately Upper Devonian limestones. Prior opinions about a course of Carboniferous sedimentation in this region or significance of Nassau phase can no longer be maintained.

### Summary

In southwestern part of the Góry Bardzkie, Sudetes (near the village of Gologłowy), Tournaisian conodont fauna has been recognized in two exposures of clayey and clayey-muddy rocks (fig. 1).

In locality I (fig. 2) Tournaisian conodonts occur in clayey shales considered by the present author as a sedimentary cover overlying Upper Devonian limestones. The fauna (tab. 1, pl. I) allows to ascribe the shales to the *Siphonodella* Zone according to Belgian conodont subdivision of the Lower Carboniferous (Tn1b–Tn2), which refers to the Lower and Middle Tournaisian (Groessens 1974). Hitherto the shales were considered to be Lower Devonian in age and they were to be tectonically placed upon the Upper Devonian limestones (Oberc 1957). 120 m southwest of the locality I are exposed dark gray clayey-muddy rocks with conodonts that belong to the *Dollymae hassi* sub-Zone, the lowest of the *Polygnathus communis carina* Zone (tab. 2, pl. I, II). This corresponds to lower part of the Upper Tournaisian (Tn3a–b). The rocks were formerly included to either Silurian (Bederke 1924, 1929; Finckh *et al.* 1942) or Lower Carboniferous (Oberc 1957). Oberc (1957, 1978) considered the clayey-muddy rocks as limnic deposits. But their monotonous composition, scarcity of sedimentary structures, and abundance of radiolarians with preserved spicules speak in favour of pelagic environment.

The Tournaisian rocks hitherto were reported only from

north-western part of the Góry Bardzkie (Schindewolf 1937; Weyer 1965). These are limestones interpreted by Oberc (1957) as a continuation of the "Upper Devonian sedimentary cycle" ended by the Nassau phase. According to him (Oberc 1957, 1966), the next cycle commenced in late Tournaisian or early Visean times with terrestrial deposits.

Recognition of rocks of Tournaisian age deletes a gap in the stratigraphy of the Carboniferous of the Góry Bardzkie unit and throws a new light on tectogenesis of this unit. There are two different views concerning the latter problem. According to Oberc (1957, 1978), rock series of the Góry Bardzkie unit were folded firstly during the Nassau phase. The view has to be abandoned because of the existence of Tournaisian pelagic deposits. Another view was issued by Wajsprych (1978, 1979), who states that the Góry Bardzkie sedimentary basin dates back to the early Visean and all older deposits are allochthonous. His opinion is justified in northern part of the Góry Bardzkie. The discussed Tournaisian pelagic deposits display a sedimentary connection with Upper Devonian limestones regarded as undoubtful autochthon. Thus the sedimentation must have started earlier in the southwestern part of the Góry Bardzkie basin than in the northern part.

*Translated by Andrzej Żelazniewicz*

\* Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.



PLANSZA I

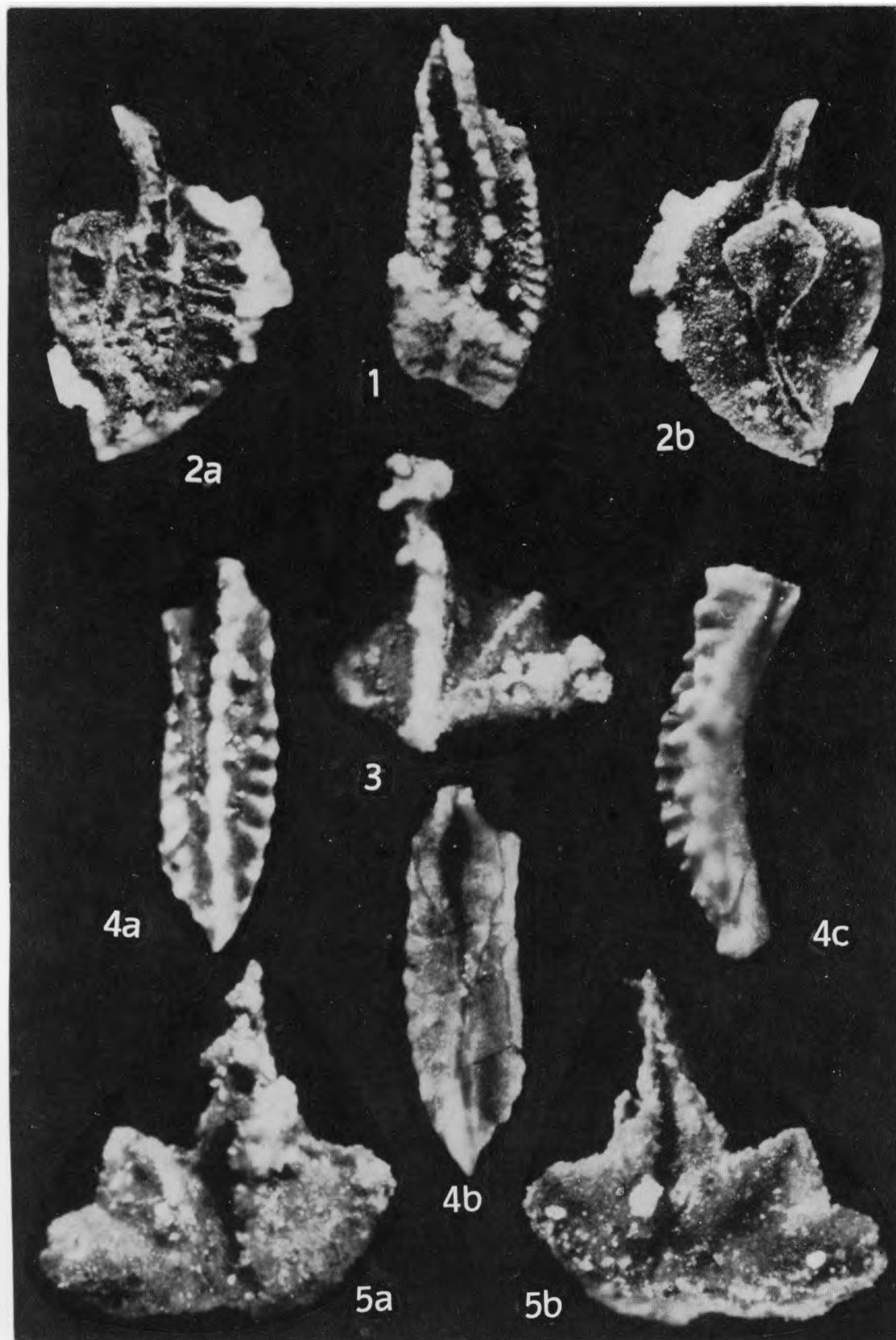
PLATE I

Konodonty ze stanowiska I i II

Conodonts from localities I and II

1. *Siphonodella* sp., widok z góry, ING/H. 81. Stanowisko I (próba 2), okaz z skorodowaną platformą przeciętą żyłką kwarcu  
*Siphonodella* sp.; upper view of ING/H.81. Locality I (sample 2), specimen with corroded platform and cut by quartz veinlet
- 2a, b. *Pseudopolygnathus triangulus inaequalis* Voges; widok z góry i od dołu, ING/H.82. Stanowisko I (próba 2), okaz z częściowo skorodowaną ornamentacją platformy  
*Pseudopolygnathus triangulus inaequalis* Voges; upper and lower views of ING/H.82. Locality I (sample 2), specimen with partially corroded ornamentation
3. 5a, b. *Dollymae hassi* Voges; widok z góry i od dołu, ING/H. 83, 84. Stanowisko II (próby 1, 2)  
*Dollymae hassi* Voges; upper and lower views of ING/H. 83, 84. Locality II (samples 1, 2)
- 4a–c. *Pseudopolygnathus nodomarginatus* Branson; widok z góry, od dołu i z boku, ING/H. 85. Stanowisko II (próba 3), okaz z odłamanym wolnym ostrzem  
*Pseudopolygnathus nodomarginatus* Branson; upper, lower and lateral views of ING/H. 85. Locality II (sample 3), specimen with broken free blade

Powiększenie 70 ×  
All magnifications are 70 ×



Joanna HAYDUKIEWICZ – Pelagiczne utwory turneju w południowo-wschodniej części Gór Bardzkich  
Tournaisian pelagic rocks in southwestern part of the Góry Bardzkie

PLANSZA II

PLATE II

Konodonty ze stanowisk II

Conodonts from locality II

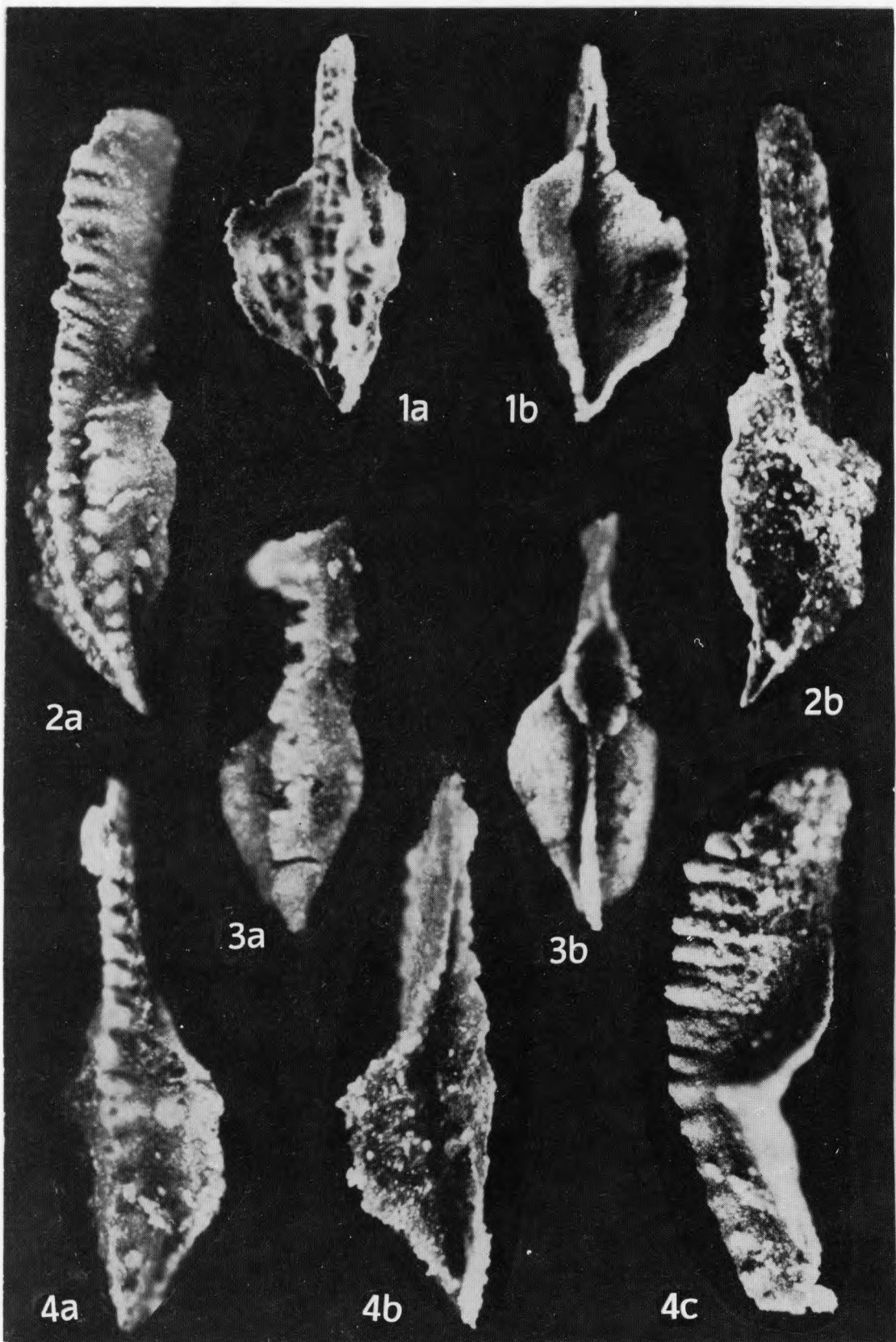
- 1a, b. *Gnathodus* cf. *delicatus* Branson & Mehl; widok z góry i od dołu, ING/H. 86. Okaz z skorodowaną platformą (próbna 3)  
*Gnathodus* cf. *delicatus* Branson & Mehl; upper and lower views of ING/H. 86. Specimen with corroded platform (sample 3)
- 2a, b. *Gnathodus delicatus* Branson & Mehl; widok z góry i od dołu, ING/H. 87 (próbna 4)  
*Gnathodus delicatus* Branson & Mehl; upper and lower views of ING/H. 87 (sample 4)
- 3a, b. *Polygnathus communis communis* Branson & Mehl; widok z góry i od dołu, ING/H. 88 (próbna 1)  
*Polygnathus communis communis* Branson & Mehl; upper and lower views of ING/H. 88 (sample 1)
- 4a - c. *Gnathodus antetexanus* Rexroad & Scott; widok z góry, od dołu i z boku, ING/H. 89 (próbna 4)  
*Gnathodus antetexanus* Rexroad & Scott; upper, lower and lateral views of ING/H. 89 (sample 4)

Powiększenie 70 ×

All magnifications are 70 ×

Fotografie wykonał J. Stachowiak

Photos taken by J. Stachowiak



Joanna HAYDUKIEWICZ – Pelagiczne utwory turneju w południowo-wschodniej części Gór Bardzkich  
Tournaisian pelagic rocks in southwestern part of the Góry Bardzkie