

WIEK FORMACJI SKALSKIEJ DEWONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO

UKD 551.734.4.022.2:564.391:591.524.112(26):552.521(438.132:23Góry Świętokrzyskie)

Dewon synkliny bodzentyńskiej, odsłonięty w licznych i obfitujących w doskonale zachowane skamieniałości profilach, należy do najciekawszych z paleontologicznego punktu widzenia sekwencji skalnych w Polsce. Zwłaszcza odsłonięcie formacji skalskiej w profilu Grzegorzowice—Skały, odkryte już w 1868 r. przez L. Zejsznera (36), stale dostarczają materiałów do licznych opracowań paleontologicznych (1–6, 8–11, 22–24, 31–34). Pełne wykorzystanie zgromadzonych danych paleontologicznych napotyka jednak podstawową trudność, jaką jest nie rozstrzygnięty dotychczas wiek tej formacji. Bowiem do tej pory nie opisano skamieniałości przewodnich, które pozwoliłyby na jednoznaczne skorelowanie jej ze stratotypami pięter środkowego dewonu.

EWOLUCJA POGLĄDÓW NA WIEK FORMACJI SKALSKIEJ

W 1950 r. J. Czarnocki wprowadził nazwę „seria skalska” dla ilasto-węglanowej serii skalnej pomiędzy dolomitami amfiporowymi w spągu a łupkami warstw świętomarskich w stropie (16). Większość późniejszych badaczy używała terminu „warstwy skalskie” dla oznaczenia tego samego kompleksu (5, 8, 30). Ostatnio F. Adamczak (6) zgodnie z zasadami międzynarodowego kodeksu nomenklatury stratygraficznej (7) formalnie ją zdefiniował, nadając jej rangę formacji.

Jakkolwiek środkowodewoński wiek osadów węglanowych oraz ilastych odsłoniętych w profilu Grzegorzowice—Skały od początku nie wzbudzał wątpliwości (36), to znaczne rozbieżności można znaleźć w literaturze co

do miejsca w profilu, gdzie przebiegać miałaby granica między eiflem a żywetem. M. Pajchłowa (30) szczegółowo rozdzielając profil na serie i kompleksy zgodziła się z wcześniej wypowiedzianymi poglądami o żyweckim wieku „serii” skalskiej (16). Do podobnych wniosków doszła również G. Biernat (11), na podstawie zespołu ramienionogów uznając, że „warstwy” skalskie odpowiadają wiekowi dolnemu żywetowi. Natomiast F. Adamczak (6, 7) włączył formację skalską do eiflu, granicę pomiędzy eiflem i żywetem stawiając w spągu warstw świętomarskich.

Argumenty wysuwane na rzecz każdej z tych interpretacji dotyczą podobieństwa całych zespołów skamieniałości z poszczególnych grup systematycznych pomiędzy formacją skalską a warstwami z innych regionów o precyzyjniej określonym wieku. Nawet jeśli przypadkowo prowadzi to do zgodnego z prawdą datowania, to wnioskowanie na takich podstawach musi wzbudzać poważne zastrzeżenia metodologiczne. Szczególnie dotyczy to oznaczeń wieku na podstawie procentowego udziału gatunków wspólnych pomiędzy warstwami różnego wieku z różnych regionów. Mimo pozorów obiektywizmu łatwo bowiem wówczas o pomyłki wynikające z faktu, że podobieństwa i różnice w strukturze zespołów skamieniałości organizmów bentonicznych są powodowane głównie przez czynniki facjalne i paleozoogeograficzne. Może być więc tak, że pewne specyficzne zespoły długo trwających w czasie geologicznym gatunków mogą mieć krótkotrwałe, ale niesynchroniczne w różnych częściach zbiornika zasięgi, jeśli krótko trwały odpowiednie dla ich rozwoju, a zmienne w obrębie zbiornika, warunki. Szczególnie w przypadku sekwencji regresywnych lub transgresywnych niewielkie są

podstawy do przypuszczenia, że zmiany warunków życia bentosu były w obrębie całego zbiornika synchroniczne. Wręcz przeciwnie, pomijając czynniki o globalnej naturze, bardziej oczywista jest ich niesynchroniczność.

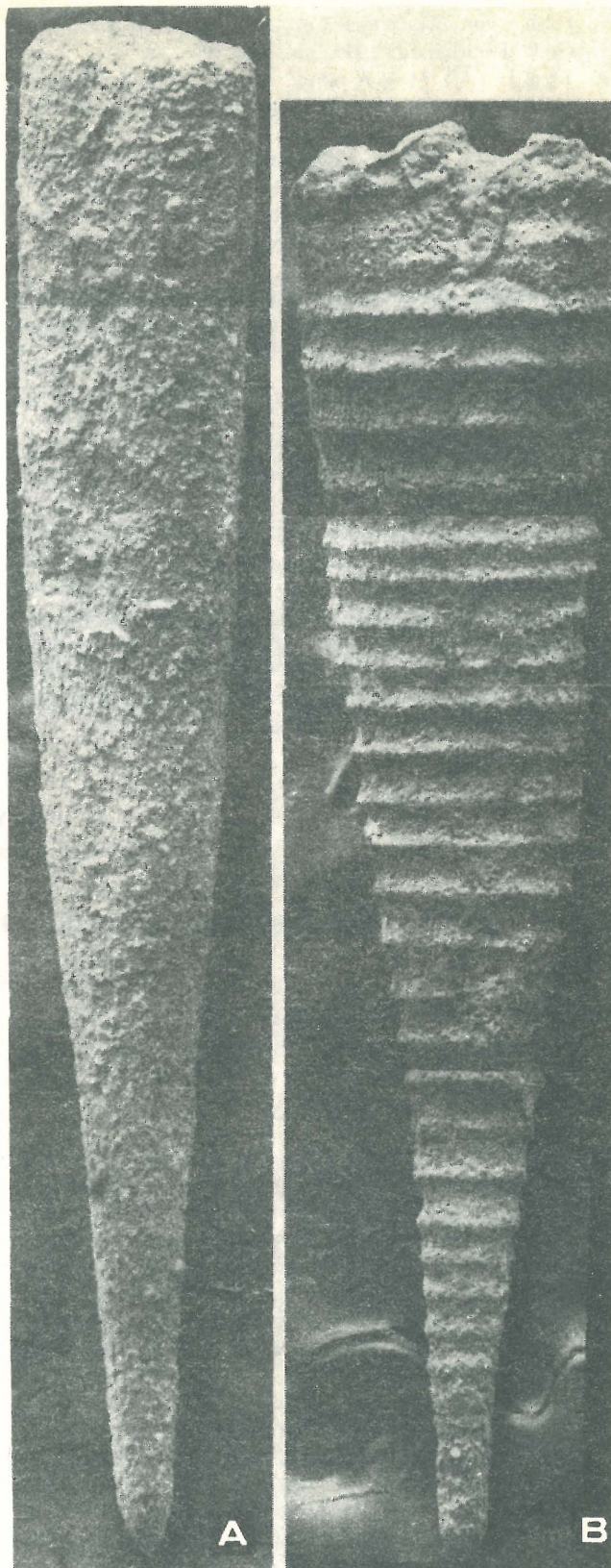
Możliwości ominięcia tych ograniczeń metodologicznych zawierają się w oparciu korelacji wiekowej na odтворzonym przebiegu ewolucji poszczególnych gatunków organizmów bentonicznych w obrębie całego zbiornika lub też na następstwie gatunków niezależnych od zmian czynników sedimentacyjnych organizmów pelagicznych. W przypadku formacji skalskiej nadarza się okazja do połączenia tych dwu metod wnioskowania stratygraficznego poprzez oparcie datowania na danych o przebiegu ewolucji pelagicznych tentakulitów, występujących w jej obrębie.

WARTOŚĆ BIOSTRATYGRAFICZNA PELAGICZNYCH TENTAKULITÓW

W najniższym dewonie z bentonicznych, grubościennych tentakulitów wyodrębniła się grupa cienkoskorupowych, przeważnie wyraźnie podłużnie ornamentowanych form (12). Na podstawie występowania w pelagicznych facjach i nadzwyczaj szerokiego geograficznego rozprzestrzenienia poszczególnych gatunków sądzi się, że były one organizmami pelagicznymi. Bardzo duże tempo ewolucji i wspomniane szerokie rozprzestrzenienie geograficzne czyni z nich jedno z najprecyzyjniejszych narzędzi biostratygrafii dolnego i środkowego dewonu (12, 20, 29), na równi z konodontami. Paradoksalne, że obydwie te grupy wymarłych organizmów, zajmujące tyle uwagi paleontologów i biostratygrafów, mają nadal niewyjaśnioną przynależność systematyczną. Na temat ich pokrewieństw wypowiediano najrozmaitsze opinie (przegląd: 28). Znamienne są podobieństwa rozwoju embrionalnego tentakulitów i poprzedzających je wiekowo hyolitów (18). Na tej podstawie można postulować pokrewieństwo pomiędzy tymi dwiema wymarłymi grupami, łączonych w gromadę Coniconchia. Ponieważ hyolity są mięczakami (18), takąż przynależność systematyczną można postulować i dla tentakulitów. Skorupiaki pelagicznych tentakulitów są zewnętrznie podobne do muszli niektórych łodzików — różnice zawierają się w braku syfonu, odmiennej mikrostrukturze (kalcyt !) i mniejszych rozmiarach muszli embrionalnej tentakulitów.

Szczególne dla nas interesujący jest gatunek pelagicznego tentakulita *Nowakia otomari* Bouček występujący nader często w łupkach brachiopodowych i łupkach z *Microcyclus* (kompleksy XIV i XVI Pajchlowej) formacji skalskiej. Ewolucyjne pokrewieństwa tego gatunku są dość dobrze znane (29) — umożliwia to określenie stopnia wiarygodności korelacji wiekowych opartych na występowaniu tego gatunku. *N. otomari*, cechująca się niemal stożkową muszlą ornamentowaną przez ostre pierścienie i delikatne podłużne prążki, znana jest z północnej Afryki, Czech i pld.-wsch. Chin (12, 27, 29). W obrębie znanego obszaru jej występowania najbliższym morfologicznie spośród poprzedzających ją wiekowo gatunków jest *N. holynensis* Bouček (uważana niekiedy za podgatunek *N. maureri* Zagora), cechująca się muszlą w kształcie pocisku ornamentowaną przez grube pierścienie i bardzo wyraziste podłużne żeberka (ryc. 2).

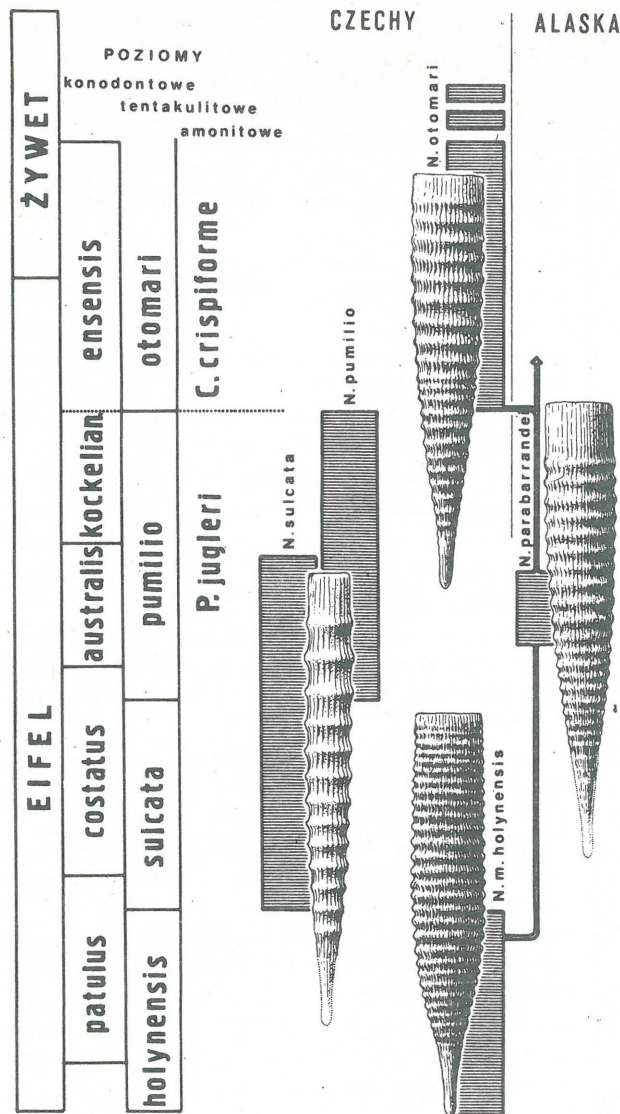
Aczkolwiek związek ewolucyjny między tymi gatunkami nie ulega wątpliwości, to dokładne określenie czasu, w którym nastąpiły poszczególne modyfikacje pokroju muszli napotyka na pewne trudności. Między zakresami wiekowego występowania tych gatunków istnieje bo-



Ryc. 1. Pelagiczne tentakulity z łupków z *Microcyclus* formacji skalskiej, profil Grzegorzowice—Skaly. A. *Striatostyliolina* sp., pow. 66 ×. B. *Nowakia otomari* Bouček, 1964, pow. 40 ×.

Fig. 1. Pelagic tentaculites from the *Microcyclus* Shales, Skaly Formation, Grzegorzowice—Skaly section, Holy Cross Mts. A — *Striatostyliolina* sp., × 66, B — *Nowakia otomari* Bouček, 1964, × 40

wiem luka, w czasie której na omawianym obszarze występują niespokrewnione z *N. otomari* gatunki *N. sulcata* (Roemer) i *N. pumilio* Alberti reprezentujące zapewne



Ryc. 2. Ewolucja linii pelagicznych tentakulitów *N. otomari* i *N. sulcata* na przełomie eiflu i żywetu, jej tło paleozoogeograficzne oraz korelacja różnych podziałów biostratygraficznych eiflu i dolnego żywetu (21, 29, 25).

Fig. 2. Evolution of lines pelagic of tentaculites *Nowakia otomari* and *N. sulcata* at the turn of the Eifelian and Givetian, its paleozoogeographic background and correlation of various biostratigraphic subdivisions of the Eifelian and Lower Givetian (21, 29, 25).

jedną linię ewolucyjną (12, 29). Można więc mieć wątpliwości, czy poziom *N. otomari*, którego dolna granica zdefiniowana jest jako pojawienie się gatunku nominatywnego, odpowiada wszędzie temu samemu przedziałowi czasowemu, skoro pojawienie się gatunku *N. otomari* na znanym obszarze jej występowania ma charakter nie ewolucyjny, lecz jest oczywistym przejawem rozszerzenia zasięgu („migracji”).

Nie sposób rozstrzygnąć tego zagadnienia bez uwzględnienia szerszych, teoretycznych uwarunkowań ewolucji tej grupy organizmów. Szczęśliwie, posłużyć się tu można pomocniczymi korelacjami w oparciu o ewolucję konodontów (25, 29), które w fałdach węglanowych mogą współwystępować z tentakulitami. Otóż w przedziale czasowym pomiędzy występowaniem *N. holynensis* i *N. otomari* w Europie, na Alasce występuje gatunek *N. parabarrandeii* Churkin et Carter, którego pokrój wskazuje na przynależność do tej samej linii ewolucyjnej, co *N. otomari* (15, 29).

Na podstawie dostępnych danych można więc stworzyć model filogenezy tej linii tentakulitów (ryc. 2). Zgodnie z nim *N. holynensis* została wyparta z Europy i pogranicznych regionów przez konkurencyjną linię *N. sulcata* i rozwijała się dalej, jako *N. parabarrandeii*, w obszarze obejmującym m. in. Alaskę. Po pewnym okresie przemian ewolucyjnych linia *N. sulcata* przegrała konkurencję z linią *N. otomari* i prawdopodobnie całkowicie wymarła. *N. otomari* jest ostatnim przedstawicielem rodzaju (29).

Obszar występowania pelagicznych tentakulitów w środkowej Europie był w czasie środkowego dewonu ograniczony od NE przez płytkowodne facje i ląd platformy wschodnioeuropejskiej (37). Wydaje się więc, że rozprzestrzenianie się faun pelagicznych organizmów na obszar dzisiejszych Gór Świętokrzyskich powinno następować raczej od SE. Oznacza to, że w Górach Świętokrzyskich *N. otomari* nie powinna się pojawić wcześniej niż w Czechach. Wniosek ten ma istotne znaczenie biostratygraficzne, pozwala bowiem na stwierdzenie, jaki najstarszy wiek geologiczny jest możliwy do przyjęcia dla formacji skalskiej. Za pośrednictwem Czech można powiązać formację skalską ze stratotypami pięter środkowego dewonu.

DATOWANIE FORMACJI SKALSKIEJ

W Czechach występowanie *N. otomari* ograniczone jest do formacji srbskiej (Srbsko Formation), szczególnie częsta jest ona w ogniwie łupków z Kačaka (12). Leżący w spągu wapień z Choteča zawiera *N. sulcata* (12, 14). Górna granica występowania *N. otomari* nie jest znana, bowiem górna granica formacji srbskiej ma charakter denudacyjny. W łupkach z Kačaka występuje fauna amonitowa razem z indeksowym dla swojego poziomu *Cabrieroceras crispiforme* (Kayser) (13). Poziom *C. crispiforme* uważany był do niedawna za najniższy poziom żywetu (12, 21), ale na podstawie konodontów udało się skorelować zawierający faunę tego poziomu wapień z Oderhäuser z najwyższą częścią stratotypu piętra eiflu (35). Konodonty wskazujące na ten poziom ostatnio znaleziono również w formacji srbskiej (29). Przedstawiona korelacja wydaje się dość pewna, bowiem wydzielenie konodontowego poziomu *ensensis* oparte jest na wydarzeniach ewolucyjnych w obrębie jednej linii, a mianowicie: dolna granica na ewolucyjnym powstaniu temporalnego podgatunku *Polygnathus xylus-ensensis* Ziegler et Klapper, górna na przekształceniu się tego podgatunku w gatunek *P. timorensis* Klapper, Philip et Jackson (35).

Z przedstawionych powyżej rozważań wynika, że łupki brachiopodowe i łupki z *Microcyclus* formacji skalskiej nie są starsze od najwyższego eiflu (amonitowy poziom *C. crispiforme*, konodontowy *ensensis*), a z superpozycji nad nimi warstw świętomarskich, które w profilu Świętomarz—Śniadka zawierają amonity poziomu *Maenioceras terebratum*, wynika, że nie są one młodsze od górnego żywetu. Najprawdopodobniej odpowiadają wiekowi pograniczu eiflu i żywetu. Postawienie dokładnej granicy pomiędzy eiflem i żywetem w profilu Grzegorzowice—Skały jest niemożliwe z przyczyn natury metodologicznej.

Powyższa konkluzja czytelnikowi naszej literatury przyzwyczajonemu do szczegółowego korelowania bardzo drobnych jednostek na podstawach biostratygraficznych, może się wydać nieostrożna w porównaniu z rozwlekłością przedstawionych wcześniej dociekań. Należy jednak pamiętać o tym, że zwiększenie obiektywności wyznaczeń biostratygraficznych wcale nie musi prowadzić do coraz większej szczegółowości korelacji — częściej raczej rozwiewa nasze złudzenia, co do możliwości biostratygrafii (19).

1. Adamczak F. — *Polzygia* Gürich, an ostracod genus from the Givetian of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeont. Pol. 1956, no. 1.
2. Adamczak F. — The ontogeny and evolution of *Kozłowskiella* Přibyl (Ostracoda), Ibidem 1958 no. 2.
3. Adamczak F. — Eridostraca — a new suborder of ostracods and its phylogenetic significance. Ibidem 1961 no. 2.
4. Adamczak F. — On the genus *Poloniella* Gürich (Ostracoda), Ibidem 1961 no. 3.
5. Adamczak F. — Palaeocopa and Platycopa (Ostracoda) from the Middle Devonian rocks in the Holy Cross Mountains, Poland. Stockholm Contr. Geol. 1968 vol. 17.
6. Adamczak F. — Middle Devonian Podocopida (Ostracoda) from Poland, their morphology, systematics and occurrence. Senckenbergiana lethaea 1976 no. 4/6.
7. Alexandrowicz S., Birkenmajer K., Burchart J., Cieśliński S., Dadlez R., Kutek J., Nowak W., Orłowski S., Szulczewski M. i Teller L. — Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Wyd. Geol., Warszawa 1975.
8. Biernat G. — Middle Devonian Orthoidea of the Holy Cross Mountains and their ontogeny. Palaeont. Pol. 1959 vol. 10.
9. Biernat G. — *Diorygma atrypophilia* n. gen. n. sp., a parasitic organism of *Atrypa zonata* Schnur, Acta Palaeont. Pol. 1961 no. 1.
10. Biernat G. — Middle Devonian Atrypacea (Brachiopoda) from the Holy Cross Mountains, Poland. Ibidem 1964 no. 3.
11. Biernat G. — Middle Devonian brachiopods of the Bodzentyn syncline (Holy Cross Mountains, Poland). Palaeont. Pol. 1966 vol. 17.
12. Bouček B. — The tentaculites of Bohemia, their morphology, taxonomy, ecology, phylogeny, and biostratigraphy. ČSAV, Praha 1964.
13. Chlupáč I. — The oldest goniatite faunas and their stratigraphical significance. Lethaia 1976 vol. 9.
14. Chlupáč I., Lukeš P. and Zikmundová J. — The Lower/Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area, Czechoslovakia. Geologica et Palaeontologica 1979 vol. 13.
15. Churkin M. jr. and Carter C. — Devonian tentaculitids of east-central Alaska; systematics and biostratigraphic significance. J. Paleont. 1970 no. 1.
16. Czarnocki J. — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Pr. Państw. Inst. Geol. 1950 vol. 1.
17. Duszyńska S. — Foraminifera from the Middle Devonian of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeont. Pol. 1956 no. 1.
18. Dzik J. — Larval development of hyolithids. Lethaia 1978 vol. 11.
19. Dzik J. and Trammer J. — Gradual evolution of conodontophorids in the Polish Triassic. Acta Palaeont. Pol. 1980 no. 1.
20. Hajłasz B. — Tentakulity i ich znaczenie dla stratygrafii (dolny dewon). Kwart. Geol. 1976 nr 2.
21. House M. — Biostratigraphy of the early Ammonoidea. Spec. Pap. Palaeont. 1979 vol. 23.
22. Kielan Z. — Les trilobites Mésodévonien des Monts de Sainte Croix. Palaeont. Pol. 1954 vol. 6.
23. Kiepusa M. — Devonian Bryozoans of the Holy Cross Mountains, Poland. Part I: Ctenostomata. Acta Palaeont. Pol. 1965 no. 1.
24. Kiepusa M. — Ibidem Part. II. Cyclostomata and Cystoporata. Ibidem 1973 no. 4.
25. Klapper G. and Ziegler W. — Devonian conodont biostratigraphy. Spec. Pap. Palaeont. 1979 vol. 23.
26. Kongiel R. — Nowy gatunek *Ammonicerinus* i jego występowanie w Polsce. Pr. Muz. Ziemi 1958 nr 2.
27. Lardeaux H. — Les tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord. Cahiers de Paléontologie 1969, CNRS, Paris.
28. Larsson K. — Silurian tentaculitids from Gotland and Scania. Fossils and Strata 1979 vol. 11.
29. Lütke F. — Biostratigraphical significance of the Devonian Dacryoconarida. Spec. Pap. Palaeont. 1979 vol. 23.
30. Pajchłowa M. — Dewon w profilu Grzegorzowice-Skały. Biul. Inst. Geol. 1956 vol. 122.
31. Přibyl A. — Skořepatci polského středního devonu (givetu) z profilu Grzegorzowice-Skały w horách Svatokřížských. Sborník Ústř. Úst. Geol. 1953 vol. P 20.
32. Piotrowski A. — Genus *Ammonicerinus* (Crinoidea) from the Middle Devonian of the Holy Cross Mts (Poland). Acta Palaeont. Pol. 1977 no. 2.
33. Rózkowska M. — Pachyphyllinae from the Middle Devonian of the Holy Cross Mountains, Part I. Ibidem 1956 no. 4.
34. Stasińska A. — Tabulata, Heliolitida et Chaetetida du Dévonien moyen des Monts de Sainte-Croix. Ibidem 1958 no. 3/4.
35. Weddige K. — Die Conodonten der Eifel — Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. Senckenbergiana lethaea 1977 no. 4/5.
36. Zeuschner L. — Geognostische Beschreibung der mittleren devonischen Schichten zwischen Grzegorzowice und Skały-Zagaje bei Nowa Słupia. Z. Deutsch. Geol. Ges. 1869, vol. 21.
37. Ziegler P. A. — North-Western Europe: tectonic and basin development. Geologie en Mijnbouw 1978 no. 4.

SUMMARY

The pelagic tentaculite species *Nowakia otomari* Bouček, indicative for its own zone, has been found in the Brachiopod Shale and Microcyclus Shale of the Skały Formation, Holy Cross Mts, Poland. *N. otomari* occurs also in Bohemia in the Srbsko Formation being abundant in its lower part — Kačák shales (12). However, the underlying Choteč Limestone contains the tentaculites of *N. sulcata* lineage, which cannot be ancestral for *N. otomari* (12, 29). The question arises whether the appearance of *N. otomari*, certainly an effect of expansion of distribution area, was synchronous in the Holy Cross Mts. and Bohemia. It is suggested that development of *N. otomari* took place in the allopatric, in relation to *N. sulcata*, lineage and that the appearances and disappearances of these two lineages in Mid-Europe were results of ecological competition between them. Taking into account palaeogeographic

factors it can be expected that invasion of the Holy Cross Mts. area by *N. otomari* should occur not earlier than of Bohemia. Therefore, the Brachiopod Shale of the Skały Formation is not older than the Kačák shales, which contain ammonites of *C. crispiforme* Zone, and most probably it is of latest Eifelian or earliest Givetian age.

РЕЗЮМЕ

Присутствие пелагического тентакулита *Nowakia otomari* Bouček в брахиоподовом сланце скальской формации Свентокшиских гор (Польша) датирует возраст сланца как переходный: верхнеэйфельский-нижнеживетский (аммонитовая зона *Cabrieroceras crispiforme*).