ANNALES SOCIETATIS GEOLOGORUM POLONIAE
ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

v. 54-3/4: 293 – 334 Kraków 1984

Kazimiera MALIK, Barbara OLSZEWSKA

STUDIUM SEDYMENTOLOGICZNE I MIKROPALEONTOLOGICZNE WARSTW GRODZISKICH W PROFILU ŻEGOCINY (KARPATY FLISZOWE)

(pl. I – X i 6 fig.)

Sedimentological and micropaleontological study of the Grodziszcze Beds at Żegocina (Flysch Carpathians)

(Pl. I – X and 6 Figs.)

Kazimiera Malik, Barbara Olszewska: Sedimentological and micropaleontological study of the Grodziszcze Beds at Żegocina (Flysch Carpathians). Summary. Ann Soc. Geol. Poloniae, 54-3/4: 293 – 334, 1984 Kraków.

Abstract: The Grodziszcze Beds, a lower Cretaceous sandy facies of the Polish flysch Carpathians originated, for the most part, from various processes of gravitational transport. In the outcrop at Żegocina the deposits resulting from debris flows, turbidity currents as well as those accumulated from suspension had been recognized. A part of clayey shales displays the features of hemipelagic sediments.

Each of the recognized lithofacies contained specific foraminiferal assemblages with different contribution of allo- and autochthonous species. Among the latter, occuring in hemipelagic layers, species with arenaceous tests predominated. The autochthonous, arenaceous fauna comparable to Haig's (1979) "Recurvoides Association" suggests that deposition of the Grodziszcze Beds occured at lower bathyal depths. Upper Barremian age of the strata had been assumed on the base of foraminifera.

Key words: deep-water clastic sedimentation, gravitational sediment transport, facies analysis, foraminifera, stratigraphy, paleoecology, Barremian, Polish Carpathians.

Kazimiera Malik: Silesian University, Mielczarskiego 1, 41-200 Sosnowiec.

Barbara Olszewska: Geological Institute, Carpathian Branch, Skrzatów 1, 31-560 Kraków.

manuscript received: Mai, 1983 accepted: August, 1983

Treść: W wyniku badań sedymentologicznych warstw grodziskich w profilu Żegociny wyróżniono kilka litofacji, których powstanie związane jest z różnymi procesami transportu grawitacyjnego. Wyróżniono litofacje: żwirowców ilastych, piaskowców, margli, łupków mułowcowych i ilastych. Część tych ostatnich powstała w wyniku spokojnej sedymentacji. Każda z wyróżnionych litofacji zawierała inne zespoły otwornic z różnym udziałem gatunków allo- i autochtonicznych. Faunę autochtoniczną stanowią otwornice o skorupkach krzemionkowych stwierdzone w utworach hemipelagicznych. Otwornice te tworzą zespół porównywalny do „Recurvoides Association" Haiga (1979), co sugeruje niższy batiał jako środowisko powstania badanych warstw grodziskich. Na podstawie otwornic wiek tych utworów określono na górny barrem.

WSTĘP

Okolice Żegociny leżą w pasie okien tektonicznych występujących na przedpolu jednostki magurskiej. Pas ten ciągnie się równoleżnikowo od Rajbrotu w kierunku zachodnim na przestrzeni około 40 km. Jednostka śląska tworzy tu skomplikowaną strukturę antyklinalną, w której jądrze odsłaniają się utwory jednostki podśląskiej. Struktura ta jest określana jako strefa lanckorońsko-żegocińska (Książkiewicz, 1953, 1972). Jej najbardziej wschodnia część została wydzielona przez K. Skoczylas-Ciszewską (1960) jako strefa żegocińska.

Budowa geologiczna okolic Żegociny już od końca ubiegłego stulecia była często przedmiotem dyskusji (Uhlig, 1888; Szajnocha, 1902; Limanowski, 1905; Zuber, 1905, 1918). Wyjaśnienie skomplikowanej budowy geologicznej tego obszaru nastąpiło jednak stosunkowo późno (Skoczylas-Ciszewska, 1960). Strefa żegocińska jest zbudowana z górnokredowo-paleogeńskich osadów jednostki podśląskiej przykrytych płatami utworów kredy dolnej należącymi do jednostki śląskiej. Osady obu jednostek są wzajemnie ze sobą przefałdowane i rozbite na kilka drugorzędnych i ponasuwanych na siebie łusek (Skoczylas-Ciszewska *op. cit.*).

Utwory kredy dolnej są reprezentowane w okolicach Żegociny przez górne łupki cieszyńskie, warstwy grodziskie, łupki wierzowskie i warstwy lgockie. Kontakty poszczególnych wydzieleń mają często charakter tektoniczny, nawet w przypadku monoklinalnie zapadających kompleksów skalnych o ciągłym następstwie ogniw kredy dolnej. Warstwy grodziskie występują w strefie żegocińskiej w formie kilku izolowanych płatów (fig. 1), spośród których jedynie obszar wychodni w miejscowości Żegocina jest dostępny dla bezpośrednich obserwacji geologicznych.

Profil warstw grodziskich w Żegocinie jest jednym z najwcześniej udokumentowanych stanowisk tych utworów w Karpatach fliszowych. Kompleks ten został zaliczony przez Uhliga (1888) do hoterywu na podstawie przesłanek litologicznych oraz występowania głowonogów (*Belemnites bipartitus* Blainville, *Hoplites* sp., *Haploceras* sp., *Aptychus angulicostatus* Pictet et Loriol, *Aptychus didayi* Coquand). Pogląd ten, w prawie niezmienionej formie, przetrwał do chwili obecnej.

Badania sedymentologiczne i mikropaleontologiczne profilu warstw grodziskich w Żegocinie, wykonane przez autorki w końcu lat siedemdziesiątych, przyniosły szereg nowych spostrzeżeń. Po raz pierwszy udało się zestawić prawie kompletny profil występujących tu warstw grodziskich (fig. 2, 3). Przeprowadzono analizę osadów pod kątem litologii, facji, struktur sedymentacyjnych, wskaźników kierunkowych transportu, przebiegu i tempa akumulacji osadów (K. Malik). Równocześnie wykonano badania biostratygraficzne i paleoekologiczne małych otwornic (B. Olszewska). Uzyskane wyniki pozwoliły na zweryfikowanie dotychczas przyjmowanego wieku warstw grodziskich w Żegocinie oraz na określenie środowiska sedymentacji tych warstw w południowej części basenu śląskiego. W świetle zebranych danych pierwszy etap wyraźnej aktywności kordyliery śląskiej w tym rejonie miał miejsce w późnym barremie.

Prowadzona równolegle analiza sedymentologiczna i mikropaleontologiczna pozwoliła również na sformułowanie pewnych uwag metodycznych dotyczących

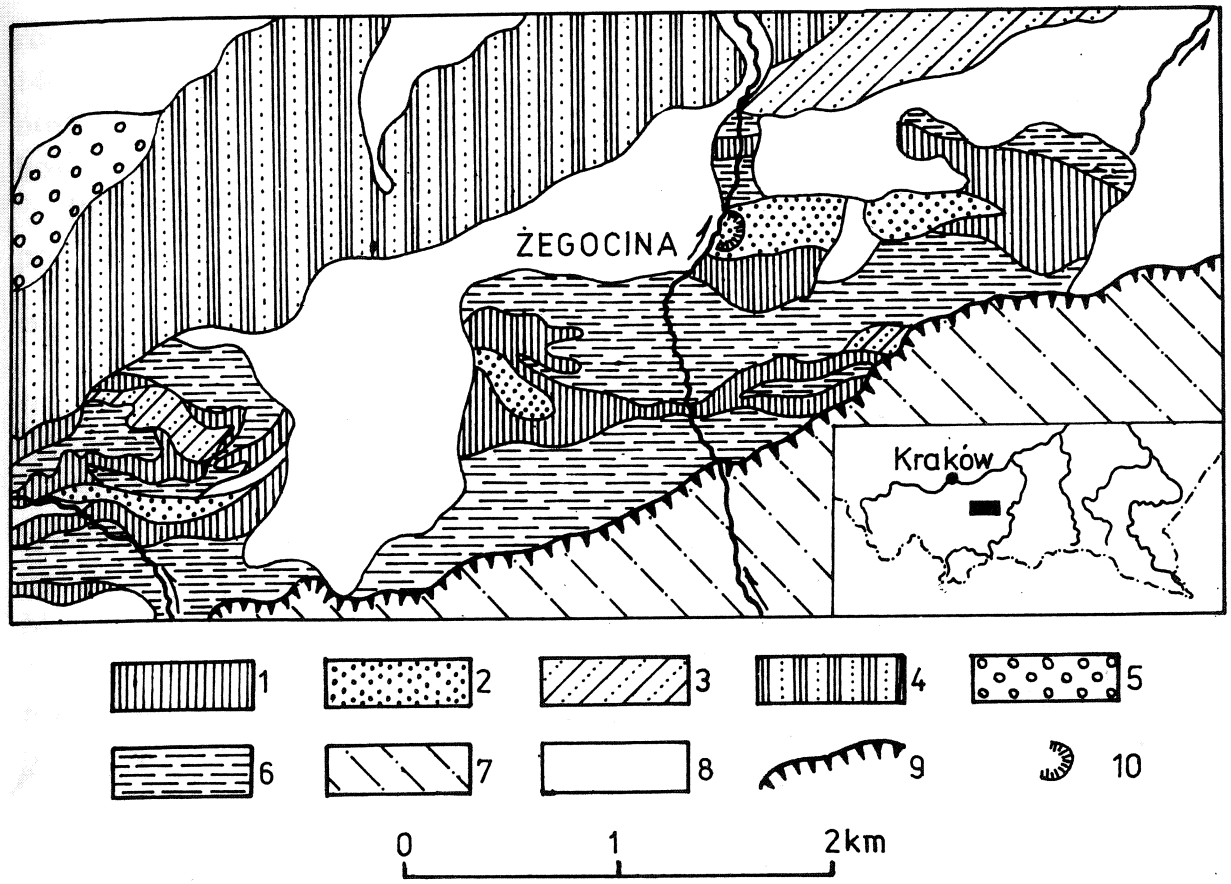


Fig. 1. Mapa geologiczna okolic Żegociny (wg. Skoczylas-Ciszewskiej, 1960). Płaszczowina śląska: *1* – górne łupki cieszyńskie, *2* – warstwy grodziskie, *3* – warstwy lgockie, *4* – warstwy godulskie, *5* – warstwy istebniańskie; płaszczowina podśląska: *6* – łupki i margle pstre oraz margle żegocińskie; płaszczowina magurska: *7* – piaskowce magurskie i warstwy podmagurskie; *8* – czwartorzęd, *9* – linia nasunięcia jednostki magurskiej, *10* – kamieniołom

Fig. 1. Geological map of Żegocina area (Skoczylas-Ciszewska, 1960). Silesian nappe: *1* – Upper Cieszyn Shales, *2* – Grodziszcze Beds, *3* – Lgota Beds, *4* – Godula Beds, *5* – Istebna Beds; Subsilesian nappe: *6* – variegated shales and marls, Żegocina Marls; Magura nappe: *7* – Magura Sandstones, Sub-Magura Beds; *8* – Quaternary, 9 – line of overthrust of Magura nappe, *10* – quarry

poprawności wyznaczania wieku osadów resedymentowanych na podstawie mikro- i makrofauny oraz umożliwiła rekonstrukcję warunków paleobatymetrycznych basenu na podstawie danych paleoekologicznych i litofacjalnych.

CHARAKTERYSTYKA FACJALNA PROFILU WARSTW GRODZISKICH W ŻEGOCINIE

Warstwy grodziskie odsłaniają się w północnej części miejscowości Żegocina, w nieczynnym kamieniołomie położonym po prawej stronie szosy w kierunku Bochni oraz w dolinie Potoku Żegocińskiego (fig. 1, 2). Obserwacje litologiczne dotyczące samego kamieniołomu w ogólnym zarysie zgadzają się z wcześniejszymi ustaleniami Uhliga (1888) i Skoczylas-Ciszewskiej (1960). Stan odsłonięć w końcu lat siedemdziesiątych umożliwił wykonanie wielu nowych spostrzeżeń szczególnie dotyczących wykształcenia spągowej i stropowej części warstw grodziskich. Obserwacje sedymentologiczne zestawiono na kilku profilach szczegółowych, prezentujących zmienność wykształcenia pionowego i lateralnego badanych utwo-

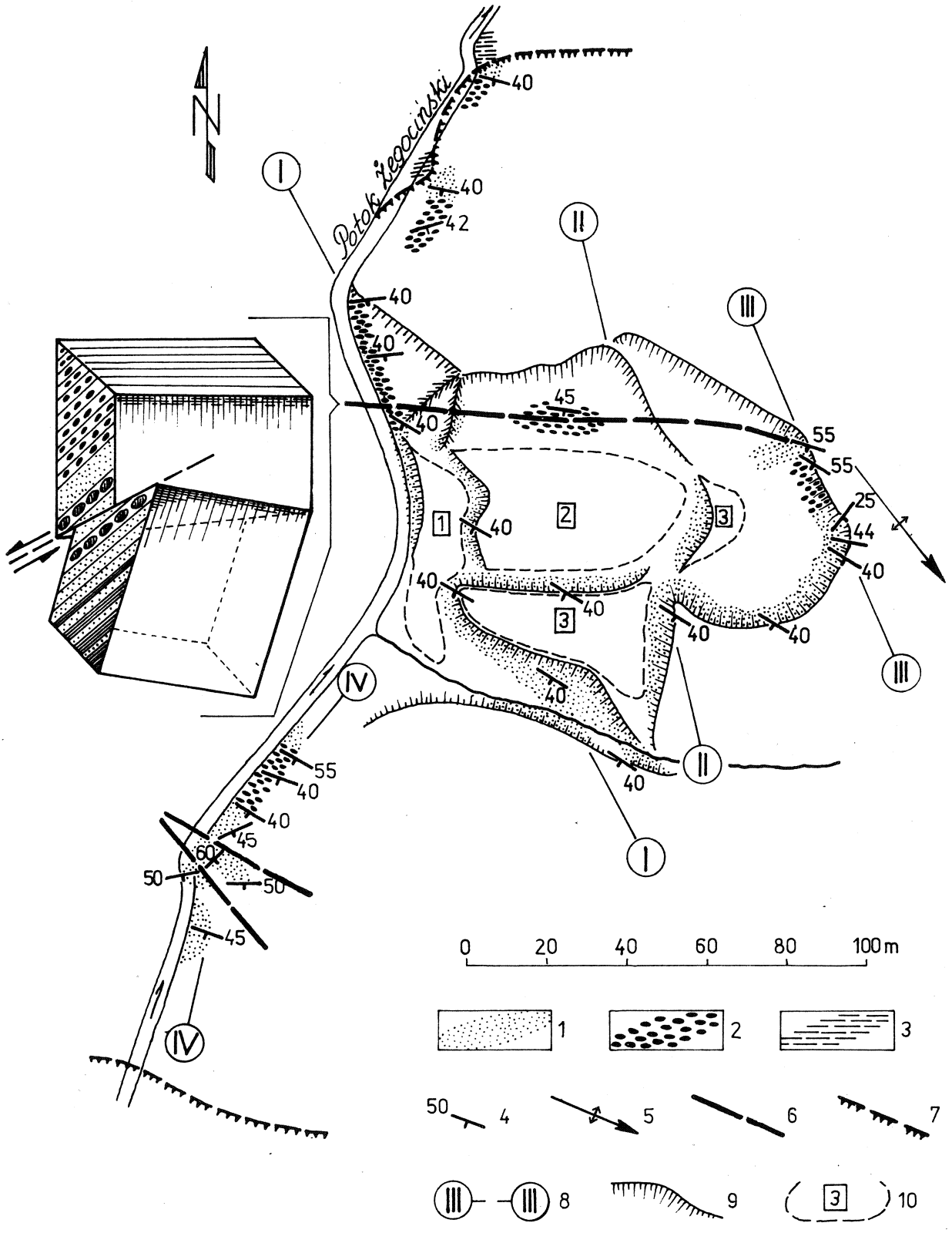


Fig. 2. Szkic sytuacyjno-geologiczny kamieniołomu warstw grodziskich w Żegocinie. Warstwy grodziskie: *1* – piaskowce i łupki, *2* – żwirowce ilaste, *3* – margle szare jednostki podśląskiej, *4* – upad warstw, *5* – oś antykliny, *6* – uskoki inwersyjno-zawiasowe, *7* – linie nasunięć, *8* – lokalizacja profilów szczegółowych z fig. 3, *9* – ważniejsze skarpy kamieniołomu, *10* – poziomy eksploatacji kamieniołomu

Fig. 2. Sketch of geological setting of the Grodziszcze Beds quarry at Żegocina. Grodziszcze Beds: *1* – sandstones and shales, *2* – pebble mudstones, *3* – grey marls of Subsilesian nappe, *4* – beds dipping, *5* – anticlinal axial line, *6* – hinge-inversed faults, *7* – lines of overthursts, *8* – location of the columnar sections described on Fig. 3, *9* – major quarry bluffs, *10* – quarry working floors

rów (fig. 3). Warstwy grodziskie występujące w Żegocinie mają miąższość około 140 m. Ich dolną granicę wyznacza kontakt tektoniczny z szarymi marglami jednostki podśląskiej (fig. 2), widoczny w skarpach Potoku Żegocińskiego na wysokości stacji CPN w Żegocinie.

Poniżej przedstawiono zbiorczy opis litofacjalny dla poszczególnych odcinków profilu.

Potok Żegociński – poniżej kamieniołomu

0 – 4 m – żwirowce ilaste zawierające luźno rozmieszczone w matriks półostrokrawędziste bloki skał krystalicznych o średnicy 30 – 110 cm

Matriks jest wykształcony jako wapnisty, ciemnoszary mułowiec wykazujący lokalnie łupkową oddzielność. Dość licznie występują nawet kilkudziesięciocentymetrowe intraklasty szarych margli, resedymentowanych w stanie plastycznym. Mają one nieregularny, często zdeformowany kształt i nieostre, rozmyte powierzchnie graniczne. Intraklasty i matriks zawierają podobne wiekowo zespoły otwornic. Ku górze opisywanego przedziału bloki egzotykowe oraz intraklasty margli zanikają, a osad jest wykształcony w postaci wapnistych łupków mułowcowych.

4 – 30 m – wykształcenie bardzo zmienne

Obok żwirowców ilastych z pojedynczymi egzotykami i blokami ankerytów występują pakiety łupków ilastych z cienkimi ławicami szarych piaskowców wapnistych pociętych strzałką kalcytową lub też pojawiają się zespoły podobnych łupków z cienkimi ławicami ankerytów. Brak informacji o charakterze granic pomiędzy wymienionymi typami litologicznymi nie pozwala na ustalenie ich wzajemnego stosunku. Jednakże ze względu na wykształcenie niżej i wyżej leżących utworów można przypuszczać, że ta część profilu zbudowana jest również ze żwirowców ilastych, wykształconych w nieco odmienny sposób. Prawodopodobnie odznaczają się one znacznym udziałem dużych intraklastów (bloków) materiału resedymentowanego.

Ta część profilu jest obserwowana w bardzo małych odsłonięciach w prawobrzeżnej skarpie Potoku Żegocińskiego, tuż poniżej kamieniołomu.

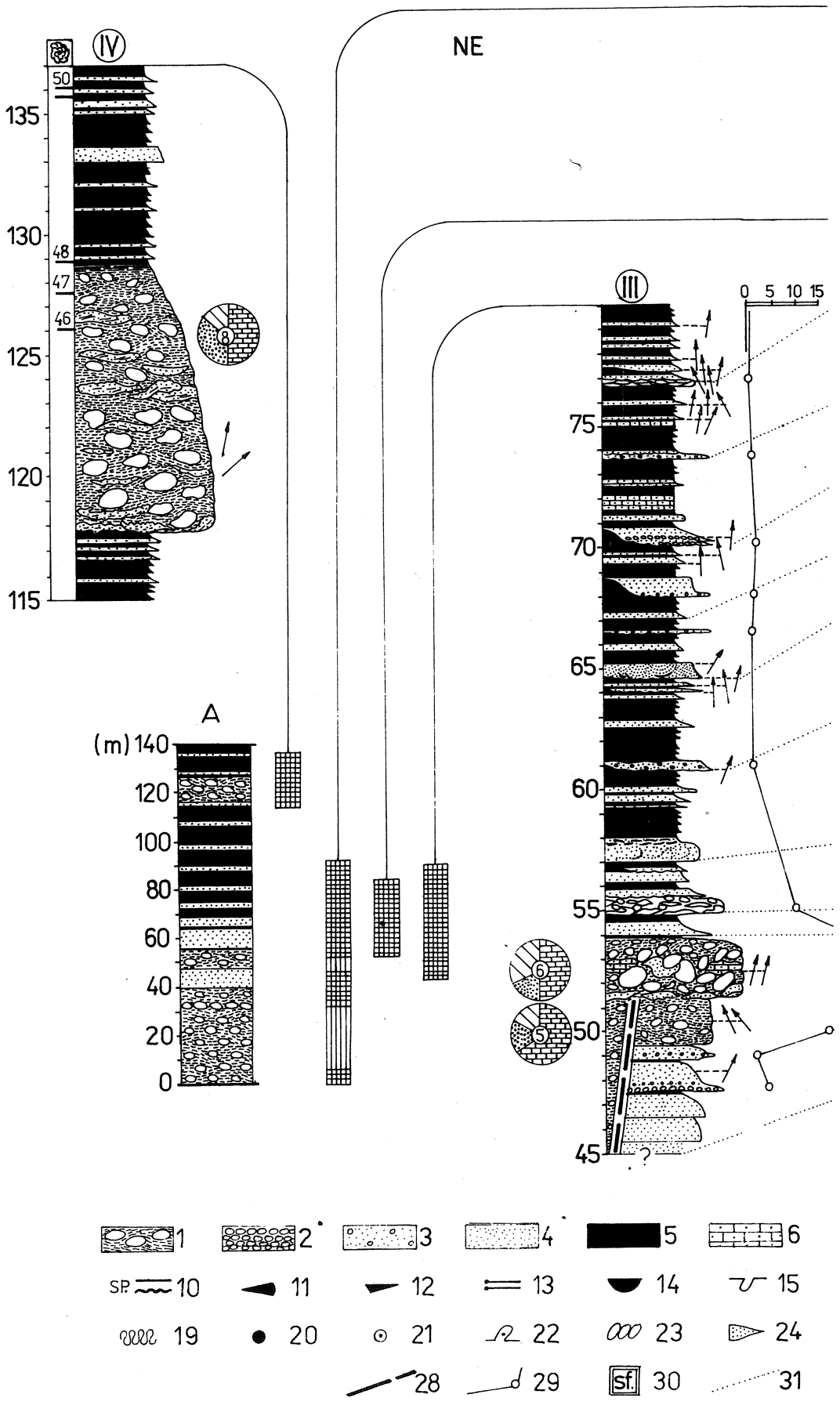
Kamieniołom

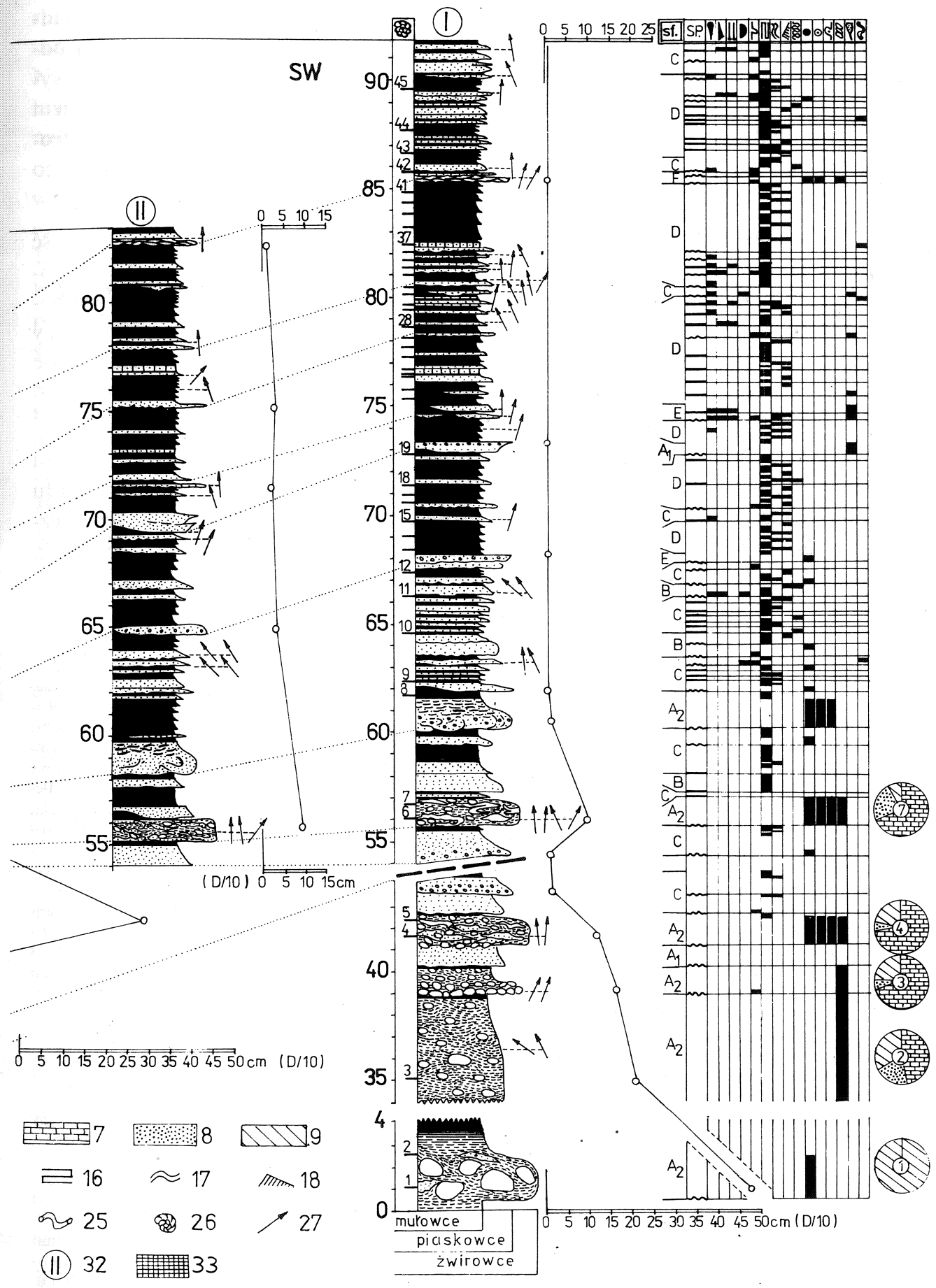
30 – 39 m – żwirowce ilaste z pojedynczymi otoczakami skał egzotykowych o wielkości do kilkunastu centymetrów (pl. I, fig. 1)

Lokalnie występują elipsoidalne bloki ankerytów osiągające średnicę do 60 cm. Wapnisty, ilasto-mułowcowy matriks wykazuje duży stopień jednorodności. Intraklasty resedymentowanych mułowców i piaskowców występują w znikomej ilości. Na uwagę zasługuje jednolite wykształcenie osadu w całym przedziale miąższości oraz brak uławicenia.

39 – 58,5 m – gruboławicowe piaskowce gruboziarniste i żwirowce ilaste

W obrębie tych piaskowców stwierdzono dużą dyslokację o przebiegu W – E. Dyslokacja ta ma charakter uskoku zawiasowego, inwersyjnego (pl. I, fig. 2). Po przeciwległej stronie punktu rotacji naprężenia zostały rozładowane w formie


NE
IV
III
A
(m)
135
130
125
120
115
140
120
100
80
60
40
20
0
75
70
65
60
55
50
45
0 5 10 15
50
48
47
46
8
6
5
?
1
2
3
4
5
6
SP.
10
11
12
13
14
15
19
20
21
22
23
24
28
29
sf.
30
31


SW
I
II
sf.
SP
0 5 10 15 20 25
0 5 10 15
(D/10) 0 5 10 15cm
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50cm (D/10)
mułowce
piaskowce
żwirowce
7
8
9
16
17
18
25
26
27
32
33

dość płaskiej antykliny. O inwersyjnym charakterze opisywanej dyslokacji świadczy przypuszczalne powtórzenie się w profilu I (fig. 3) tych samych warstw na odcinku 40 – 44 m oraz 54 – 58 m, a także mała szerokość strefy dyslokacyjnej wynosząca około 50 cm (pl. I, fig. 2). Uskok ten jest zgodny z ogólnym kierunkiem struktur tektonicznych w strefie żegocińskiej tj. wschód – zachód. Wzdłuż stromo ustawionej płaszczyzny uskoku, lekko pochylonej ku południowi, skrzydło północne zostało zrzucone przynajmniej o 15 m.

Na skutek powyższych odkształceń tektonicznych bardzo interesująca część profilu III (44 – 54 m) nie znajduje kontynuacji w pozostałych profilach szczegółowych. Zasadniczym rysem tego odcinka profilu jest obecność wybitnie gruboklastycznych żwirowców ilastych (pl. II, fig. 1, 2) zawierających obtoczone głazy wapieni i skał krystalicznych, a także płaty zdeformowanych plastycznie ławic margli, piaskowców i mułowców, Rozmiary tych klastów wynoszą zwykle po kilkadziesiąt centymetrów, a nierzadko przekraczają 1 m średnicy.

Miąższość ławic piaskowców i żwirowców w omawianym odcinku profilu wynosi 0,5 – 2,8 m, średnio – 1,2 m. Stosunek GS/D (czyli miąższość osadu grubo- i/lub średnioklastycznego do drobnoklastycznego w ławicach genetycznych) jest tu bardzo wysoki i osiąga przeciętną wartość 31,3. Ławice wykazują znaczną ciągłość lateralną, jednakże w kierunku NE (tj. prostopadle do wekto-

Fig. 3. Profile szczegółowe warstw grodziskich w Żegocinie. Litologia w profilach pionowych: *1* – żwirowce ilaste (parazlepieńce), *2* – zlepieńce drobnoziarniste (ortozlepieńce), *3* – piaskowce zlepieńcowate, *4* – piaskowce, *5* – łupki ilaste i mułowcowe, *6* – margle; litologia w diagramach kołowych obrazujących skład petrograficzny egzotyków w ławicach żwirowców ilastych: *7* – wapienie (dolnokredowe, jurajskie i paleozoiczne), *8* – piaskowce przedkredowe, *9* – skały krystaliczne; symbole struktur sedymentacyjnych: *10* – morfologia spągu ławic, płaska lub nierówna, *11* – odlewy jamek wirowych, *12* – odlewy zadziorów uderzeniowych, *13* – odlewy śladów wleczenia, *14* – odlewy rozmyć i kontaktów erozyjnych, *15* – struktury pogrązowe, *16* – laminacja płaska równoległa, *17* – laminacja falista (głównie lekko zdeformowana płaska laminacja równoległa), *18* – warstwowanie przekątne małej i dużej skali typu rynnowego, *19* – warstwowanie konwolutne, *20* – intraklasty mułowców i margli, *21* – intraklasty piaskowców, *22* – deformacyjne płaty zawinięte i fałdy sedymentacyjne, *23* – orientacja otoczaków i intraklastów, *24* – gwałtowne wyklinowywanie się ławic piaskowców, *25* – ślady pełzania i żerowania organizmów; inne oznaczenia w profilach: *26* – kolejne punkty pobrania próbek do badań mikropaleontologicznych, *27* – kierunki paleotransportu w poszczególnych ławicach wyznaczane na podstawie różnych wskaźników, *28* – uskoki, *29* – wykres parametru D/10 tj. przeciętnej średnicy 10 największych otoczaków w ławicach, *30* – symbole facji turbidytowych wg E. Mutti, F. Ricchi-Lucchi (1975), *31* – linie korelacyjne, *32* – numery profili; *33* – pozycja profili I – IV; A – całościowy profil warstw grodziskich

Fig. 3. Columnar sections of the Grodziszcze Beds at Żegocina. Lithology in columnar sections: *1* – pebble mudstones (paraconglomerates), *2* – fine-grained conglomerates (orthoconglomerates), *3* – pebble sandstones, *4* – sandstones, *5* – claystones and mudstones, *6* – marls; lithology in circular graphs describing the petrography of exotics present in pebble mudstones: *7* – limestones (Paleozoic, Jurassic, Cretaceous), *8* – pre-Cretaceous sandstones, *9* – crystalline rocks; indications of sedimentary structures: *10* – morphology of the layers base, plane or irregular, *11* – flute casts, *12* – prod casts, *13* – brush casts, *14* – erosional structures, *15* – load casts, *16* – plane horizontal lamination, *17* – wave-like lamination, (mainly deformed plane horizontal lamination), *18* – small and large scale cross lamination of the channel type, *19* – convolute lamination, *20* – intraclasts of mudstones and marls, *21* – intraclasts of sandstones, *22* – layers deformationally folded and sedimentary folds, *23* – orientation of pebbles and intraclasts, *24* – rapid pinching of sandstone layers, *25* – casts of animal grazing or moving; other symbols: *26* – localization of micropaleontological samples, *27* – paleotransport directions in succesive layers based on different indices, *28* – faults, *29* – D/10 graph i.e. average diameter of the 10 biggest pebbles in a layer, *30* – symbols of turbiditic facies according to E. Mutti, F. Ricchi-Lucchi (1975), *31* – correlation lines, *32* – numbers of columnar sections; *33* – position of columnar sections; A – lithologic column of the Grodziszcze Beds

ra paleotransportu) ich miąższość wyraźnie maleje. Powierzchnie spągowe ławic mają często charakter erozyjny, szczególnie w przypadku żwirowców ilastych. Nierówności spągowe wykazują lokalnie morfologię płytkich rozmyć lub kanałów erozyjnych. Piaskowce odznaczają się głównie normalną segregacją frakcjonalną ziarna. W stropowej części ławic rzadko pojawia się płaska laminacja równoległa, a zupełnie wyjątkowo warstwowanie przekątne małej skali, typu rynnowego. Ławice żwirowców na ogół nie wykazują uziarnienia frakcjonalnego, otoczaki są rozmieszczone równomiernie w całym przekroju ławicy (pl. III, fig. 1, 2). Jednak sporadycznie występują ławice gradacyjne, w których większość otoczaków jest skoncentrowana w dolnej części ławicy. W obu typach ławic żwirowców powszechnie jest rozwinięta orientacja otoczaków: izolowana imbrykacja niskokątowa oraz podłużna orientacja największych osi. W niektórych ławicach zwraca uwagę obfitość plastycznie zdeformowanych intraklastów margli, mułowców i piaskowców drobnoziarnistych (pl. II, fig. 2; pl. III, fig. 2) grupujących się przede wszystkim w ich spągowych partiach. Ławice turbidytowe omawianego odcinka profilu charakteryzują się sekwencjami Boumy: a/e, ab/e, sporadycznie abcde.

58,5 – 68 m – litofacja piaskowców i łupków ilasto-mułowcowych

Piaskowce w odmianach od drobnoziarnistych do zlepieńcowatych występują w ławicach miąższości 0,05 – 0,7 m, średnio 0,25 m. Udział łupków w profilu pionowym stopniowo wzrasta, na skutek czego wskaźnik GS/D maleje i wynosi przeciętnie 1,3. Ławice piaskowców ku NE wyklinowują się całkowicie lub częściowo. Sedymentacyjna redukcja miąższości w tym kierunku na odcinku 100 m wynosi średnio około 40%. Maksymalne przejawy erozji w spągu ławic wyrażają się obecnością płytkich rozmyć o głębokości do 3 cm i wydłużeniu osi N – S. Sporadycznie występują odlewy jamek wirowych i śladów wleczenia. Pozostałe nierówności spągowe mają charakter struktur pogrązowych.

W ławicach piaskowców zdecydowanie dominuje normalne uziarnienie frakcjonalne; wyjątkowo zaznacza się gradacja odwrotna. Pospolitymi strukturami są: płaska laminacja równoległa i falista oraz warstwowanie przekątne małej skali, typu rynnowego. Rzadziej występują struktury warstwowania konwolutnego. W obrębie grubszych ławic piaskowców pojawiają się niekiedy intraklasty mułowcowe. Omawiany przedział charakteryzuje się obecnością ławic turbidytowych typu: abcde, bcde, rzadko a/e i cde.

68 – 92 m – litofacja łupków i piaskowców

Dominującym elementem są łupki ilaste i mułowcowe. Piaskowce w większości są drobnoziarniste, rzadziej gruboziarniste lub zlepieńcowate. Wyjątkowo mogą się pojawiać zlepieńce drobnoziarniste i cienkie ławice żwirowców ilastych. Miąższość ławic piaskowców wynosi 0,02 – 0,50 m, średnio 0,16 m. Wskaźnik GS/D wynosi przeciętnie 0,5. Ławice wykazują ciągłość lateralną od kilkunastu do około 25 m. Nieliczne ławice o większym zasięgu są poziomami korelacyjnymi dla profilów szczegółowych (fig. 3). Miąższość korelowanych odcinków zmienia się przestrzennie, jednakże nie wykazuje ona uprzywilejowanego kierunku zmian, gdyż istnieje wzajemne dopełnianie się poszczególnych przedziałów. Pewne zespo-

ły ławic tej części profilu można uznać za sekwencje (cykle) o ziarnie i miąższościach malejących ku górze. Większość ławic piaskowców wykazuje soczewkowatą geometrię. Soczewki te są najczęściej silnie spłaszczone, niemniej jednak zarejestrowano wiele ławic zwiększających szybko swą miąższość na bardzo małym odcinku. Zjawisko gwałtownego skoku miąższości dotyczy zarówno ławic bardzo cienkich, jak i grubych. Małe formy (pl. IV, fig. 1) odznaczają się bezładną strukturą wewnętrzną, deformacjami pogrązowymi oraz brakiem znaczniejszych przejawów erozji w spągu. Formy duże, tj. soczewy miąższości do 80 cm, wyklinowujące się całkowicie na przestrzeni 1 – 2 m, zawierają wewnętrzne struktury sedymentacyjne (głównie trakcyjne) oraz wykazują w spągu obecność struktur pogrązowych i ślady erozji. Soczewkowate nabrzmienia ławic w większości są efektem deformacji synsedymentacyjnych i kompakcji wypukłych nagromadzeń osadu. Formy większe są przynajmniej częściowo wypełnieniami płytkich rynien erozyjnych. Do częstych struktur w omawianych piaskowcach należą: normalne uziarnienie frakcjonalne, laminacja płaska, równoległa i falista oraz warstwowanie przekątne małej skali typu rynnowego. Niekiedy w stropie warstw piaszczystych są zachowane pojedyncze ciągi małych ripplemarków (pl. IV, fig. 2). Rzadziej występują erozyjne struktury spągowe, takie jak odlewy jamek wirowych, śladów wleczenia i śladów uderzeń, a także warstwowanie konwolutne. Sporadycznie natomiast pojawia się w ławicach odwrócona gradacja ziarna i warstwowanie przekątne dużej skali typu rynnowego. Kilkunastocentymetrowej miąższości ławice żwirowców ilastych (pl. V, fig. 1 – 2) odznaczają się szerokim rozprzestrzenieniem lateralnym (powyżej 100 m). W ławicach tych otoczaki egzotykowe występują pojedynczo, natomiast bardzo liczne są rozmyte intraklasty piaskowców i mułowców. Wśród ławic turbidytowych opisywanego odcinka najczęściej występują sekwencje typu: bcde, cde, de, rzadko abcde i a/e.

25 m – przerwa w profilu (teren zakryty)

Potok Żegociński – powyżej kamieniołomu

117 – 137 m – litofacja łupków i piaskowców typowa dla górnej części warstw grodziskich

Stosunek GS/D wynosi 0,3. W obrębie tych utworów występuje dwunastometrowej miąższości warstwa żwirowców ilastych zawierających pojedynczo rozmieszczone głazy egzotykowe o średnicach do 90 cm oraz podobnej wielkości liczne intraklasty zdeformowanych ławic piaskowców i mułowców. Stan odsłonięcia (łożysko potoku) nie pozwala na pełne poznanie szczegółów budowy tej warstwy. Można jednak sądzić, że ma ona charakter poligenetyczny ze względu na występowanie zgodnych z warstwowaniem ciągów zdeformowanych porwaków piaskowcowych. Opisywana warstwa żwirowcowa najprawdopodobniej składa się z dwóch lub trzech ławic elementarnych, a zatem może mieć charakter ławicy złożonej. Występowanie żwirowców ilastych w stropowej części warstw grodziskich nie jest zjawiskiem odosobnionym (Malik, 1978). W profilu Żegociny utwory te są jednak rozwinięte na większą skalę niż w innych stanowiskach.

Powyżej opisanych utworów warstw grodziskich, w bardzo małych i nieciągłych odsłonięciach brzegowych występują czarne łupki ilaste z pojedynczymi, bardzo cienkimi ławicami piaskowców szarej barwy. Poglądy na przynależność tego mało charakterystycznego litologicznie zespołu warstw są zróżnicowane. Dalsze badania rozstrzygną, czy reprezentuje on górne łupki cieszyńskie, czy łupkową fację warstw lgockich (Skoczylas-Ciszewska, 1960), czy też łupki wierzowskie (Uhlig, 1888). Na podstawie przesłanek sedymentologicznych najbardziej prawdopodobną wydaje się być koncepcja Uhliga.

Na zakończenie charakterystyki litofacjalnej należy podkreślić, że utwory całego profilu warstw grodziskich mają wybitnie wapnisty charakter. Cecha ta odnosi się do wszystkich bez wyjątku granulometrycznych odmian osadów łącznie z łupkami mułowcowymi i ilastymi. Średniookruchowe skały warstw grodziskich w Żegocinie są reprezentowane przez różne odmiany piaskowców wapnistych i wapieni piaszczystych, w których zawartość $CaCO_3$ waha się w granicach 25–82% (Kamieński i in., 1963).

INTERPRETACJA ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI WARSTW GRODZISKICH

PROCESY TRANSPORTU I DEPOZYCJI

Osady warstw grodziskich w Żegocinie zawdzięczają swe powstanie różnym typom transportu grawitacyjnego w warunkach podmorskich, czyli resedymentacji. Na podstawie wykształcenia warstw zostały rozpoznane następujące procesy: spływy mułowo-rumoszowe, prądy zawiesinowe o różnorodnej gęstości oraz sedymentacja z suspensji. Nie wyklucza się również pewnego udziału dennych prądów trakcyjnych, transportujących głównie frakcję pyłową.

Osadami spływów mułowo-rumoszowych są żwirowce ilaste. Spływy są pośrednim typem transportu grawitacyjnego pomiędzy osuwiskami a prądami zawiesinowymi (Crowell, 1957; Middleton, Hampton, 1976). Spływy mułowo-rumoszowe można obrazowo przyrównać do podwodnych potoków błotno-głazowych. Zdaniem Middletona i Hamptona (*op. cit.*) ruch spływu przypomina najbardziej przepływ mokrego betonu. Spływy transportujące materiał warstw grodziskich były różnych rozmiarów, na co wskazuje grubość zdeponowanych ławic. Grubość ta jest zawsze wprost proporcjonalna do objętości spływu. Spływy większych rozmiarów miały zdolność transportowania głazów o średnicy do kilkudziesięciu centymetrów. Zdolność tę kontroluje przede wszystkim duża siła nośna (wytrzymałość) mułowego matriksu wynikająca z wysokiej zawartości koloidów ilastych. Zapewnia ona przenoszenie w obrębie spływu praktycznie każdej frakcji (Middleton, Hampton, 1976). Gęstość typowych spływów wynosi 1,5–2,4 g/cm^3, a więc jest ona tylko nieznacznie niższa od gęstości luźnego, przesyconego wodą osadu. Opisywane spływy miały zdolność erodowania podłoża, po którym się poruszały. Świadczą o tym liczne intraklasty czasem znacznych rozmiarów grupujące się w niższych partiach ławic żwirowców. W obrę-

bie spływów następowała orientacja otoczaków i intraklastów, prawdopodobnie według mechanizmów zaproponowanych przez Lindsaya (1968). Spływy mułowo-rumoszowe przemieszczają się tylko po dnie nachylonym z prędkościami mniejszymi niż prądy zawiesinowe. Minimalny, graniczny kąt nachylenia dna jest szacowany na około 1 – 2° (Curry, 1966; Middleton, Hampton, 1976). Warunki takie spełnia idealnie strefa skłonu kontynentalnego lub wyspowego, gdzie powyższe wartości zaliczane są do najmniejszych (Davies, 1977). Depozycja osadu ze spływu mułowo-rumoszowego następuje bardzo szybko w formie tzw. „zamrożenia" spływu u podnóża skłonu, gdzie nachylenie dna spada poniżej wartości zapewniających ruch spływu. Z powyższych względów żwirowce ilaste reprezentują diagnostyczną dla tego obszaru fację tzw. egzotyków proksymalnych (Walker, Mutti, 1973). W opinii Książkiewicza (1958) niektóre spływy mułowo-rumoszowe w Karpatach fliszowych przemieszczały się na odległość około 30 km. Spływy były dominującym procesem transportu w początkowym okresie sedymentacji warstw grodziskich w Żegocinie, a sporadycznie pojawiały się aż do jej zakończenia.

Osadami prądów zawiesinowych są piaskowce, a częściowo mułowce. Są one bardzo zróżnicowane pod względem grubości ziarn i ławic, a także następstwa pionowego struktur sedymentacyjnych sekwencji Boumy (1962). Zmienność ta jest odbiciem rodzaju prądu, a zwłaszcza jego gęstości oraz morfologii obszaru depozycji. Ławice turbidytowe, zbudowane głównie z gruboziarnistych, często zlepieńcowatych piaskowców, opisywane niekompletnymi sekwencjami Boumy typu: a/e i ab/e, mogą być uznane za rezultat depozycji ze skrajnie gęstych prądów zawiesinowych reprezentujących być może stadium przejściowe do spływów ziarnowych („grain flow" *sensu* Middletona, Hamptona, 1976). Rozwój sekwencji strukturalnych pozbawionych środkowych przedziałów uzależniony jest od znacznego gradientu spadku dna w miejscu depozycji (Walker, 1967). Skrajnie gęste prądy zawiesinowe osadzały materiał w początkowej fazie tworzenia się warstw grodziskich. Ławice turbidytowe zbudowane z piaskowców i mułowców wykazujących pełną sekwencję Boumy (abcde) są produktem depozycji typowych prądów zawiesinowych o normalnej, umiarkowanej gęstości. Takie najbardziej typowe prądy działały w środkowym etapie rozwoju warstw grodziskich. Najliczniej pojawiający się typ ławic turbidytowych to sekwencje niekompletne typu: bcde i cde. Tworzą się one z depozycji typowych prądów zawiesinowych, stopniowo ubożejących w miarę wzrostu odległości od obszaru źródłowego, tam gdzie nie dociera już najgrubszy materiał (Bouma, 1962; Dżułyński, Walton, 1965; Walker, 1967). W przypadku opisywanych warstw grodziskich ten wzrost odległości jest pojęciem względnym, a obecność niekompletnych sekwencji turbidytowych wynika raczej z wyrównywania morfologii dna przez sedymentację oraz wyczerpywania się dostępnego materiału na obszarze źródłowym. W rezultacie otrzymujemy pozorny efekt „oddalania się" obszaru źródłowego.

Najbardziej charakterystyczny typ ławic turbidytowych w wyższej części profilu warstw grodziskich to bardzo cienkie, nieciągłe, soczewkowate warstwy o miąższości 0,5 – 3 cm, zbudowane głównie z frakcji bardzo drobnego piasku lub pyłu,

wykazujące sekwencje Boumy typu: c/e, cde i de. Utwory te mogły powstać na drodze depozycji z prądów zawiesinowych o skrajnie małej gęstości. Takie prądy powstają z tzw. warstw turbidalnych („turbid layers" wg Moore'a 1969), tworzących się podczas sztormów w głębszym nerytyku i mających zdolność rozprzestrzeniania się w dół skłonu. Oprócz powyższej interpretacji nie można z całą pewnością wykluczyć, czy opisywane soczewkowate warstwy nie są trakcjonitami w sensie Unruga (1977), czyli osadami głębokowodnych prądów trakcyjnych związanych z cyrkulacją termohalinową.

Ważnym typem osadów w środkowej i górnej części opisywanego profilu warstw grodziskich są łupki ilaste, łupki mułowcowe oraz margle powstałe na drodze sedymentacji z suspensji. Zawdzięczają one swój rozwój poprzednio omówionym procesom transportu – spływom i prądom zawiesinowym, które pozostawiały po sobie ogromne masy rozproszonej zawiesiny, opadającej grawitacyjnie przez długi czas. Także warstwy turbidalne ulegające rozproszeniu w górnej części strefy batialnej dostarczały sporych ilości materiału pelitycznego. Źródłem materiału deponowanego z suspensji był także plankton roślinny i zwierzęcy. Wśród planktonu okresowo znaczny udział miały radiolarie liczne w niektórych warstwach.

Wszystkie osady suspensyjne są wapniste. Zgodnie z kryteriami podanymi przez Hessego (1975) jedynie wkładki kremowych margli i jasnoszarych łupków mogą być uznane za osad pelagiczny. Pozostałe utwory łupkowe barwy szarej i ciemnoszarej powstały ze skrajnie rozproszonych faz prądów zawiesinowych. Obecność pelagicznych osadów węglanowych wskazuje na sedymentację powyżej lokalnego poziomu kompensacji węglanu wapnia.

TEMPO AKUMULACJI OSADÓW

Udokumentowany biostratygraficznie profil warstw grodziskich o miąższości 140 m pozwolił na oszacowanie tempa akumulacji oraz częstości pojawiania się znaczących procesów transportu. W tym celu przyjęto, że: 1) maksymalny czas trwania późnego barremu wynosił 3 mln lat (wg Van Hintego, 1976), 2) sedymentacja osadów badanego profilu trwała przez cały późny barrem. Tak przyjęte warunki wyjściowe pozwoliły ustalić, że minimalne, przeciętne tempo akumulacji utworów warstw grodziskich badanego obszaru wynosiło około 50 mm/ /1000 lat. Jest to wartość bardzo mała w porównaniu z tempem akumulacji w basenach zasilanych przez prądy zawiesinowe, których klasycznym współczesnym przykładem jest rejon wybrzeży Kalifornii. Tempo akumulacji osadów może tam osiągać 720 mm/1000 lat (Gorsline, Emery, 1959), natomiast u podnóża skłonu Wielkiej Ławicy Bahamskiej tempo akumulacji osadów turbidytowych i pelagicznych waha się w granicach 100–2500 mm/1000 lat (Bornhold, Pilkey, 1971).

Minimalna częstość pojawiania się w warstwach grodziskich spływów i prądów zawiesinowych (za wyjątkiem skrajnie rozcieńczonych) kształtuje się jako jeden proces na 20 tys. lat. Częstość ta jest również bardzo mała w stosunku do wartości podawanych w literaturze i wynoszących jeden proces na 500–10 tys. lat

(Rusnak, Nesteroff, 1964) lub jeden proces na 3–6 tys. lat (Bornhold, Pilkey, *op. cit.*). Różnice powyższe można wyjaśnić minimalizującym wpływem założeń wyjściowych oraz stosunkowo wczesną fazą rozwoju basenu śląskiego w kredzie dolnej, kiedy nie ujawniły się jeszcze w pełni najważniejsze obszary źródłowe. Z tego względu wydaje się bardzo prawdopodobne, że tempo akumulacji warstw grodziskich było umiarkowane, przypuszczalnie w zakresie około 200–300 mm/ /1000 lat i około 1 proces na kilka tys. lat. Ocenia się, że założenia wyjściowe mogą minimalizować obliczone wyniki przynajmniej o 3–4 razy. A zatem okres akumulacji badanego profilu warstw grodziskich zamykać się może w granicach około 0,5–1 mln lat.

KIERUNKI PALEOTRANSPORTU

Informacje o paleotransporcie zebrano z licznych struktur sedymentacyjnych będących dobrymi wskaźnikami kierunkowymi (Dżułyński, 1963; Dżułyński, Walton, 1965). W zestawieniu wskaźników (fig. 4) zwraca uwagę duża zgodność kierunków, zwłaszcza w odniesieniu do najbardziej diagnostycznych struktur erozyjnych. Transport materiału odbywał się z południa na północ. Ta stała tendencja kierunkowa zaznacza się wyraźnie w całym profilu (fig. 3), mimo odchyleń pojedynczych wskaźników ku NW i NE. Odchylenia te wynikają ze zmian morfologii dna w czasie sedymentacji. Obszar źródłowy położony był zatem na południu i należy go wiązać z kordylierą śląską. We wczesnej kredzie zasilanie basenu śląskiego od południa jest zjawiskiem nietypowym (Książkiewicz i in., 1962; Malik, 1978) niemniej jednak świadczącym o formowaniu się już w tym okresie potężnego źródła wewnątrzgeosynklinalnego, jakim była później kordyliera śląska.

OBSZAR ŹRÓDŁOWY

Obszarem źródłowym dla warstw grodziskich z Żegociny była strefa w pobliżu górnej krawędzi skłonu, gdzie w niestabilnych warunkach gromadziły się osady podlegające okresowo działającym procesom resedymentacji. Skłon ten na swoim południowym zapleczu miał wyniesiony element lądowy, a nie podwodną płyciznę. Świadczy o tym przewaga materiału terygenicznego w analizowanych warstwach grodziskich. Element ten był przypuszczalnie wyspą, gdyż brak przesłanek paleogeograficznych na to, aby we wczesnej kredzie znajdowały się jakieś poważniejsze masy lądowe na południe od basenu śląskiego (Ślączka i in., 1976). Wyspa ta była zbudowana ze skał osadowych i krystalicznych (fig. 3). Wśród egzotyków występuje bogaty inwentarz skał podłoża przedjurajskiego oraz liczne wapienie reprezentujące wiekowo ciągłą sekwencję węglanów od keloweju po barrem (Malik, 1978). Omawiana wyspa miała zapewne budowę blokowo-uskokową, o czym świadczy jednoczesne pojawienie się w strefie abrazji skrajnie urozmaiconego materiału niezależnie od jego frakcji. Wynurzenie się wyspy było zjawiskiem jednorazowym i krótkotrwałym, na co wskazuje miąższość, zmienność w pionie i tempo akumulacji osadów badanego profilu. Obecność tej wyspy w późnym barremie mogła być echem hoterywskiej aktywności południowego obszaru

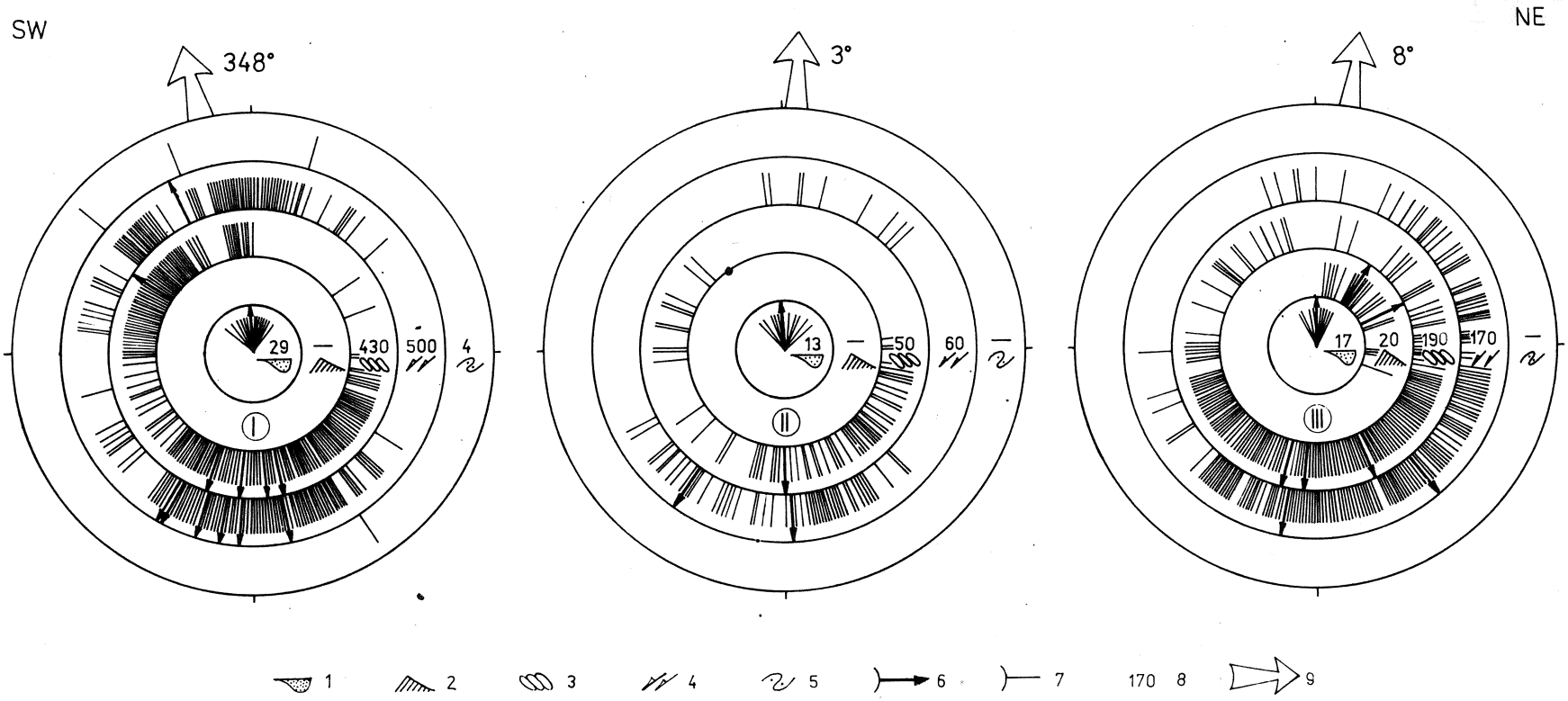


Fig. 4. Zestawienie wskaźników kierunkowych z profilów warstw grodziskich w Żegocinie. Azymuty: *1* – jamek wirowych, rozmyć oraz kanałów erozyjnych w spągu ławic, *2* – warstwowania przekątnego, *3* – imbrykacji otoczaków, *4* – orientacji najdłuższych osi otoczaków i porwaków, *5* – osi fałdów i płatów deformacyjnych w ławicach żwirowców ilastych; azymut: *6* – średni w ławicy, *7* – pojedynczy; *8* – liczba pomiarów; *9* – zgeneralizowany azymut paleotransportu w profilach; I, II, III – numery profilów szczegółowych, por. fig. 3

Fig. 4. Directional indexes of the columnar sections of the Grodziszcze Beds at Żegocina. The azimuths of: *1* – flute casts, washings-out and erosional channels, *2* – cross-bedding, *3* – pebble imbrications, *4* – orientation of the longest axis of pebbles and rock fragments, *5* – fault and deformed fragments axis in pebble mudstone layers; *6* – the mean azimuth of a layer, *7* – the single azimuth, *8* – number of measures, *9* – generalized paleotransport azimuth in the columnar sections; I, II, III – numbers of columnar sections, see Fig. 3

źródłowego przyjmowanego dla warstw grodziskich w rejonie Wiśniowej i Wieliczki (Książkiewicz, 1958; Książkiewicz i in., 1962). Omawiana wyspa z uwagi na jej blokowo-uskokowy charakter była otoczona zapewne wąską strefą płytkowodną. Występowanie tej strefy jest dokumentowane przede wszystkim przez niedojrzały skład materiału, stopień abrazji otoczaków oraz niefliszowe dolnokredowe mikrofacje w egzotykach.

CHARAKTERYSTYKA BASENU SEDYMENTACYJNEGO

Sedymentacja warstw grodziskich zachodziła u podstawy skłonu wyspowego, na co wskazują diagnostyczne dla tej strefy osady spływów mułowo-rumoszowych obecne w całym profilu. Najpospolitszą formą akumulacji na przedpolu skłonu są stożki głębokowodne. W świetle uogólnionego modelu stożka (Walker, Mutti, 1973; Mutti, Ricchi-Lucchi, 1975; Mutti, 1977) analizowane utwory reprezentują zapewne osady wypełnienia kanału podmorskiego w obrębie stożka wewnętrznego. Przemawia za tym geometria litosomu warstw grodziskich w rejonie Żegociny oraz zmienność pionowa i pozioma osadów w rozpatrywanym profilu. Litosom ten ma rozciągłość lateralną około 1,5 km i wyklinowuje się szybko ku wschodowi w obrębie utworów łupkowych, a od zachodu jest obcięty dyslokacją (fig. 1). W przekroju poprzecznym ma on zatem kształt soczewy, przez której środek przebiega główny kierunek transportu N – S. Takie stosunki w obrębie litosomu osadów klastycznych są typowe jedynie dla utworów deponowanych w kanałach bez większej migracji, w dolinach i podłużnych depresjach.

Zmienność facjalna w pionie jest kolejnym argumentem dokumentującym kanałową genezę osadów. Badany profil rozpada się na dwie części, pomiędzy którymi jest jednak stopniowe przejście. Część dolną stanowią utwory w przewadze gruboklastyczne i gruboławicowe, odpowiadające spągowej części wypełnienia kanału (Mutti, Ricchi-Lucchi, 1975; Mutti, 1977). Osady te tworzą się w głównej fazie aktywności kanału jako drogi rozprowadzania materiału osadowego. Wyższą część profilu stanowią w przewadze drobnoziarniste i cienkoławicowe odmiany facjalne reprezentujące górną część wypełnienia kanału. W opinii cytowanych poprzednio autorów powstają one w końcowym etapie zapełniania kanału lub też później. W badanym profilu istnieje wyraźna tendencja zmniejszania się ku stropowi średnicy ziarna i miąższości ławic, a zatem reprezentuje on typowy dodatni cykl turbidytowy (*sensu* Ricchi-Lucchi, 1975). Przedstawiona zmienność jest jednym z najważniejszych kryteriów rozpoznawania osadów wypełnień kanałów w kopalnych seriach fliszowych, co podkreśla ogromna liczba badaczy.

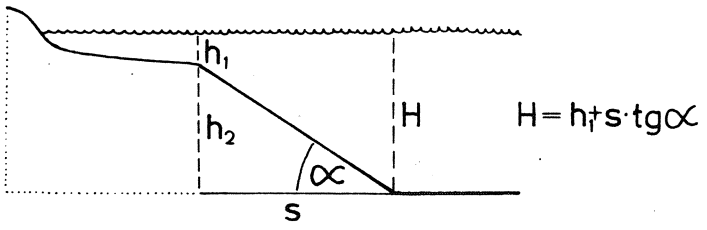
Wspomniany cykl ma złożony charakter, gdyż w jego obrębie występują mniej lub bardziej wyraźne cykle drugorzędne obejmujące grupy ławic w kilkumetrowych odcinkach. Te drobne cykle mogą być rezultatem lateralnej migracji głównej osi kanału lub też wynikiem rozdzielania się poszczególnych spływów i prądów na mniejsze potoki w częściowo zaczopowanych osadem depresjach. Ten rodzaj migracji bocznej jest wymuszony przez depozycję.

Zmienność facjalna w poziomie także potwierdza sedymentację w obrębie kanału. W stronę wschodniego brzegu kanału większość ławic ulega częściowemu lub całkowitemu wyklinowaniu na stosunkowo małym dystansie (około 100 m). Tak szybkiej redukcji miąższości nie spotyka się na pozostałych obszarach stożka podmorskiego. Pojedynczy kanał, w którym osadziły się badane warstwy grodziskie był linijną depresją (doliną), zgodną z nachyleniem dna u podstawy skłonu. Jego szerokość mogła się zamykać w granicach 1,5 – 3 km, co jest zgodne z wartościami dla niedużych stożków głębokowodnych (Normark, Piper, 1969; Martini, Sagri, 1977). Przypuszcza się, że podobnych kanałów mogło być więcej u podstawy skłonu wyspy południowej. Nieduże, soczewkowate wychodnie warstw grodziskich są dość liczne w całej strefie żegocińsko-lanckorońskiej (Książkiewicz i in., 1962). Jednakże obecnie są one prawie całkowicie niedostępne dla badań sedymentologicznych.

BATYMETRIA

Zagadnienie batymetrii zbiornika należy do bardziej „delikatnych" problemów w Karpatach fliszowych. Obecne rozpoznanie mechaniki transportu głębokowodnego, a także fizjografii brzegów kontynentów pozwala jednak na sformułowanie szeregu wniosków w duchu zasady aktualizmu geologicznego.

Przeciętne nachylenie współczesnych skłonów kontynentalnych i wyspowych wynosi łącznie 4°17′, a ich średnia szerokość 20 – 100 km (Drake, Burk, 1974; Davies, 1977). Przeciętne nachylenie skłonów o założeniach uskokowych wynosi około 6°, przy czym lokalnie może ono osiągać wartości nawet powyżej 45° (Davies, *op. cit.*). Proste obliczenia uwzględniające różne szerokości skłonu i kąty



szerokość skłonu (s)	kąt nachylenia skłonu (α)							
	1°	2°	3°	4°	5°	6°	10°	20°
10 km	375m	549m	724m	899m	1075m	1251m	1936m	3840m
20 km	550m	898m	1248m	1598m	1950m	2302m	3736m	7480m
30 km	725m	1247m	1772m	2297m	2825m	3351m	5489m	11120m

Fig. 5. Przewidywana głębokość podstawy skłonu w zależności od kąta nachylenia skłonu i jego szerokości

Fig. 5. Presumed depth of the slope base in dependence of slope gradient and width

jego nachylenia dowodzą, że podstawa skłonu położona jest dość głęboko nawet dla niezbyt wygórowanych gradientów (fig. 5).

Na podstawie przesłanek sedymentologicznych i regionalnych najbardziej prawdopodobna głębokość depozycji analizowanych warstw grodziskich może zamykać się w granicach około 2000 – 3500 m, a zatem u podnóża skłonu o nachyleniu około 6° i szerokości 20 – 30 km. Sedymentacja niewątpliwie zachodziła powyżej lokalnego poziomu kompensacji węglanu wapnia z uwagi na wapnisty charakter utworów autochtonicznych. Dlatego też skrajnie duże głębokości nie powinny wchodzić w rachubę. Głębokości mniejsze od sugerowanych są mało prawdopodobne ze względu na dyslokacyjną naturę skłonu obszaru źródłowego, jak również na rozwój wielkoskalowych spływów mułowo-rumoszowych wymagających znacznych gradientów dna.

CHARAKTERYSTYKA ZESPOŁÓW OTWORNIC

Zespoły otwornic stwierdzone w badanym profilu warstw grodziskich wykazują wyraźne związki z litofacjalnym typem osadów, w obrębie których występują. Związki te polegają na odmiennym składzie gatunkowym zespołów, zróżnicowaniu liczby występujących okazów oraz stanu ich zachowania w poszczególnych litofacjalnych typach osadów. Dlatego też wydaje się celowe odrębne omówienie każdego z wyróżnionych zespołów.

ZESPOŁY OTWORNICOWE ŻWIROWCÓW ILASTYCH

Do najważniejszych cech zespołów otwornic występujących w tym typie osadów należą: duże zróżnicowanie gatunkowe, duża liczebność okazów oraz przewaga form o skorupkach wapiennych. Skład rodzajowy i procentowy udział poszczególnych grup otwornic w tych zespołach przedstawiono na przykładzie próbki nr 46 (fig. 6A). W skład zespołu wchodzą przedstawiciele 13 rodzin i 30 rodzajów. Otwornice aglutynujące, których udział w zespołach żwirowców nie przekracza 35%, należą wyłącznie do rodziny Ataxophragmiidae. Najczęściej z tej rodziny występują formy z rodzajów: *Belorussiella*, *Falsogaudryinella*, *Dorothia*, *Tritaxia*, *Eggerellina*, *Verneuilina*, *Verneuilinoides*, z których większość wykorzystuje do budowy skorupki materiał wapienny.

W grupie otwornic o skorupkach wapiennych, sekrecyjnych najliczniej reprezentowane są rodziny: Nodosariidae (do 25%) oraz Ceratobuliminidae (do 20%). Rodzinę Nodosariidae reprezentuje wiele gatunków należących do rodzajów: *Astacolus*, *Lenticulina*, *Planularia*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Saracenaria*, *Lingulina*, *Frondicularia*, *Marginulina*, *Vaginulina*, *Marginulinopsis*. Natomiast z rodziny Ceratobuliminidae stwierdzono obecność rodzajów: *Conorboides*, *Lamarckina*, *Epistomina*. Stosunkowo licznie (do 10%) występują przedstawiciele rodziny Involutinidae (Trocholina, Paalzowella) i Spirillinidae (*Spirillina*, *Patellina*). Zespoły otwornicowe żwirowców charakteryzuje także obecność (do 5%) okazów z ro-

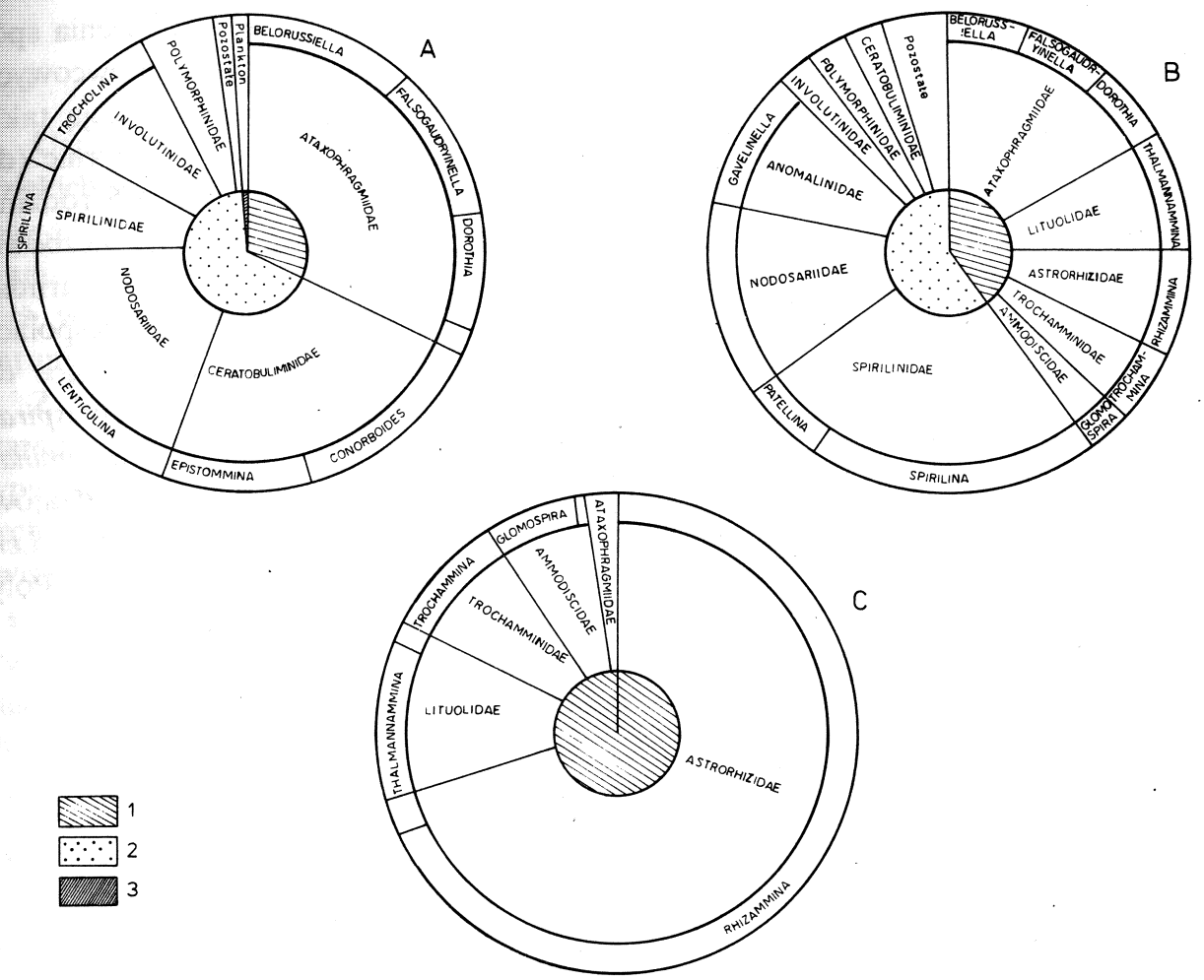


Fig. 6. Występowanie ważniejszych rodzin i rodzajów otwornic w odmianach litofacjalnych warstw grodziskich w Żegocinie. *A* — zespół żwirowców ilastych, *B* — zespół łupków mułowcowych, *C* — zespół łupków ilastych, *1* — otwornice aglutynujące, *2* — wapienne otwornice bentoniczne, *3* — otwornice planktoniczne

Fig. 6. Occurrence of significant foraminiferal families and genera in lithofacial varieties of the Grodiszcze Beds at Żegocina .*A* — pebble mudstone assemblage, *B* — muddy shales assemblage, *C* — clayey shales assemblage, *1* — agglutinated foraminifera, *2* — benthic calcareous foraminifera, *3* — planktic foraminifera

dziny Polymorphinidae (rodzaje: *Globulina*, *Eoguttulina*, *Guttulina*). Ponadto stałym składnikiem zespołów jest rodzaj *Tristix* z rodziny Glandulinidae.

Do innych charakterystycznych cech zespołów mikrofauny żwirowców ilastych należy występowanie otwornic planktonicznych z rodzajów: *Globigerina* i *Hedbergella* oraz obfitość szczątków innych organizmów, takich jak: embriony amonitów, małżów i ślimaków, elementy szkieletowe jeżowców, fragmenty kolonii mszywiołów, rynchołity i małżoraczki. Rzadko występują spirytyzowane pancerzyki okrzemek.

ZESPOŁY OTWORNICOWE ŁUPKÓW MUŁOWCOWYCH

Zespoły otwornicowe występujące w osadach typu mułowców różnią się od zespołów obecnych w żwirowcach większym udziałem gatunków aglutynujących o wyłącznie krzemionkowym materiale skorupki. Stosunkowo liczne otwornice

o skorupkach wapiennych nie są dobrze zachowane i wykazują uszkodzenia spowodowane dłuższym transportem. Zespoły otwornicowe łupków mułowcowych przedstawiono na przykładzie próbki nr 26 (fig. 6B). Na uwagę zasługują takie cechy zespołów, jak: wyraźny spadek liczby występujących rodzin otwornic (do 11) przy równoczesnym wzroście udziału otwornic aglutynujących (do 5 rodzin), w grupie otwornic o skorupkach wapiennych przesunięcie przewagi liczbowej na korzyść rodziny Spirillinidae (do 26%), znaczny udział rodziny Nodosariidae (do 13%). Grupa otwornic aglutynujących zawiera tych samych co w zespołach żwirowców przedstawicieli rodziny Ataxophragmiidae oraz formy należące do rodzin: Astrorhizidae (rodzaj *Rhizammina*), Ammodiscidae (rodzaj *Glomospira*), Lituolidae (rodzaj *Thalmannammina*) i Trochamminidae (rodzaj *Trochammina*).

Rodzina Spirillinidae reprezentowana jest głównie przez okazy z rodzajów: *Spirillina* i *Patellina*, a z rodziny Nodosariidae najczęściej występuje rodzaj *Lenticulina*. Niewielki udział w zespołach łupków mułowcowych ma rodzina Polymorphinidae.

ZESPOŁY OTWORNICOWE ŁUPKÓW ILASTYCH

Ten typ osadów charakteryzuje się występowaniem zespołów otwornic, w których na pierwsze miejsce wysuwają się gatunki aglutynujące o wyłącznie krzemionkowym materiale skorupki. Dotyczy to głównie zespołów z wkładek jasnoszarych, słabo wapnistych. Formy o skorupkach wapiennych występują tam podrzędnie. Omawiane zespoły składają się najczęściej z przedstawicieli nie więcej niż pięciu rodzin aglutynujących i 2 rodzin wapiennych. Procentowy udział poszczególnych grup otwornic w zespołach łupków ilastych przedstawiono na przykładzie próbki nr 13 (fig. 6C). W zespołach tych najliczniej jest reprezentowana rodzina Astrorhizidae (30–70%), głównie przez formy z rodzajów *Rhizammina* i *Hippocrepina*. Drugą pozycję zajmują równorzędnie przedstawiciele jednej z trzech rodzin: Ammodiscidae (*Ammodiscus*, *Glomospira*), Lituolidae (*Thalmannammina*, *Ammobaculoides*, *Haplophragmium*), oraz Trochamminidae (*Trochammina*). Podrzędnie natomiast jest reprezentowana rodzina Ataxophragmiidae, głównie przez rodzaje: *Pseudoreophax* i *Verneuilinoides* o krzemionkowym materiale skorupki. Sporadycznie w omawianym typie osadów występują otwornice o skorupkach wapiennych, sekrecyjnych. Należą one zawsze do rodzin: Spirillinidae (*Spirillina*, *Patellina*) i Nodosariidae (*Lenticulina*, *Lingulina*).

Sposób zachowania skorupek otwornic aglutynujących w zespołach łupków ilastych jest charakterystyczny dla fliszowych osadów Karpat zewnętrznych, tzn. skorupki są z reguły zgniecione, a formy rurkowate pokruszone. Pozostaje to zapewne w związku z niewielką grubością ścianek okazów zbudowanych z bardzo drobnoziarnistej krzemionki. Inną cechą charakterystyczną zespołów otwornic omawianego typu osadów jest występowanie bogatszych zespołów w odcinkach profilu o przewadze łupków. Zjawisko to można wiązać z większymi możliwościami zasiedlania środowiska w miarę uspokajania się warunków sedymentacji po przejściu prądu zawiesinowego.

*
* *

Uzupełnieniem przeglądu zespołów otwornic z różnych litofacji warstw grodziskich w Żegocinie jest charakterystyka mikrofauny zawartej w ławicach jasnoszarych margli. Margle te odznaczają się przede wszystkim masowym występowaniem radiolarii (przeważnie skalcyfikowanych) z rzędu Spumellaria. Otwornice występują podrzędnie (do kilku procent) tworząc zespół podobny składem gatunkowym do zespołów łupków mułowcowych.

Z powyższej charakterystyki zespołów otwornicowych wynika, że w osadach warstw grodziskich odsłaniających się w Żegocinie występują zasadniczo dwa typy zespołów. Pierwszy to zespół otwornic wapiennych i aglutynujących (z których większość wykorzystuje do budowy skorupki cząstki wapienne) obecny w żwirowcach i łupkach mułowcowych. Ma on wyraźny charakter allochtoniczny i składa się w przewadze z okazów resedymentowanych przez spływy mułowo-rumoszowe i prądy zawiesinowe. Zespół drugi, charakterystyczny dla łupków ilastych (częściowo obecny także w łupkach mułowcowych), reprezentuje autochtoniczną mikrofaunę basenu zasiedlającą dno w przerwach między wystąpieniami kolejnych procesów resedymentacji. W zależności od panujących warunków, między innymi od długości tych przerw, zespół ten jest mniej lub bardziej liczny i urozmaicony gatunkowo.

ANALIZA STRATYGRAFICZNA ZESPOŁÓW OTWORNIC

Według metodyki badań stratygraficznych stosowanej w przypadku osadów turbidytowych największe znaczenie dla analizy stratygraficznej mają szczątki organiczne zawarte w tej części danej jednostki sedymentacyjnej, która wykazuje cechy osadów pelagicznych (Hesse, 1975). Takim osadem w badanym profilu jest część łupków ilastych. Dlatego też analiza stratygraficzna warstw grodziskich w badanym profilu jest oparta na zespołach otwornic występujących w łupkach ilastych.

Zespoły otwornicowe w łupkach ilastych zawierają wiele gatunków (tab. 1) ważnych dla określenia wieku. Należą do nich: *Hormosina crassa* Geroch, występująca w zespołach już od niższej części profilu oraz *Pseudoreophax cisovnicensis* Geroch i *Ammobaculoides carpathicus* Geroch, które z kolei występują prawie do najwyższej części badanego profilu. Według Gerocha (1966) początek występowania gatunku *Hormosina crassa* Geroch w osadach Karpat zewnętrznych przypada na barrem. W barremie również kończą swe występowanie (na tym obszarze) gatunki *Pseudoreophax cisovnicensis* Geroch i *Ammobaculoides carpathicus* Geroch. A zatem współwystępowanie w zespołach wymienionych gatunków pozwala na wniosek, że przeważająca część warstw grodziskich w profilu Żegociny jest wieku barremskiego.

Analizie stratygraficznej poddano również zespoły otwornic ze żwirowców celem określenia czasu powstania tych utworów, a także dla sprawdzenia diagnozy

Tabela – Table 1

Zasięgi stratygraficzne wybranych aglutynujących gatunków otwornic z warstw grodziskich w Żegocinie

Stratigraphic ranges of selected agglutinated foraminifera species from the Grodziszcze Beds at Żegocina

Nazwa gatunku	Zasięg stratygraficzny						
	Be	V	H	Ba	Ap	Ab	C
Rhizammina indivisa Brady	←	–	–	–	–	–	→
	←						→
Hippocrepina depressa Vasicek					–	–	–
Glomospira gordialis /Jones et Parker/	←	–	–	–	–	–	→
	←						→
Hormosina crassa Geroch							→
Haplophragmoides concavus Chapman		–	–	–	–	–	–
Thalmannammina neocomiensis Geroch					–	–	→
Haplophragmium aequale /Roemer/		–	–	–	–	–	–
Ammobaculoides carpathicus Geroch							
Pseudoreophax cisovnicensis Geroch							
Verneuilinoides neocomiensis Mjatliuk	–	–	–	–			
Trochammina vocontiana Moullade	–	–	–	–	–		

——— 1 — — — 2

1 – występowanie gatunku na obszarze Karpat według Gerocha (1966), *2* – występowanie gatunku na innych obszarach według literatury, *Be* – berias, *V* – walanżyn, *H* – hoteryw, *Ba* – barrem, *Ap* – apt, *Ab* – alb, *C* – cenoman

1 – occurrence of species in the Carpathians according to Geroch (1966), *2* – occurrence of species in other regions according to literature, *Be* – Berriasian, *V* – Valanginian, *H* – Hauterivian, *Ba* – Barremian, *Ap* – Aptian, *Ab* – Albian, *C* – Cenomanian

wiekowej opartej na gatunkach z osadów autochtonicznych. Określenie wieku zjawisk, które doprowadziły do powstania żwirowców, a zarazem wieku najpóźniej resedymentowanych osadów, oparto na zasięgu stratygraficznym najmłodszych gatunków otwornic występujących w zespołach żwirowców. Do gatunków tych należą: *Eggerellina meltae* (Kovatcheva), *Textularia bernardi* Chevalier, *Gavelinella barremiana* Bettenstaedt, *Valvulineria loetterlei* Tappan. Gatunki te stwierdzono już w zespołach z najniżej położonych ławic żwirowców. Na podstawie zasięgów wiekowych tych gatunków (patrz część paleontologiczna) wiek procesów, które doprowadziły do powstania żwirowców, określono na późny barrem. W zespołach żwirowców występuje także gatunek *Marginulinopsis sigali*

Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli, który wraz z *Gavelinella barremiana* Bettenstaedt tworzy nieformalny poziom biostratygraficzny charakterystyczny dla barremu północnego Atlantyku (Gradstein, 1978).

Zasięgi stratygraficzne najmłodszych gatunków otwornic obecnych w żwirowcach potwierdzają i precyzują diagnozę wiekową opartą na gatunkach z autochtonicznych łupków ilastych. Wcześniejsze badania otwornic z warstw grodziskich z kamieniołomu w Żegocinie (Liszka w: Skoczylas-Ciszewska, 1960) określały wiek tych utworów w szerokich granicach: hoteryw – alb. Jednakże na podstawie znalezionych tam makroskamieniałości (Uhlig, 1888) przyjmowano, że utwory te reprezentują hoteryw. Poglądy te nie znalazły potwierdzenia w wynikach przeprowadzonych badań.

Stwierdzono znaczne podobieństwo zespołów otwornic o skorupkach krzemionkowych w Żegocinie do zespołów cytowanych w pracy Biedy i innych (1963) dla 3 i 4 typu facjalnego warstw grodziskich, tj. dla kompleksów piaskowcowo-łupkowych. Wiek tych serii obejmuje przedział czasowy: hoteryw – dolny apt (głównie barrem). W odniesieniu do biostratygrafii kredy dolnej jednostki śląskiej opracowanej przez Gerocha (1966) zespoły otwornic krzemionkowych z Żegociny wykazują największą zgodność z „mikrofauną V" pochodzącą z wkładek ilastych w obrębie piaskowców grodziskich i niższej części warstw wierzowskich wieku barremu – bedulu. W odniesieniu do schematu biostratygraficznego opracowanego dla polskich Karpat zewnętrznych na podstawie otwornic aglutynujących (Morgiel, Olszewska, 1981) omawiane zespoły wykazują największą zgodność z zespołem nr 4 (zespół z *Verneuilinoides* sp. div.) wieku barremskiego.

UWAGI PALEOEKOLOGICZNE

Ż w i r o w c e zawierają wyłącznie faunę środowisk, z których pochodziły przemieszczane osady. Środowiska te próbowano zidentyfikować opierając się na pracy Haiga (1979). W zespołach żwirowców można odnaleźć elementy wyróżnionych przez tego autora zespołów „*Ammobaculites*" i „*Marssonella*". Elementami zespołu „*Ammobaculites*" – charakterystycznego dla płytkowodnych środowisk z bezwapienną sedymentacją terygeniczną – są rodzaje: *Conorboides* i *Epistomina* (rodzina Ceratobuliminidae) oraz Valvulineria, Gavelinella i polimorfinidy. Stosunkowo liczny udział ceratobuliminidów, walwulinerii i gawelinelli sugeruje, że była to fauna środowisk bliższych otwartemu morzu (Miatluk, 1974; Kemper *et al.*, 1975; Butt, 1979).

Znacznie więcej elementów faunistycznych obecnych w żwirowcach można odnieść do wyróżnionego przez Haiga (*op. cit.*) zespołu „*Marssonella*", reprezentującego faunę środowiska otwartego morza z węglanowym typem sedymentacji. Należą tu przede wszystkim przedstawiciele otwornic aglutynujących z rodziny Ataxophragmiidae, które wykorzystują do budowy skorupki materiał wapienny; są to rodzaje: *Belorussiella*, *Falsogaudryinella*, *Dorothia*, *Eggerellina*, a częściowo *Textularia* i *Tritaxia*. Gatunki: *Eggerellina meltae* (Kovatcheva),

Textularia bernardi Chevalier, *Verneuilina schizea* Cushman et Alexander są znane wyłącznie z facji węglanowych Europy (Magniez, Rat, 1972; Bartenstein, Kovatcheva, 1982). Licznie występujące w zespołach żwirowców nodosaridy charakteryzują się przewagą form gładkościennych, co może oznaczać, że pochodzą ze środowisk odległych od brzegu (Kuznetsova, Seibold, 1977). Wskazuje na to również obecność w zespołach otwornic planktonicznych. Tak więc dane uzyskane z badań otwornic wskazują, że większość materiału, z którego powstały żwirowce, pochodziła z zewnętrznego szelfu o węglanowym typie sedymentacji.

Łupki ilaste zawierały gatunki aglutynujące o krzemionkowym, drobnoziarnistym materiale skorupki i prostej budowie. Przewaga w zespołach rurkowatych form z rodziny Astrorhizidae oraz liczne występowanie rodzajów: *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Thalmannammina*, *Recurvoides*, *Trochammina*, *Hormosina* jednoznacznie wskazuje, że mamy do czynienia z zespołem „*Recurvoides*" Haiga (1979). Zespół ten jest charakterystyczny dla środowisk rowów geosynklinalnych i stref oceanicznych poniżej poziomu kompensacji węglanu wapnia (Haig *op. cit.*, Olsson, 1977; Gradstein, Berggren, 1981).

Obecność w zespołach łupków ilastych otwornic o skorupkach wapiennych przemawia za głębokościami nie sięgającymi poziomu kompensacji węglanu wapnia, natomiast bliskimi strefy intensywnego rozpuszczania otwornic wapiennych (lizokliny otwornicowej), ponieważ występujące rodzaje (*Spirillina*, *Patellina*, *Lingulina*) uważane są za głębokowodne i odporne na rozpuszczanie (Olsson, *op. cit.*). Kosmopolityczny charakter fauny karpackiej (Olszewska, 1984) sugeruje istnienie w basenie fliszowym warunków środowiska zbliżonych do występujących w oceanie światowym. Przy przeciętnym położeniu w barremie poziomu kompensacji węglanu wapnia na głębokości około 3500 m (Van Andel, 1975), a lizokliny otwornicowej na około 2000 m (Van Hinte, 1978), obserwowane podobieństwo zespołów otwornic karpackich i tetydzkich można uznać za wystarczającą przesłankę do hipotezy, że omawiana litofacja warstw grodziskich (tj. autochtonicznych łupków ilastych) powstała na głębokościach niższego batiału, a więc większych niż sugerowane przez Książkiewicza (1975, 1977). Obecność licznych radiolarii (częściowo skalcyfikowanych) w marglistych wkładkach w badanym profilu wskazuje zarówno na tropikalny klimat, jak i wysoką produktywność wód basenu karpackiego podczas barremu.

WNIOSKI

Warstwy grodziskie w Żegocinie stanowią niezbyt gruby, pojedynczy kompleks utworów, w przewadze resedymentowanych, związanych z aktywnością wewnątrzgeosynklinalnego źródła materiału, którym był prawdopodobnie nieduży element kordyliery śląskiej. Z badań wykonanych przez autorki wynika, że uaktywnienie się tego elementu nastąpiło w późnym barremie. Stwierdzono również wyraźny związek charakteru zespołów mikrofauny z typem osadu i jego genezą. Z tego powodu pożądane jest równoległe prowadzenie analizy sedymento-

logicznej i mikrofaunistycznej przy opracowaniach stratygraficznych osadów fliszowych. W zbiorniku barremskim kordyliera śląska była prawdopodobnie wyspą otoczoną – przynajmniej od północy – dość stromym skłonem. Strefa płytkowodna była wąska. Przy górnej krawędzi skłonu wyspowego gromadziły się w warunkach niestabilnych osady, które pod wpływem różnych impulsów (sztormy, wstrząsy sejsmiczne) były uruchamiane i podlegały różnorodnym procesom resedymentacyjnym. Procesy te mogą zachodzić jedynie w warunkach umożliwiających kontynuację zapoczątkowanego ruchu osadów. Ma to szczególne znaczenie przy rozwoju wielkoskalowych osuwisk przekształcających się w spływy i skrajnie gęste prądy zawiesinowe. Sugerowany skłon wyspowy mógł wykazywać nachylenie około 6° i szerokość około 20 – 30 km. Sugestie o znacznych deniwelacjach dna w południowej części basenu śląskiego oparte na przesłankach sedymentologicznych znajdują potwierdzenie w wynikach analizy paleoekologicznej badanych zespołów otwornic. Tak więc wyniki badań sedymentologicznych i mikrofaunistycznych zgodnie wskazują, że sedymentacja badanych osadów odbywała się u podstawy skłonu wyspowego, w środowisku niższego batiału (2000 – 3500 m), w pobliżu lokalnego poziomu kompensacji węglanu wapnia.

CZĘŚĆ PALEONTOLOGICZNA

Rhizammina indivisa Brady

Pl. VI, fig. 5

Brady H.B., 1884, p. 277, Pl. 29, fig. 7

Paleoekologia: Współcześnie gatunek preferuje środowiska o niskiej energii, bardzo drobnoziarnistym podłożu, głównie poniżej 500 m (Didkovskij *et al.*, 1977; Łukina, 1980; Schafer *et al.*, 1981). We wczesnej kredzie gatunek ten jest charakterystyczny dla bezwapnistych osadów batiału i abysalu (Olsson, 1977; Gradstein, Berggren, 1981). W badanym profilu liczny w łupkach mułowcowych i ilastych.

Wiek: jura – współcześnie.

Hormosina crassa Geroch

Pl. VI, fig. 12

Geroch S., 1966, p. 439, Pl. 6, fig. 19, 21 – 26; Pl. 7, fig. 21 – 23

Paleoekologia: Rodzaj *Hormosina* zajmuje współcześnie środowiska poniżej 1000 m, podobne pod względem energii i rodzaju podłoża do tych, w których żyje *Rhizammina* (Didkovskij *et al.*, 1977; Schafer *et al.*, 1981). Zbliżone środowiska rodzaj ten zasiedlał w kredzie, kiedy związany był głównie z bezwapnistymi iłami abysalnymi (Olsson, 1977; Krasheninnikov, Pflaumann, 1977). Wchodzi w skład zespołu „*Recurvoides*" charakterystycznego dla batialno-abysalnych środowisk wczesnej kredy (Haig, 1979). W badanym profilu występuje w łupkach ilastych.

Wiek: barrem – senon Karpat zewnętrznych Polski i Rumunii.

Haplophragmoides concavus (Chapman)

Pl. VI, fig. 11

Chapman F., 1892, p. 327, Pl. 6, fig. 14 (Cat. E. M.)

Paleoekologia: Drobnoziarnista tekstura i nieznaczna grubość ścianek skorupki sugerują, że gatunek pochodzi ze środowiska podobnego do tego, w którym żyła *Hormosina crassa* Geroch. Za przypuszczeniem tym przemawia również występowanie gatunku wyłącznie w łupkach ilastych.

Wiek: barrem – alb Trinidadu i północnej Europy, apt Alp Austriackich, cenoman Karpat rumuńskich.

Haplophragmium cf. *aequale* (Roemer)

Pl. VI, fig. 3

Uwagi: Mała liczba komór, zarówno w części zwiniętej, jak i wyprostowanej, zbliża opisywane formy do gatunku *Haplophragmium aequale* (Roemer).

Paleoekologia: Zdaniem Michaela (1979) rodzaj *Haplophragmium* we wczesnej kredzie należał do chłodnolubnych i eurybatialnych. W badanym profilu rzadki w łupkach ilastych.

Textularia bernardii Chevalier

Pl. VI, fig. 6

Chevalier J., 1961, p. 30, Pl. 1, fig. 1 – 5

Paleoekologia: Gatunek związany ze środowiskiem rafowym o podwyższonej zawartości $CaCO_3$ (Magniez, Rat, 1972). W badanym profilu występuje w żwirowcach.

Wiek: barrem – apt południowej Francji i Hiszpanii.

Verneuilina schizea Cushman et Alexander

Pl. VI, fig. 4

Cushman J.A., Alexander R., 1930, p. 8, Pl. 1, fig. 5 – 6

Paleoekologia: Gatunek związany ze środowiskiem rafowym (Costea, 1974; Bartenstein, Kovatcheva, 1982). W badanym profilu występuje w żwirowcach.

Wiek: wczesna kreda Teksasu, wczesny apt Bułgarii, Rumunii, RFN.

Belorussiella varsoviensis (Bielecka et Pożaryski)

Pl. VI, fig. 9

Bielecka W., Pożaryski W., 1954, p. 65, Pl. 10, fig. 50

Paleoekologia: Gatunek charakterystyczny dla środowiska rafowego (Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli, 1957; Bartenstein, Kovatcheva, 1982). W badanym profilu występuje w żwirowcach i łupkach mułowcowych.

Wiek: malm – wczesna kreda prowincji borealnej i Tetydy.

Falsogaudryinella tealbyensis (Bartenstein)

Pl. VI, fig. 2

Bartenstein H., 1956, p. 513, Pl. 3, fig. 63, Text-fig. 3

Paleoekologia: Gatunek związany z osadami o podwyższonej zawartości $CaCO_3$ (Costea, 1974; Bartenstein, Kovatcheva, 1982). W badanym profilu częsty w żwirowcach i łupkach mułowcowych.

Wiek: walanżyn – wczesny apt prowincji borealnej i Tetydy Europy.

Dorothia hauteriviana (Moullade)

Pl. VI, fig. 8

Moullade M., 1961, p. 213, Pl. 1, fig. 9–12

Paleoekologia: Gatunek charakterystyczny dla środowiska zewnętrznego szelfu z sedymentacją węglanową (Haig, 1979). Według badań Michaela (1979) rodzaj *Dorothia* (*Marssonella*) był ciepłolubny, lecz eurytermalny. W badanym profilu liczny w żwirowcach i mniej liczny w łupkach mułowcowych i marglach.

Wiek: walanżyn – barrem prowincji borealnej i Tetydy.

Dorothia kummi (Zedler)

Pl. VI, fig. 7

Zedler B., 1961, p. 31–32, Pl. 7, fig. 1

Paleoekologia: Wymagania środowiskowe podobne do tych, jakie ma *Dorothia hauteriviana* (Moullade). W badanym profilu rzadki w żwirowcach.

Wiek: walanżyn – barrem prowincji Tetydy.

Dorothia subtrochus (Bartenstein)

Pl. VI, fig. 10

Bartenstein H., 1962, p. 137, Pl. 15, fig. 3–5

Paleoekologia: Wymagania środowiskowe podobne do tych, jakie ma *Dorothia hauteriviana* (Moullade). W badanym profilu rzadki w żwirowcach.

Wiek: środkowy barrem – alb Trinidadu, barrem – apt Bułgarii, środkowy barrem – turon? RFN.

Eggerellina meltae (Kovatcheva)

Pl. VI, fig. 1

Bartenstein H., Bettenstaedt F., Kovatcheva T., 1971, p. 158–159, Pl. 1, fig. 9–11

Paleoekologia: Gatunek związany ze środowiskiem rafowym (Bartenstein, Kovatcheva, 1982). W badanym profilu występuje w żwirowcach.

Wiek: górny barrem – apt Bułgarii i Rumunii.

Astacolus exilis (Reuss)

Pl. VII, fig. 2

Reuss A.E., 1863, p. 66, Pl. 6, fig. 19

Paleoekologia: Szczegółowe wymagania środowiskowe gatunku i rodzaju nie są znane. Ogólnie jednak uważa się (Scheibnerova, 1971), że głównym środowiskiem życia rodziny Nodosariidae (do której należy rodzaj *Astacolus*) od jury do dziś jest obszar zewnętrznego szelfu i górnego batiału. Wskazywałoby to, że rodzina ta preferuje wody otwartego oceanu z normalnym zasoleniem. W badanym profilu występuje w żwirowcach.

Wiek: wczesna kreda Europy.

Dentalina cf. *linearis* (Roemer)

Pl. VII, fig. 6

Uwagi: Omawiane formy różnią się od *Dentalina linearis* (Roemer, 1841) większą liczbą komór i mniejszymi rozmiarami komory początkowej.

Paleoekologia: W badanym profilu gatunek ten występuje w żwirowcach i łupkach mułowcowych, co potwierdzałoby przytoczony wcześniej pogląd dotyczący środowiska życia rodziny Nodosariidae.

Frondicularia furcillata (Berthelin)

Pl. VII, fig. 5

Berthelin G., 1880, p. 65, Pl. 4, fig. 6

Paleoekologia: Patrz uwagi przy *Astacolus exilis* (Reuss). W badanym profilu występuje w żwirowcach.

Wiek: wczesna kreda RFN i Francji.

Lagena neocomiana Bartenstein et Brand

Pl. VII, fig. 3

Bartenstein H., Brand E., 1951, p. 317, Pl. 10, fig. 275–276

Paleoekologia: Przypuszcza się (Bettenstaedt, Spiegler, 1976), że gatunek ten żył w środowisku zewnętrznego szelfu. W badanym materiale występuje w żwirowcach i łupkach mułowcowych.

Wiek: walanżyn – hoteryw RFN.

Lenticulina acuta (Reuss)

Pl. VII, fig. 7

Reuss A.E., 1860, p. 213, Pl. 10, fig. 3

Paleoekologia: Przeprowadzone badania wskazują, że rodzaj *Lenticulina* od mezozoiku do dziś znajduje optymalne warunki rozwoju w środowisku ze-

wnętrznego szelfu i górnego batiału w wodach normalnie słonych i na podłożu ilastym (Scheibnerova, 1971; Dailey, 1973; Butt, 1979). Stwierdzono, że formy ornamentowane przeważają w środowisku szelfowym (zwłaszcza o podwyższonej zawartości $CaCO_3$), a formy nieornamentowane w środowisku batialnym (Kuznetsova, Seibold, 1977). W badanym profilu omawiany gatunek występuje w żwirowcach, łupkach mułowcowych i ilastych.

Wiek: kreda prowincji borealnej i tetydzkiej w Europie, wczesna kreda Trinidadu.

Lenticulina collignoni Espitalité et Sigal

Pl. VII, fig. 11

Espitalité J., Sigal J., 1963, p. 32, Pl. 8, fig. 8; Pl. 9, fig. 1–14

Paleoekologia: Patrz *Lenticulina acuta* (Reuss). W badanym profilu występuje w żwirowcach.

Wiek: kimeryd–hoteryw Madagaskaru, barrem–wczesny apt Karpat rumuńskich.

Lenticulina meridiana Bartenstein, Bettenstaedt, Kovatcheva

Pl. VII, fig. 10

Bartenstein H., Battenstaedt F., Kovatcheva T., 1971, p. 133–136, Pl. 1, fig. 15–21

Uwagi: Gatunek ten jest uważany (Bartenstein, 1977) za tetydzki odpowiednik gatunku *Lenticulina eichenbergi* Bartenstein et Brand (1951), który jest charakterystyczny dla prowincji borealnej.

Paleoekologia: Gatunek znany z facji rafowych wczesnej kredy rejonu wysp Bahama (Benson, Sheridan *et al.*, 1978). W badanym profilu stwierdzony w żwirowcach.

Wiek: wczesny walanżyn–apt Bułgarii, Rumunii, północnego Atlantyku i Trinidadu.

Lenticulina ouachensis (Sigal)

Pl. VII, fig. 12

Sigal J., 1952, p. 16, Text-fig. 10

Paleoekologia: Grupa *Lenticulina ouachensis* (Sigal) licznie występuje w zespołach otwornic z wapieni rafowych wczesnej kredy rejonu wysp Bahama. Głębokość powstania tych wapieni oceniono na nie więcej niż 50 m (Benson, Sheridan *et al.*, 1978). W badanym profilu występuje w żwirowcach.

Wiek: walanżyn–wczesny apt prowincji borealnej i Tetydy.

Marginulina inaequalis Reuss

Pl. VII, fig. 9

Reuss A.E., 1858, p. 59, Pl. 5, fig. 13

Paleoekologia: Patrz uwagi przy *Astacolus exilis* (Reuss). W badanym profilu występuje w żwirowcach i łupkach mułowcowych.

Wiek: kreda basenów epikontynentalnych Europy, wczesna kreda obszaru alpejskiego.

Marginulinopsis sigali Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli

Pl. VIII, fig. 2

Bartenstein H., Bettenstaedt F., Bolli H., 1957, p. 32, Pl. 5, fig. 99

Uwagi: Jako synonimy gatunku Bartenstein i Kovatcheva (1982) podają następujące formy: *Lenticulina djaffaensis* Sigal (1952) i *Lenticulina reticulosa* Dam (1946).

Paleoekologia: Gatunek prawdopodobnie związany ze środowiskiem szelfowym o podwyższonej zawartości $CaCO_3$ (Benson, Sheridan *et al.*, 1978). W badanym profilu rzadki w żwirowcach.

Wiek: hoteryw – wczesny apt (głównie barrem) prowincji borealnej i Tetydy.

Marginulinopsis lituola (Reuss)

Pl. VII, fig. 1

Reuss A.E., 1846, p. 109, Pl. 24, fig. 47

Paleoekologia: Patrz uwagi przy *Astacolus exilis* (Reuss). W badanym profilu występuje w żwirowcach i łupkach mułowcowych.

Wiek: apt – turon północno-zachodniej Europy, alb Rumunii.

Planularia crepidularis (Roemer)

Pl. VIII, fig. 1

Roemer F.A., 1842, p. 273, Pl. 7B, fig. 4

Uwagi: Młodszym synonimem gatunku jest według Zedler (1961) *Planularia tricarinella* (Reuss, 1863). Między obydwiema formami istnieje jednak różnica dotycząca wyrazistości rzeźby skorupki: od bardzo wyraźnej (kil i szwy międzykomorowe) u *P. tricarinella* (Reuss) do mniej wyraźnej u *P. crepidularis* (Roemer). Zdaniem Zedler (*op. cit.*) różnice te zależą od warunków środowiska, a w szczególności od zawartości $CaCO_3$. Z wysoką zawartością $CaCO_3$ wiąże się bardzo wyraźna rzeźba skorupki.

Paleoekologia: Gatunek związany ze środowiskiem rafowym o podwyższonej zawartości $CaCO_3$ (E. Seibold, I. Seibold, 1960; Benson, Sheridan *et al.*, 1978). W badanym profilu występuje w żwirowcach.

Wiek: dogger – środkowy apt prowincji borealnej i Tetydy.

Pseudonodosaria humilis (Roemer)

Pl. VIII, fig. 6

Roemer F.A., 1841, p. 95, Pl. 15, fig. 6

Paleoekologia: Przypuszcza się, że rodzaj *Pseudonodosaria* w kredzie związany był głównie ze środowiskiem zewnętrznego szelfu (Sliter, Baker, 1972). W badanym profilu częsty w żwirowcach i łupkach mułowcowych.

Wiek: lias – alb prowincji borealnej i Tetydy.

Saracenaria italica Defrance

Pl. VIII, fig. 4

Blainville H., 1824, p. 176, Pl. 13, fig. 6 (Cat. E. M.)

Uwagi: Młodszym synonimem gatunku jest według Sztejn (1957) *Saracenaria frankei* Dam (1946).

Paleoekologia: Patrz uwagi przy *Astacolus exilis* (Reuss). W badanym profilu obecny w żwirowcach.

Wiek: późny walanżyn – wczesny apt prowincji Tetydy, hoteryw – późny barrem prowincji borealnej.

Saracenaria triangularis (Orbigny)

Pl. VIII, fig. 7

Orbigny A., 1840, p. 27, Pl. 2, fig. 21 – 22

Paleoekologia: Patrz uwagi przy *Astacolus exilis* (Reuss). W badanym profilu występuje w żwirowcach.

Wiek: kreda prowincji borealnej i tetydzkiej w Europie.

Vaginulinopsis prima (Orbigny)

Pl. VII, fig. 8

Orbigny A., 1849, p. 242, Text-fig. 266

Paleoekologia: Patrz uwagi przy *Astacolus exilis* (Reuss). W badanym profilu występuje w żwirowcach, łupkach mułowcowych i ilastych.

Wiek: lias – wczesna kreda prowincji borealnej i Tetydy.

Eoguttulina fusus Fuchs

Pl. VIII, fig. 5

Fuchs W. in: Fuchs W., Stradner H., 1967, p. 316, Pl. 15, fig. 1

Paleoekologia: Z badań nad środowiskiem życia rodziny Polymorphinidae wynika, że w kredzie i paleogenie zasiedlała ona głównie wewnętrzny i środkowy szelf (Sliter, Baker, 1972; Olsson, 1977; Youssefnia, 1978). W badanym profilu rzadki w żwirowcach.

Wiek: barrem – alb Alp Austriackich.

Pseudopatellinella? rumana Neagu

Pl. VIII, fig. 8

Neagu T., 1975, p. 106–107, Pl. 85, fig. 1–3

U w a g i: Cechy budowy skorupki przemawiają za tym, aby omawiany gatunek zaklasyfikować do rodzaju *Patellinoides* Cushman.

P a l e o e k o l o g i a: Przypuszcza się, że żyjące w kredzie gatunki z rodzajów *Pseudopatellinella* i *Patellinoides* związane były ze środowiskiem szelfowym (Sliter, Baker, 1972; Haig, 1979). W badanym profilu rzadki w żwirowcach.

W i e k: hoteryw – barrem Rumunii.

Valvulineria loetterlei (Tappan)

Pl. VIII, fig. 9–10

Tappan H., 1940, p. 120, Pl. 19, fig. 10

U w a g i: Jako synonimy gatunku podawane są: *Valvulineria gracillima* Dam i *Valvulineria parva* Khan (Fuchs, Stradner, 1967), *Gyroidinoides subglobosa* Dailey (Bartenstein, Bolli, 1973), *Gyroidina infracretacea* Morozova (Bartenstein, Bettenstaedt, 1962).

P a l e o e k o l o g i a: Zarówno omawiany gatunek, jak i rodzaj *Valvulineria* we wczesnej kredzie wydają się być związane ze środowiskiem szelfowym (Dailey, 1973; Kemper *et al.*, 1975; Olsson, 1977). Bartenstein i Kovatcheva (1982) podają go w zespołach charakterystycznych dla środowiska rafowego Bułgarii i RFN.

W i e k: hoteryw – cenoman (głównie apt) prowincji borealnej i Tetydy.

Planispirillina cf. *flava* (Sztejn)

Pl. IX, fig. 3–4

U w a g i: Wklęsło-wypukła forma skorupki oraz charakterystyczna ornamentacja złożona z guzków w centralnej części strony brzusznej i prążków na powierzchni ostatniego zwoju zbliża omawianą formę do gatunku *Planispirillina flava* (Sztejn, 1957). Różnicę stanowi mniej symetryczne ułożenie porów na stronie grzbietowej.

P a l e o e k o l o g i a: Wymagania środowiskowe rodzaju ani gatunku nie są znane. Jednakże urozmaicona rzeźba skorupki pozwala na przypuszczenie, że gatunek zasiedlał środowiska o większej energii i podwyższonej zawartości $CaCO_3$. W badanym profilu występuje w żwirowcach.

W i e k: późny walanżyn – wczesny hoteryw Polski centralnej i zapadliska przedkarpackiego.

Spirillina minima Schacko

Schacko O., 1892, p. 159, Pl. 2, fig. 4

Paleoekologia: Wyniki ostatnich badań wskazują, że rodzaj *Spirillina* we wczesnej kredzie (Luterbacher, 1972; Olsson, 1977), podobnie jak dziś (Łukina, 1980), zasięgiem batymetrycznym obejmował szelf i batiał. W badanym profilu występuje licznie w żwirowcach i łupkach mułowcowych, rzadko w łupkach ilastych.

Wiek: malm – wczesna kreda prowincji borealnej i Tetydy.

Patellina subcretacea Cushman et Alexander

Pl. IX, fig. 9 – 10

Cushman J.A., Alexander C., 1930, p. 10, Pl. 3, fig. 1

Paleoekologia: Zasięg batymetryczny gatunku we wczesnej kredzie obejmował szelf i batiał (Olsson, 1977). W badanym profilu występuje podobnie jak *Spirillina minima* Schacko w żwirowcach, łupkach mułowcowych i ilastych.

Wiek: wczesna kreda prowincji borealnej i Tetydy.

Hedbergella infracreatacea (Glaessner)

Pl. IX, fig. 7 – 8

Glaessner M., 1937, p. 28, Text-fig. 1

Uwagi: Masters (1977) umieszcza omawiany gatunek w synonimice *Globigerina delrioensis* Carsey (1926), ale pogląd ten wydaje się być odosobniony.

Paleoekologia: Rodzaj *Hedbergella* należał w kredzie do fauny wyższych części epipelagiału (Sliter, 1972) i stąd bywa znajdowany w osadach z pogranicza szelfu i stoku kontynentalnego. Ponadto występowanie gatunków planktonicznych wskazuje zawsze na bliskość otwartego morza.

Wiek: hoteryw – wczesny cenoman prowincji Tetydy.

Paalzowella feifeli (Paalzow)

Pl. IX, fig. 1 – 2

Paalzow R., 1932, p. 140, Pl. 9, fig. 6 – 7 (Cat. E.M.)

Paleoekologia: Według powszechnej opinii paalzowelle, podobnie jak trocholiny, w jurze i wczesnej kredzie były związane ze środowiskiem rafowym. W badanym profilu gatunek ten występuje w żwirowcach.

Wiek: malm – wczesna kreda prowincji borealnej i Tetydy w Europie.

Trocholina paucigranulata Moullade

Pl. IX, fig. 5 – 6

Moullade M., 1960, p. 135 – 136, Pl. 2, fig. 4 – 5

Uwagi: Bartenstein i inni (1971) wyrażają pogląd, że istnienie wielu gatunków trocholin (w tym i *Trocholina paucigranulata* Moullade) nie ma dostatecznego

uzasadnienia, ponieważ w wysoce zmiennym środowisku rafowym, w którym żyły, istniała wśród otwornic duża zmienność morfologiczna dotycząca zarówno kształtu, jak i ornamentacji skorupki.

P a l e o e k o l o g i a: Rodzaj związany ze środowiskiem rafowym. W badanym profilu występuje w żwirowcach.

W i e k: berias – wczesny apt prowincji borealnej i Tetydy w Europie.

Gavelinella barremiana Bettenstaedt

Pl. VIII, fig. 11

Bettenstaedt F., 1952, p. 275, Pl. 2, fig. 26–29

P a l e o e k o l o g i a: Gatunek podawany z osadów szelfowych (Miatluk, 1975; Gradstein, 1978). W badanym profilu występuje w żwirowcach i łupkach mułowcowych.

W i e k: środkowy barrem – wczesny apt prowincji borealnej i Tetydy.

Conorboides cf. *hofkeri* (Bartenstein et Brand)

Pl. X, fig. 3–4

U w a g i: Zły stan zachowania skorupek utrudnia dokładne gatunkowe oznaczenia okazów.

P a l e o e k o l o g i a: rodzaj *Conorboides* jest typowym składnikiem zespołu „*Ammobaculites*" Haiga (1979), który to zespół we wczesnej kredzie był związany ze środowiskami wewnętrznego szelfu o mniejszym zasoleniu. Michael (1979) uważa ten rodzaj za ciepłolubny. W badanym profilu rzadki w żwirowcach.

Epistomina caracolla (Roemer)

Pl. X, fig. 1–2

Roemer F.A., 1841, p. 97, Pl. 15, fig. 22

P a l e o e k o l o g i a: Dailey (1973) i Butt (1979) uważają, że we wczesnej kredzie zasięg batymetryczny rodzaju *Epistomina* obejmował głębokości zewnętrznego szelfu i górnego batiału, gdzie rodzaj ten preferował podłoże ilaste. Według Haiga (1979) nieornamentowane gatunki *Epistomina* – należy do nich także *Epistomina caracolla* (Roemer) – są charakterystycznym składnikiem zespołu „*Ammobaculites*", który występuje w płytkowodnych facjach bezwapnistych pochodzenia terygenicznego. W badanym profilu gatunek liczny w żwirowcach.

W i e k: walanżyn – wczesny apt prowincji Tetydy, berrias – barrem prowincji borealnej w Europie.

Epistomina ex. gr. *ornata* (Roemer)

Pl. X, fig. 5–7

U w a g i: Znaczne zniszczenie okazów utrudnia precyzyjne określenie gatunku. Charakterystyczna dla omawianych form była silna ornamentacja.

Paleoekologia: Patrz uwagi przy *Epistomina caracolla* (Roemer). W świetle dotychczasowych poglądów na temat zależności ornamentacji od energii środowiska silna ornamentacja skorupek wskazywałaby na pochodzenie okazów ze środowiska o większej energii. W badanym profilu formy liczne w żwirowcach.

WYKAZ LITERATURY – REFERENCES

Bartenstein H. (1956), Zur Mikrofauna des englischen Hauterive. *Senckenb.* 37, 5–6: 509–533. Frankfurt.

Bartenstein H. (1962), Neue Foraminiferen aus Unterkreide und Oberkeuper NW Deutschland und Schweiz. *Senckenb. Lethaea* 43: 135–149, Frankfurt.

Bartenstein H. (1977), Stratigraphic paralelization of the Lower Cretaceous in the northern hemisphere. Zonation with benthonic index foraminifera. *Newslet. Stratigr.*, 6,1: 30–41. Stuttgart.

Bartenstein H., Bettenstaedt F. (1962), Marine Unterkreide (Boreal und Tethys) *In*: Leitfossilien der Mikropäleontologie, 7: 225–297., Berlin.

Bartenstein H., Bettenstaedt F., Bolli H. (1957), Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad B.W.I. Erster Teil: Cuche- und Toco-Formation. *Ecl. Geol. Helv.* 50, 1: 5–67, Basel.

Bartenstein H., Bettenstaedt F., Kovatcheva T. (1971), Foraminiferen des bulgarischen Barrême. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.* 139, 2: 125–162, Stuttgart.

Bartenstein H., Bolli H. (1973), Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad W.I. Dritter Teil: Maridaleformation (Co-Typolokalität). *Ecl. Geol. Helv.* 66, 2: 389–418, Basel.

Bartenstein H., Brand E. (1951), Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis. *Abh. Senck. Naturf. Ges.*, 485, 2: 239–335, Frankfurt.

Bartenstein H., Kovatcheva T. (1982), A comparison of Aptian Foraminifera in Bulgaria and North West Germany. *Ecl. Geol. Helv.* 75, 3: 621–667, Basel.

Benson W.E., Sheridan R.E. *et al.* (1978), Sites 389 and 390: north rim of Blake Nose; Site 391: Blake Bahama Basin; Site 392. In: Benson W.E., Sheridan R.E. *et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 44, II: 69–394, Washington.

Berthelin M. (1880), Mémoire sur les Foraminiféres fossiles de l'etage Albien de Montcley (Doubs). *Mem. Soc. Geol. France*, ser. 3, 1,5: p. 84, Paris.

Bettenstaedt F. (1952), Stratigraphisch wichtige Foraminiferen Arten dem Barrême vorwiegend NW Deutschland. *Senckenb.* 33, 4–6: 263–295, Stuttgart.

Bettenstaedt F., Spiegler D. (1976), Zur Evolution von Lagena (Foraminifera) der tieferen Unterkreide NW Deutschland. *Mitt. Geol. Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, 44: 11–44, Hamburg.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K. (1963), Stratigraphie des Carpathes externes polonaises. *Biul. Inst. Geol.* 10, 181: p. 153, Warszawa.

Bielecka W., Pożaryski W. (1954), Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego malmu w Polsce środkowej. Micropaleontological stratigraphy of the Upper Malm in Central Poland. *Prace Inst. Geol.* 12: p. 72, Warszawa.

Blainville H.M. (1824), Mollusques, Vers et Zoophytes. In: Dictionnaire des Sciences Naturelles, 32: p. 567, F.G. Levrault, Paris.

Bornhold B.D., Pilkey O.H. (1971), Bioclastic Turbidite Sedimentation in Columbus Basin, Bahamas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, New York.

Bouma A.H. (1962), Sedimentology of the some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publ. Co. p. 160, Amsterdam.

Brady H.B. (1884), Report of the scientific results of the voyage of H.M.S. Challenger during the years 1873–76. *Zoology* 9, 22: p. 814, London.

Butt A. (1979), Lower Cretaceous Foraminiferal Biostratigraphy, Paleoecology and Depositional

Environment at DSDP Site 397, Leg 47 A. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 47: 257–261, Washington.

Carsey D.O. (1926), Foraminifera of the Cretaceous of central Texas. *Texas Univ. Bull.* 2612: p. 56, Houston.

Chapman F. (1892), Some new forms of hyaline Foraminifera from the Gault. *Geol. Mag.* 9: 52–54, London.

Chevalier J. (1961), Quelques nouvelles éspeces de foraminiféres dans le Crétacé inférieur méditerranéen. *Rev. Micropaleont.* 4, 1: 30–36, Paris.

Costea I. (1974), Micropaleontological study of Lower Cretaceous in the central part of the Moesian Platform (Romania). *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.* 146: 1–28, Stuttgart.

Crowell J.C. (1957), Origin of pebbly mudstones. *Geol. Soc. Am. Bull.* 68: 993–1009, New York.

Curry R.R. (1966), Observations of alpine mudflows in the Ten Mile area, Central Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77, New York.

Cushman J.A., Alexander R. (1930), Some vaginulinas and other foraminifera from lower Cretaceous of Texas. *Contr. Cushm. Lab. Foram. Res.* 6,1: 1–10, Sharon.

Dailey D. (1973), Early Cretaceous Foraminifera from the Budden Canyon Formation, Northwestern Sacramento Valley, California. *Univ. Calif. Geol. Sc. Publ.* 106: p. 87, Los Angeles.

Dam A. ten. (1946), Arenaceous Foraminifera and Lagenidae from the Neocomian (Lower Cretaceous) of the Netherlands. *J. Paleont.* 20, 6: 570–575, Tulsa.

Davies R.A. (1977), Principles of Oceanography. Addison-Wesley Publ. Co. Woods Hole Mass.

Drake C.L., Burk C.A. (1974), Geological Significance of Continental Margins. In: C.A. Burk, L.C. Drake (eds). The Geology of Continental Margins.

Dżułyński S. (1963), Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych. *Stud. Geol. Pol.* 12: p. 136, Warszawa.

Dżułyński S., Walton E.K. (1965), Sedimentary features of flysch and greywackes. Developments in Sedimentology 7: p. 274 Elsevier Publ. Co., Amsterdam.

Ellis B.F., Messina A. (1940), Catalogue of Foraminifera and Supplements. *Amer. Mus. Nat. Hist.* New York.

Espitalité J., Sigal J. (1963), Contribution à l'etude des foraminiferes du Jurassique superieur et du Néocomien du Bassin de Majunga (Madagascar). *Ann. Geol. Madagascar* 32: p. 79, Tananarive.

Fuchs W. (1971), Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barrême aus Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohemens in Vorarlberg. *Abh. Geol. Bundesanst. Wien*, 27: p. 49, Wien.

Fuchs W., Stradner H. (1967), Die Foraminiferenfauna und Nannoflora eines Bohrkernes aus dem höheren Mittel-Alb der Tiefbohrung Delft-2 (NAM), Niederlands. *Jahrb. Geol. Bundesanst.. Wien*, 110, 2: 245–341, Wien.

Geroch S. (1966), Małe otwornice dolnej kredy serii śląskiej w polskich Karpatach. Lower Cretaceous Small Foraminifera of the Silesian Series, Polish Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 36, 4: 413–480, Kraków.

Glaessner M. (1937), Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eozän und ihre stratigraphische Bedeutung. *Probl. Micropaleont.* 1, 1: 27–45, Moscov.

Gorsline D.S., Emery K.O. (1959), Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica Basins off southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 70: 279–290, New York.

Gradstein F. (1978), Biostratigraphy of Lower Cretaceous Blake Nose and Blake-Bahama Basin Foraminifers DSDP Leg 44, Western North Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 44: 663–676, Washington.

Gradstein F., Berggren W.A. (1981), Flysch-type Agglutinated Foraminifera and the Maastrichtian to Paleogene History of the Labrador and North Seas. *Mar. Micropaleont.* 6, 3: 211–268, Amsterdam.

Haig D. (1979), Global Distribution Patterns for Mid-Cretaceous Foraminiferids. *Jour. Foram. Res.* 9, 1: 29–40, Lawrence.

Hesse R. (1975), Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. *Sedimentology* 22, 3: 387–416, Amsterdam.

Jendryka-Fuglewicz B. (1975), Evolution of the Jurassic and Cretaceous smooth-walled Lenticulina (Foraminiferida) of Poland. *Acta Palaeont. Pol.* 20, 2: 99–190, Warszawa.

Kamieński M., Peszat C., Rutkowski J. (1963), Litologia piaskowców grodziskich (Karpaty Fliszowe). The Lithology of Grodischt Sandstone in the Flysch Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 33, 1/3: 11–42, Kraków.

Kemper E.V., Bertram H., Deiters H. (1975), Zur Biostratigraphie und Paläoökologie der Schichtenfolge Ober-Apt/Unter-Alb im Beckenzentrum nördlich und östlich von Hannover. *Ber. Naturhist. Gesell.* 119: 49–85, Hannower.

Krasheninnikov V.A., Pflaumann U. (1977), Cretaceous agglutinated foraminifera of the Atlantic Ocean off West Africa (Leg 41, Deep Sea Drilling Project). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 41: 565–580, Washington.

Książkiewicz M. (1953), Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. In: Regionalna geologia Polski. T. 1. Karpaty. Z. 2. Tektonika, Kraków.

Książkiewicz M. (1958), Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim. Submarine slumping in the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 28, 1/2: 3–150, Kraków.

Książkiewicz M. (red.) (1962), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 13 – Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Fascicle 13, Cretaceous and Early Tertiary in the Polish External Carpathians. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Książkiewicz M. (1972), Karpaty. In: Budowa geologiczna Polski. T. IV – Tektonika. Cz. 3: p. 196. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Książkiewicz M. (1975), Bathymetry of the Carpathian Flysch Basin. *Acta Geol. Pol.* 25, 3: 309–355, Warszawa.

Książkiewicz M. (1977), Trace Fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Palaeont. Pol.* 36: p. 198, Warszawa.

Kuznetsova K., Seibold I. (1977), Foraminifers from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Eastern Atlantic (DSDP Leg 41, Sites 367 and 370). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 41: 515–523, Washington.

Limanowski M. (1905), Rzut oka na architekturę Karpat. Coup-d'oeil sur l'architecture de Carpathes. *Kosmos* 30: 255–340, Lwów.

Lindsay J.F. (1968), The development of clast fabric in mudflow. *Jour. Sed. Petr.* 38: 1242–1553, Tulsa.

Luterbacher H.P. (1972), Foraminifers from the Lower Cretaceous and Upper Jurassic of the Northwestern Atlantic. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 11: 561–575, Washington.

Magniez F., Rat P. (1972), Les Foraminifères des Formations á Spongiaires et Tritaxia dans l'Aptien-Albien Cantabrique (Espagne). *Rev. Esp. Micropal. Num. Extr*: 159–178, Madrid.

Malik K. (1978), Sedymentacja zlepieńców warstw grodziskich i mikrofacje ich egzotyków wapiennych. Maszyn. pracy dokt., Arch. Inst. Nauk Geol. UJ, Kraków.

Martini J.P., Sagri M. (1977), Sedimentary fillings of ancient deep-sea channels: two examples from Northern Appennines (Italy). *Jour. Sed. Petr.* 47, Tulsa.

Masters B.A. (1977), Mesozoic Planktonic Foraminifera. A world-wide review and analysis. *Oceanic Micropaleontology* 1: 301–630, London.

Michael E. (1979), Mediterrane Fauneneinflusse in den borealen Unterkreide-Beckens Europas, besonders Nordwestdeutschland. In: J. Wiedman (ed.) Aspekte der Kreide Europas. *Intern. Union Geol. Sc. ser. A*, 6: 305–319, Stuttgart.

Middleton G.V., Hampton M.A. (1976), Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: D.J. Stanley, D.J.P. Swift (eds.) Marine sediment transport and environmental management. 197–218. Wiley et Sons Inc.

Moore D.G. (1969), Reflection profiling studies of California continental borderland: Structure and quaternary turbidite basins. *Geol. Soc. Amer., Spec. Papers* 107, New York.

Morgiel J., Olszewska B. (1981), Biostratigraphy of the Polish External Carpathians based upon agglutinated foraminifera. *Micropaleontology* 27, 1: 1–30, New York.

Moullade M. (1960), Sur quelques foraminiféres du Crétacé inferieur de Baronnies (Drôme). *Rev. Micropaleont.* 3, 2: 131–142, Paris.

Moullade M. (1961), Quelques foraminiféres et ostracodes nouveaux du Crétacé inferieur vocontien. *Rev. Micropaleont.* 3, 4: 213–216, Paris.

Mutti E. (1977), Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (Southcentral Pyrenees, Spain). *Sedimentology* 24: 107–131, Amsterdam.

Mutti E., Ricchi-Lucchi F. (1975), Turbidite Facies and Facies Associations. In: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Appennines. *IX Intern. Congr. Sedim. Nice-75, Field trip A* 11: 21–36, Nice.

Neagu T. (1975), Monographie de la faune des foraminifères eocrétacés du couloir de Dimbovicioara de Codlea et des Monts Persani (Couches de Carhaga). *Inst. Geol. Mémoires*, 25: p. 120, Bucarest.

Nikolov T.G. (1979), Le cadre paleobiogeographique du Crétacé inferieur bulgare. In: J. Wiedman (ed.), Aspekte der Kreide Europas. *Inter. Union Geol. Sc. Ser. A*, 6: 425–433, Stuttgart.

Normark W.R., Piper D.J.W. (1969), Deep-sea fan valleys past and present. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, Tulsa.

Olsson R. (1977), Mesozoic Foraminifera – Western Atlantic. In: F.M. Swain (ed.), Stratigraphic micropaleontology of Atlantic basin and borderlands. *Developm. Palaeontol. Stratigr.* 6: 205–219, Amsterdam.

Olszewska B. (1984), Interpretacja paleoekologiczna otwornic kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych. Palaeocological interpretation of Cretaceous and Paleogene foraminifera of the Polish External Carpathians. *Biul. Inst. Geol.* 346, Warszawa.

Orbigny A. (1840), Mémoire sur les Foraminifères de la craie blanche du bassin de Paris. *Soc. Geol. France Mem.*, 4, 1: p. 51, Paris.

Orbigny A. (1849), Prodrôme de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. p. 427, V. Masson, Paris.

Paalzow R. (1932), Die Foraminiferen aus den Transversarius-Schichten und Impressa-Tonen der nordöstlichen schwäbischen Alb. *J. Verein. Vaterländ. Naturk. Würtemberg*, 88: 81–142.

Reuss A.E. (1846), Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. 1: p. 58, Stuttgart.

Reuss A.E. (1858), Über die Foraminiferen von Pietzpuhl. *Z. Deutsch. Geol. Gesell.*, 10: 433–438.

Reuss A.E. (1860), Die Foraminiferen der westphalischen Kreideformation. *Sitzungsberichte.* Abt. 1. 40: 3–94, Wien.

Reuss A.E. (1863), Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault. *Sitzungsberichte.* Abt. 1. 46: 5–100, Wien.

Ricchi-Lucchi F. (1975), Depositional cycles in two turbidite formations of the Northern Appennines (Italy). *Jour. Sed. Petr.* 45: 3–43, Tulsa.

Roemer F.A. (1841), Die Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges. p. 145, Halm.

Roemer F.A. (1842), Neue Kreide-Foraminiferen. *N. Jb. Min. Geogr. Geol. Petref.-Kunde*; 272–273.

Rusnak G.A., Nesteroff W.D. (1964), Modern turbidites: terrigenous abyssal plain versus bioclastic basins. In: R.L. Miller (ed.), Papers in Marine Geology, Shephards Comm. Vol., Macmillan Co. New York.

Schacko O. (1892), Foraminiferen und Ostracoden aus der Kreide von Malzow. *Verh. Freunde Naturg. Mecklenb. Archiw.* 45: 155–160, Güstrow.

Schafer C.T., Cole F.E., Carter L. (1981), Bathyal zone benthic foraminifera: genera off northeast Newfounland. *Jour. Foram. Res.* 11, 4: 296–313, Lawrence.

Scheibnerova V. (1971), Foraminifera and their Mesozoic biogeoprovinces. *Rec. Geol. Surv. New South Wales* 13, 3: 136–155, Sydney.

Seibold E., Seibold I. (1960), Foraminiferen der Bank-und Schwamm Fazies im unteren Malm Suddeutschlands. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.* 109, 3: 309–438, Stuttgart.

Sigal J. (1952), Apercu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. *19 Congr. Geol. Int. Monogr. Region. Ser. 1*, 26: 3–45, Alger.

Skoczylas-Ciszewska K. (1960), Budowa geologiczna strefy żegocińskiej. Geology of the Żegocina zone (Western Flysch Carpathians). *Acta Geol. Pol.* 4: 485–614, Warszawa.

Sliter W.V. (1972), Cretaceous foraminifers – depth habitat and their origin. *Nature*, 239: 514–515, London.

Sliter W.V., Baker R. (1972), Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *Jour. Foram. Res.* 2, 4: 167–183, Lawrence.

Szajnocha W. (1902), Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu X: p. 118, *Kom. Fizjogr. Akad. Umiej.*, Kraków.

Sztejn J. (1957), Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnej kredy w Polsce środkowej. Micropaleontological stratigraphy of the Lower Cretaceous in central Poland. *Prace Inst. Geol.* 22: p. 95, Warszawa.

Ślączka A. (red.) (1976), Atlas of paleotransport of detrital sediments in the Carpathian-Balkan Mountain system. Pt. 1. Tithonian-Lower Cretaceous. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Tappan H. (1940), Foraminifera from the Grayson Formation of northern Texas. *J. Paleont.* 14, 2: 93–126, Menasha.

Uhlig V. (1888), Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizien Karpathen. I Theil. Die Sandsteinzone zwischen dem pieninischen Klippenzuge und dem Nordrande. *Jahr. Geol. Bundesanst.* 38: 85–264, Wien.

Unrug R. (1977), Ancient deep-sea traction currents in the Lgota beds (Albian) of the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 47, 3: 355–366, Kraków.

Unrug R. (1979), Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 49, 1–2: 3–14, Kraków.

Van Andel T. (1975), Mesozoic/Cenozoic Calcite Compensation Depth and the Global Distribution of Calcareous Sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26: 181–194, Amsterdam.

Van Hinte J. (1972), Appendix E. Lists of selected Mesozoic planktonic and benthonic foraminifera and ostracoda and conclusions on age and environment. Shipboard scientific party. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 12: 115–118, Washington.

Van Hinte J. (1976), A Cretaceous Time Scale. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* 60, 4: 498–516, Tulsa.

Van Hinte J. (1978), Geohistory Analysis – Application of Micropaleontology in Exploration Geology. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* 62, 2: 201–222, Tulsa.

Walker R.G. (1967), Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petr.* 37: 25–43, Tulsa.

Walker R.G., Mutti E. (1973), Turbidite facies and facies associations. In: G.V. Middleton, A.H. Bouma (eds.), Turbidites and deep water sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific Coast Section* 119–157, Los Angeles.

Youssefnia I. (1978), Paleocene benthonic foraminiferal paleoecology of Atlantic Coastal Plain. *Jour. Foram. Res.* 8, 2: 144–126, Lawrence.

Zedler B. (1961), Stratigraphische verbreitung und Phylogenie von Foraminiferen des nordwestdeutsche Oberhauterive. *Paläontol. Z.* 35, 1: 28–61, Stuttgart.

Zuber R. (1905), Uwagi krytyczne o najnowszych mapach geologicznych Profesora Szajnochy. *Kosmos*, 30: 206–214, Lwów.

Zuber R. (1918), Flisz i nafta. *Prace Nauk. Tow. Popier. Nauki Pol.*, Dz. II. 2: p. 381, Lwów.

Didkovskij V.Ya., Zernetskij B.F., Ivanik M.M., Digas L.A., Maslun N. — Дидковский В.Я., Зернецкий В.Ф., Иваник М.М., Дигас Л.А., Маслун Н. (1977), Закономерности распространения фораминифер в северной и тропической Атлантике. 153 с. *Наукова Думка*. Киев.

Łukina T.G. — Лукина Т.Г. (1980), Глубоководные фораминиферы центральной части Тихого Океана. Исследования фауны морей 24(32): 182 с. *Наука*, Москва.

Miatluk E.V. — Мятлюк Е.В. (1974), К палеоекологии фораминифер раннемелового бассейна Прикаспийской Впадины. *Тр. ВНИГРИ*, 349: 62—87, Ленинград.

SUMMARY

The Grodziszcze Beds are peculiar sandy facies of the Early Cretaceous flysch in the External Carpathians. Typical for the facies thick-bedded, graded sandstones and conglomerates, middle and thick-bedded sandstones and debris flows with exotic rocks occur on limited area within Silesian and Subsilesian units.

Recently a part of the complex outcropping at Żegocina (SE from Kraków) has been studied in detail to complete data upon development and age of the Grodziszcze Beds in the southern part of the Silesian unit.

According to sedimentological investigations (K. Malik) deposits of the Grodziszcze Beds at Żegocina originated from various processes of gravitational transport. There were recognized sediments resulting from debris flows, turbidity currents as well as sediments accumulated from suspension settling. It is also possible that some sediments owe their origin to traction currents.

All these processes were linked with activity of the intrageosynclinal Silesian cordillera which supplied material for the accumulation of the Grodziszcze Beds. According to K. Malik the cordillera was bordered by narrow shelf passing into a rather steep slope (the presumed gradient is 6°) 20–30 km wide.

The sediment accumulated at the edge of shelf was transported down the basin by debris flows and turbidity currents of various densities. The sedimentation of transported material led to accumulation of pebble mudstones, sandstones, marls, muddy and clayey shales making up the Grodziszcze Beds on the investigated area. A part of clayey shales, however, displays the features of hemipelagic sediments.

Within each of lithological varieties a different foraminiferal assemblage has been found. Pebble mudstones contained assemblages with predominating shallow water species. Numerous Nodosariidae are represented by rather smooth-walled forms, Ataxophragmiidae by species using calcareous particles for the construction of test. Typical genera include: *Dorothia*, *Falsogaudryinella*, *Belorussiella*, *Eggerellina* (agglutinated) and *Valvulineria*, *Conorboides*, *Epistomina*, *Gavelinella*, *Lenticulina*, *Planularia*, *Citharina*, *Marginulinopsis* (calcareous).

Muddy shales assemblages differ from previous ones in predominance of Nodosariidae and Spirillinidae and by presence of agglutinated species with siliceous tests. Among the latter the following genera have been recognized: *Rhizammina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Thalmannammina*, *Trochammina*.

Hemipelagic clayey shales poor in carbonates contained almost exclusively primitive arenaceous foraminifera which are believed to be autochtonous fauna of the basin. Typical for the facies are genera: *Rhizammina*, *Hippocrepina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Ammobaculoides*, *Hormosina*, *Haplophragmium*, *Pseudoreophax*, *Reophax*, *Thalmannammina*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*, *Verneuilinoides*. The isolated specimens of the smooth-walled *Lenticulina* and *Spirillina* have also been found. The assemblage displays strong affinity to Haig's (1979) "*Recurvoides* Association" designated for Lower-Middle Cretaceous bathyal-hadal depths within geosynclinal troughs or the open ocean.

This suggests lower bathyal depths (but above local calcite compensation level) of deposition for the Grodziszcze Beds at Żegocina. The conclusion drawn upon the paleontological data supports the results of the sedimentological investigations.

The co-occurrence of species: *Hormosina crassa* Geroch, *Pseudoreophax cisovnicensis* Geroch and *Ammobaculoides carpathicus* Geroch in autochthonous assemblages suggests broadly Barremian age for the Grodziszcze Beds at Żegocina. More precise determination comes out from pebble mudstone assemblages where the presence of: *Gavelinella barremiana* Bettenstaedt, *Eggerellina meltae* (Kovatcheva) and *Dorothia subtrochus* (Bartenstein) indicates the upper Barremian age of the deposits in question.

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza – Plate I

Fig. 1. Kompleks nieuławiconych żwirowców ilastych w dolnej części profilu warstw grodziskich. W obrębie jednolitego mułowego matriksu są rozmieszczone pojedyncze otoczaki wielkości poniżej

10 cm. Oddzielność łupkowa mułowego matriksu ma charakter wyłącznie kompakcyjny – nie jest ona podkreślona wewnętrzną laminacją osadu.

Fig. 1. The complex of non-layered pebble mudstone-lower part of Grodziszcze Beds. Isolated pebbles of diameter less than 10 cm are dispersed in homogenous mud matrix. The slaty joint of matrix results from compaction without evidence of internal lamination.

Fig. 2. Strefa dyslokacyjna uskoku inwersyjno-zawiasowego w obrębie piaskowców gruboławicowych – dolna część profilu warstw grodziskich: *g* – granice strefy dyslokacyjnej, *l* – łupki mułowcowe zdeformowane plastycznie, *p* – porwaki piaskowców.

Fig. 2. Dislocation zone of the hinge-inversed fault in the coarse-layered sandstones of the Grodziszcze Beds: *g* – boundaries of the dislocation zone, *l* – muddy shales plastically deformed, *p* – sandstone blocks.

Plansza – Plate II

Fig. 1. Gruboziarniste żwirowce ilaste w dolnej części profilu warstw grodziskich: *w* – obtoczone głazy wapieni, *m* – plastycznie zdeformowane porwaki (intraklasty) ławic margli, *p* – porwaki piaskowców.

Fig. 1. Coarse-grained pebble mudstone in the lower part of Grodziszcze Beds: *w* – blocks of limestones, *m* – plastically deformed intraclasts of marls, *p* – blocks of sandstones

Fig. 2. Gruboziarniste żwirowce ilaste w dolnej części profilu warstw grodziskich: *w* – obtoczone głazy wapieni, *p* – popękane i nieregularne porwaki ławic piaskowców, *m* – porwaki jasnych, laminowanych margli, *x* – mułowo-piaszczysty matriks nie wykazujący łupkowej oddzielności.

Fig. 2. Coarse-grained pebble mudstone in lower part of the Grodziszcze Beds: *w* – abraded boulders of limestone, *p* – irregular, jointed sandstone clasts, *m* – clasts of light coloured laminated marls, *x* – muddy-sand matrix.

Plansza – Plate III

Fig. 1. Ławica żwirowców ilastych w obrębie bezstrukturowych piaskowców gruboławicowych w dolnej części profilu warstw grodziskich: *s* – nierówny, erozyjny spąg ławicy. Drobne kilkucentymetrowe otoczaki są rozmieszczone równomiernie w mułowym matriksie (*x*) nie wykazującym łupkowej oddzielności. Porwaki osadu piaszczystego (*p*) grupują się w dolnej części ławicy. Ku górze porwaki są mniejsze, występują rzadziej i mają silnie rozmyte kontury.

Fig. 1. A bed of pebble mudstone in a structureless coarse-layered sandstones from the lower part of the Grodziszcze Beds: *s* – uneven, erosional base of the bed. Small pebbles evenly distributed within mud matrix (*x*). Rafted sandy clasts (*p*) concentrated in the lower part of the bed. The upper part of the bed contains smaller, scattered clasts with the washed-out contours.

Fig. 2. Ławica żwirowców ilastych w obrębie gruboławicowych, frakcjonalnych i laminowanych piaskowców: *s* – płaski erozyjny spąg ławicy. Drobne otoczaki są rozproszone równomiernie w mułowym matriksie (*x*), wykazującym łupkową oddzielność pochodzenia kompakcyjnego. Porwaki ławic piaskowców (*p*) i margli (*m*) grupują się w spągowej części ławicy żwirowca.

Fig. 2. A bed of pebble mudstone in coarse-layered, graded and laminated sandstones: *s* – flat, erosional base of the bed. Small pebbles dispersed evenly in mud matrix (*x*) with slaty joint of compact origin. Rafted blocks of sandstones (*p*) and marls (*m*) concentrated at the base of the bed.

Plansza – Plate IV

Fig. 1. Litofacja łupków i piaskowców w wyższej części profilu warstw grodziskich: *p* – ławica piaskowca bezstrukturowego lateralnie zwiększająca grubość sześciokrotnie, t_1, t_2, t_3 – ławice turbidytowe, każda złożona z warstwy piaskowca i łupku mułowcowego będących produktem depozycji trzech kolejno po sobie następujących prądów zawiesinowych o umiarkowanej gęstości, *st* – skały otaczające, których materiał pochodzi głównie z suspensji okresowo przerywanej przez sedymentację ze skrajnie rozcieńczonych prądów zawiesinowych (nieciągłe warstwy bardzo drobnoziarnistego piaskowca).

Fig. 1. Lithofacies of shales and sandstones in the upper part of the Grodziszcze Beds: *p* – a layer of structureless sandstone locally thickening sixfold, t_1, t_2, t_3 – turbidite beds build of sandstone and mudstone layers, originated from three successive turbidity currents of medium density, *st* – suspension deposits surrounding turbidite layers; its accumulation was occasionaly hampered by sedimentation from highly diluted turbidity currents (discontinuous layers of very fine-grained sandstone).

Fig. 2. Litofacja łupków i piaskowców w wyższej części profilu warstw grodziskich. Regularnie pofalowana górna powierzchnia najgrubszej warstwy piaskowca jest przekrojem podłużnym ciągu małych ripplemarków. Nierówności spągu z przekrojem hieroglifów prądowych z grupy jamek wirowych. Pozostałe objaśnienia jak na fig. 1.

Fig. 2. Lithofacies of shales and sandstones in the upper part of the Grodziszcze Beds. The wave-like top surface of the thickest sandstone bed is an elongated section of the sequence of small buried ripplemarks. Irregularity of bottom surface derives from the scours marks of the flute casts type. Other explanations see Fig. 1.

Plansza — Plate V

Fig. 1. Litofacja łupków i piaskowców. W spągu laminowanego piaskowca (t_1) występuje ławica żwirowca ilastego ($\dot{z}$) zbudowana z pojedynczych otoczaków i licznych, rozmytych porwaków piaskowców rozmieszczonych w mułowym matriksie. Pozostałe objaśnienia jak na pl. IV, fig. 1.

Fig. 1. Lithofacies of shales and sandstones. At the base of laminated sandstone bed (t_1) occurs a layer of pebble mudstone ($\dot{z}$) composed of rare pebbles and numerous wash-out sandstone fragments embedded in mud matrix. Other explanations see Pl. IV, Fig. 1.

Fig. 2. Litofacja łupków i piaskowców. W spągu warstwy piaskowca (t_1) występuje ławica żwirowca ilastego ($\dot{z}$) zbudowana prawie wyłącznie z rozmytych intraklastów piaskowcowych i mułowych. Pozostałe objaśnienia jak na pl. IV, fig. 1.

Fig. 2. Lithofacies of shales and sandstones. Beneath a bed of sandstone (t_1) occurs a bed of pebble mudstone ($\dot{z}$) composed, almost exclusively of wash-out intraclasts of sandstone and mudstone. Other explanations see Pl. IV, Fig. 1.

Plansza — Plate VI

Fig. 1. *Eggerellina meltae* (Kovatcheva), × 156. Fig. 2. *Falsogaudryinella tealbyensis* (Bartenstein), × 120. Fig. 3. *Haplophragmium* cf. *aequale* (Roemer), × 90. Fig. 4. *Verneuilina schizea* Cushman et Alexander, × 108. Fig. 5. *Rhizammina indivisa* Brady, × 78. Fig. 6. *Textularia bernardi* Chevalier, × 132. Fig. 7. *Dorothia kummi* (Zedler), × 78. Fig. 8. *Dorothia hauteriviana* (Moullade), × 66. Fig. 9. *Belorussiella varsoviensis* (Bielecka et Pożaryski), × 120. Fig. 10. *Dorothia subtrochus* (Bartenstein), × 144. Fig. 11. *Haplophragmoides concavus* (Chapman), × 96. Fig. 12. *Hormosina crassa* Geroch, × 120.

Plansza — Plate VII

Fig. 1. *Marginulinopsis lituola* (Reuss), × 90. Fig. 2. *Astacolus exilis* (Reuss), × 80. Fig. 3. *Lagena neocomiana* Bartenstein et Brand, × 78. Fig. 4. *Citharina sparsicostata* (Reuss), × 78. Fig. 5. *Frondicularia furcillata* (Berthelin), × 192. Fig. 6. *Dentalina* cf. *linearis* (Roemer), × 80. Fig. 7. *Lenticulina acuta* (Reuss), × 96. Fig. 8. *Vaginulinopsis prima* (Orbigny), × 60. Fig. 9. *Marginulina inaequalis* Reuss, × 90. Fig. 10. *Lenticulina meridiana* Bartenstein, Bettenstaedt, Kovatcheva, × 94. Fig. 11. *Lenticulina collignoni* Espitalité et Sigal, × 90. Fig. 12. *Lenticulina ouachensis* (Sigal), × 150.

Plansza — Plate VIII

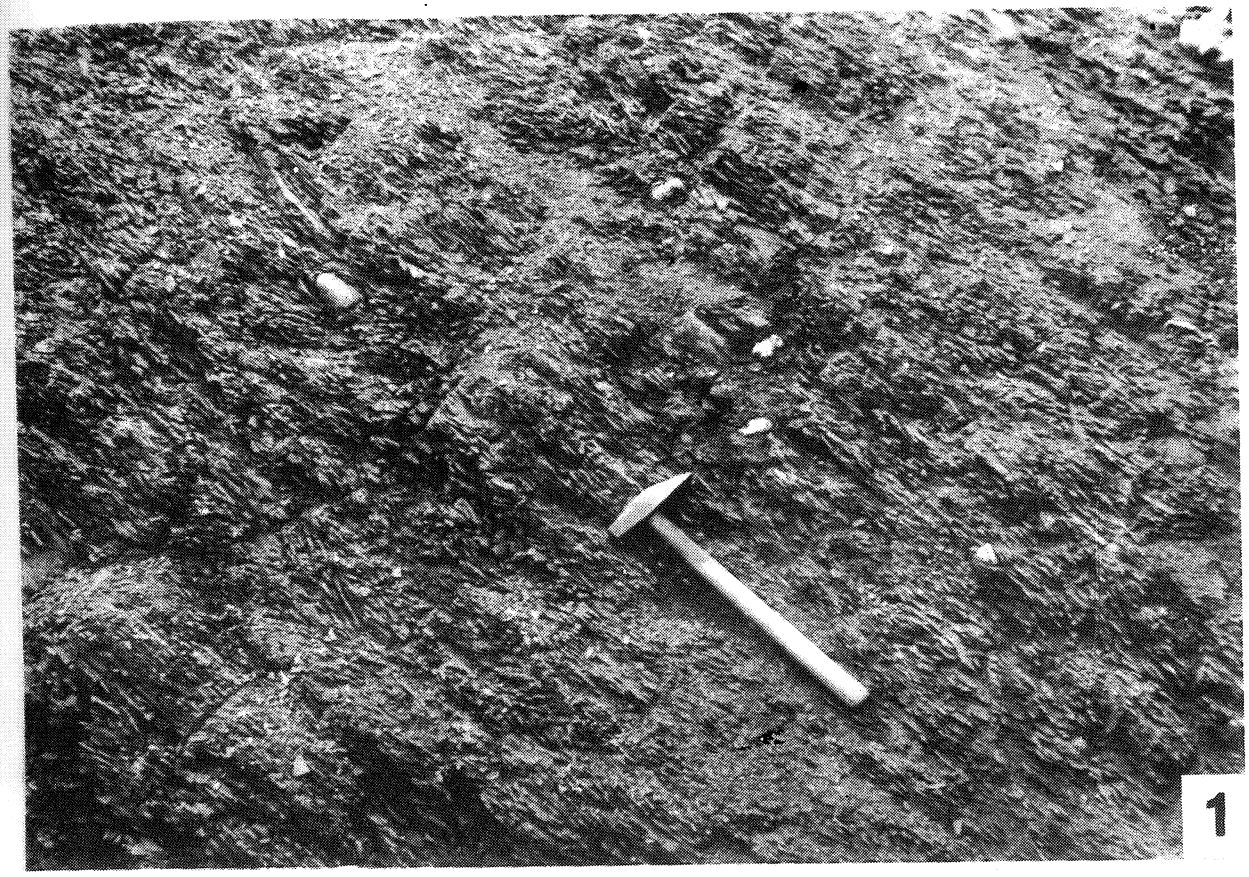
Fig. 1. *Planularia crepidularis* (Roemer), × 78. Fig. 2. *Marginulinopsis sigali* Bartenstein, Bettenstaedt, Bolli, × 78. Fig. 3. *Tristix* ex gr. *excavata* (Reuss), × 90. Fig. 4. *Saracenaria italica* Defrance, × 144. Fig. 5. *Eoguttulina fusus* Fuchs, × 108. Fig. 6. *Pseudonodosaria humilis* (Roemer), × 96. Fig. 7. *Saracenaria triangularis* (Orbigny), × 60. Fig. 8. *Pseudopatellinella* ? *rumana* Neagu, × 180. Fig. 9—10. *Valvulineria loetterlei* (Tappan), Fig. 9 — × 240, Fig. 10 — × 216. Fig. 11. *Gavelinella barremiana* Bettenstaedt, × 120.

Plansza — Plate IX

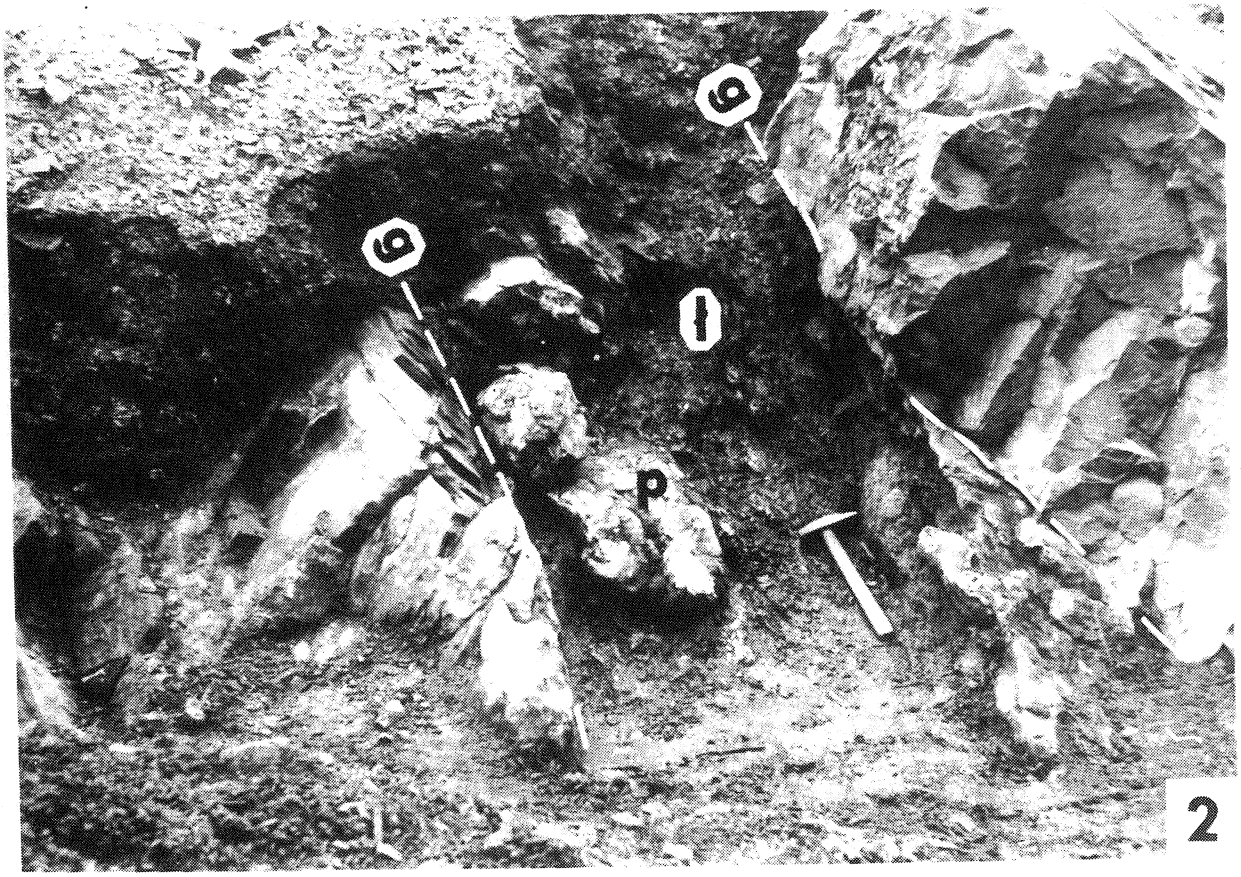
Fig. 1—2. *Paalzowella feifeli* (Paalzow), Fig. 1 — × 180, Fig. 2 — × 156. Fig. 3—4. *Planispirillina* cf. *flava* (Sztejn), × 180. Fig. 5—6. *Trocholina paucigranulata* Moullade, Fig. 5 — × 156, Fig. 6 — × 132. Fig. 7—8. *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), × 216. Fig. 9—10. *Patellina subcretacea* Cushman et Alexander, × 180.

Plansza — Plate X

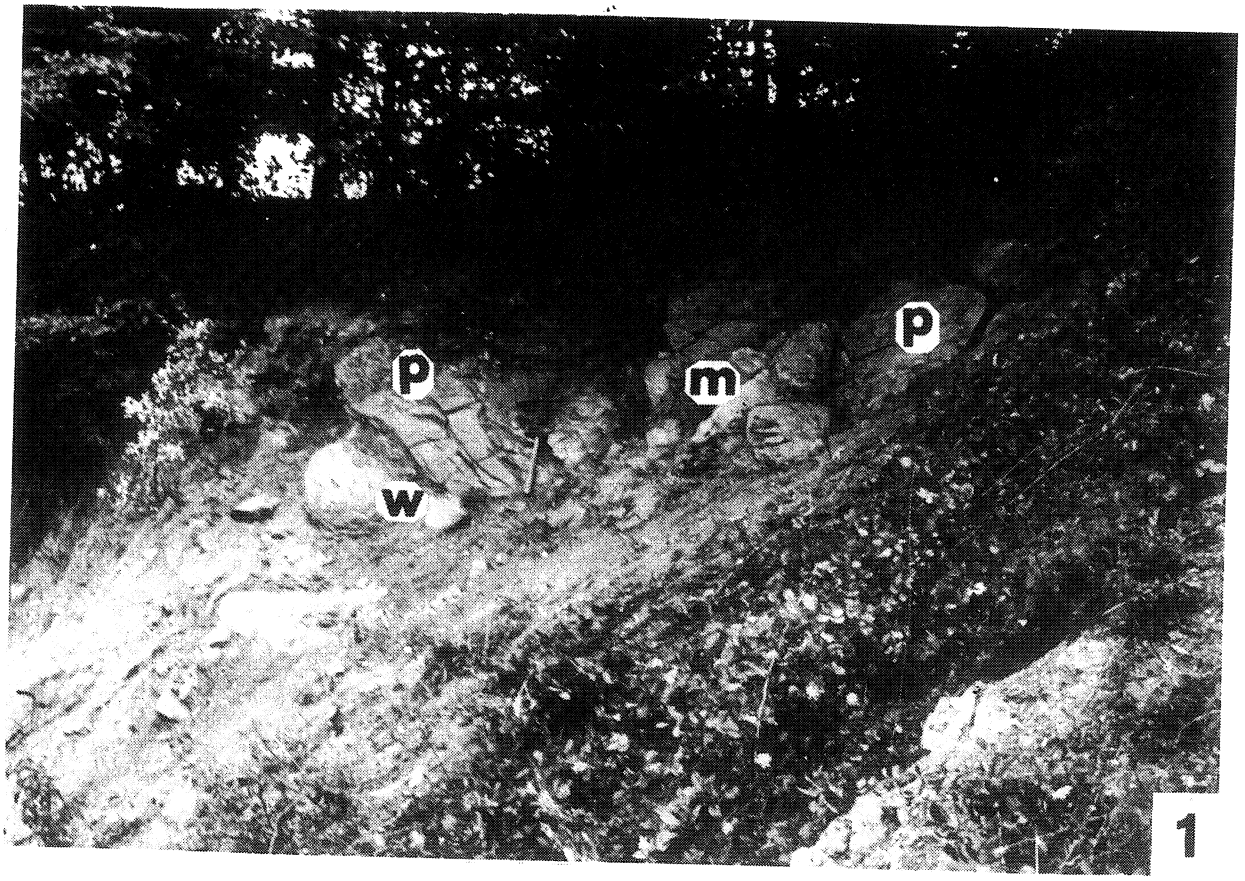
Fig. 1—2. *Epistomina caracolla* (Roemer), × 144. Fig. 3—4. *Conorboides* cf. *hofkeri* (Bartenstein et Brand), × 180. Fig. 5—7. *Epistomina* ex gr. *ornata* (Roemer), Fig. 5 — × 144, Fig. 6 — × 180, Fig. 7 — × 216.

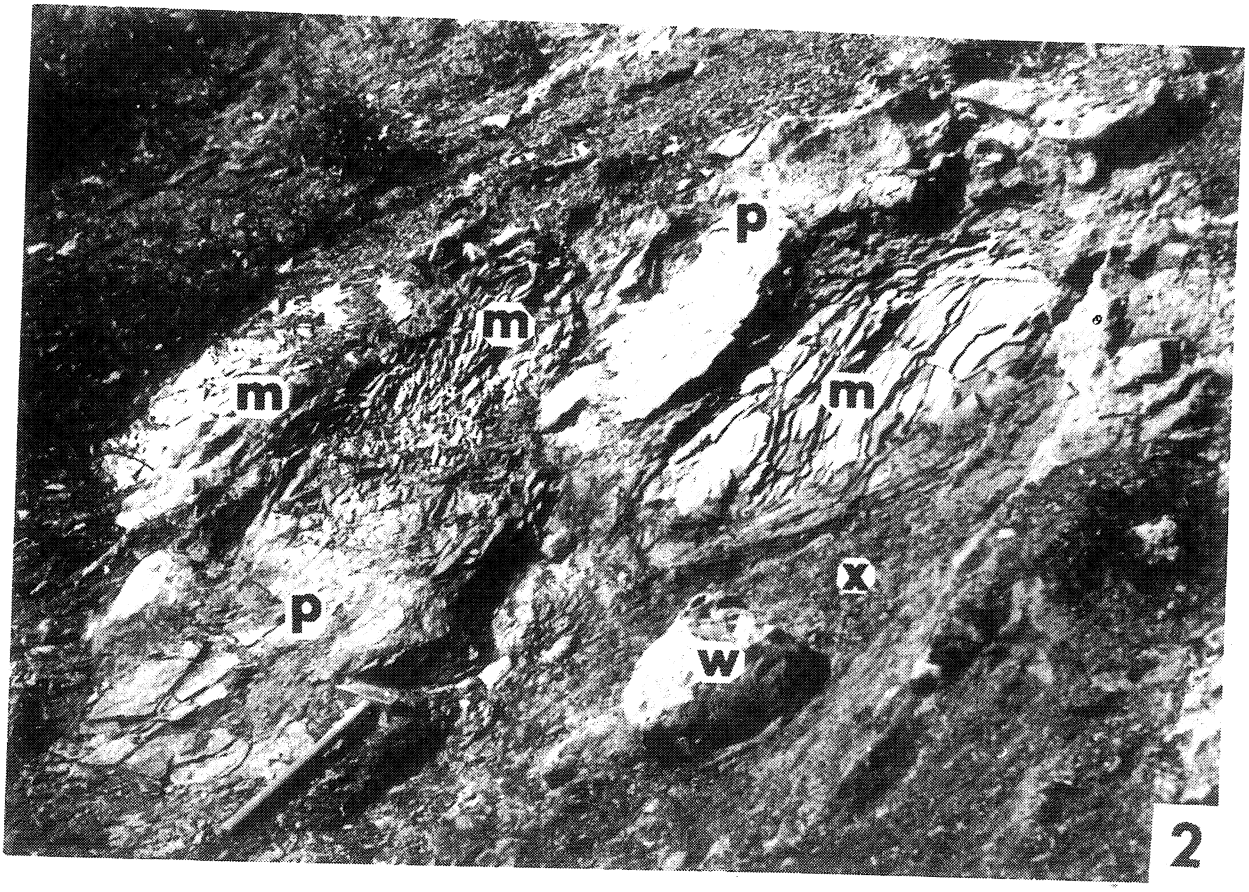


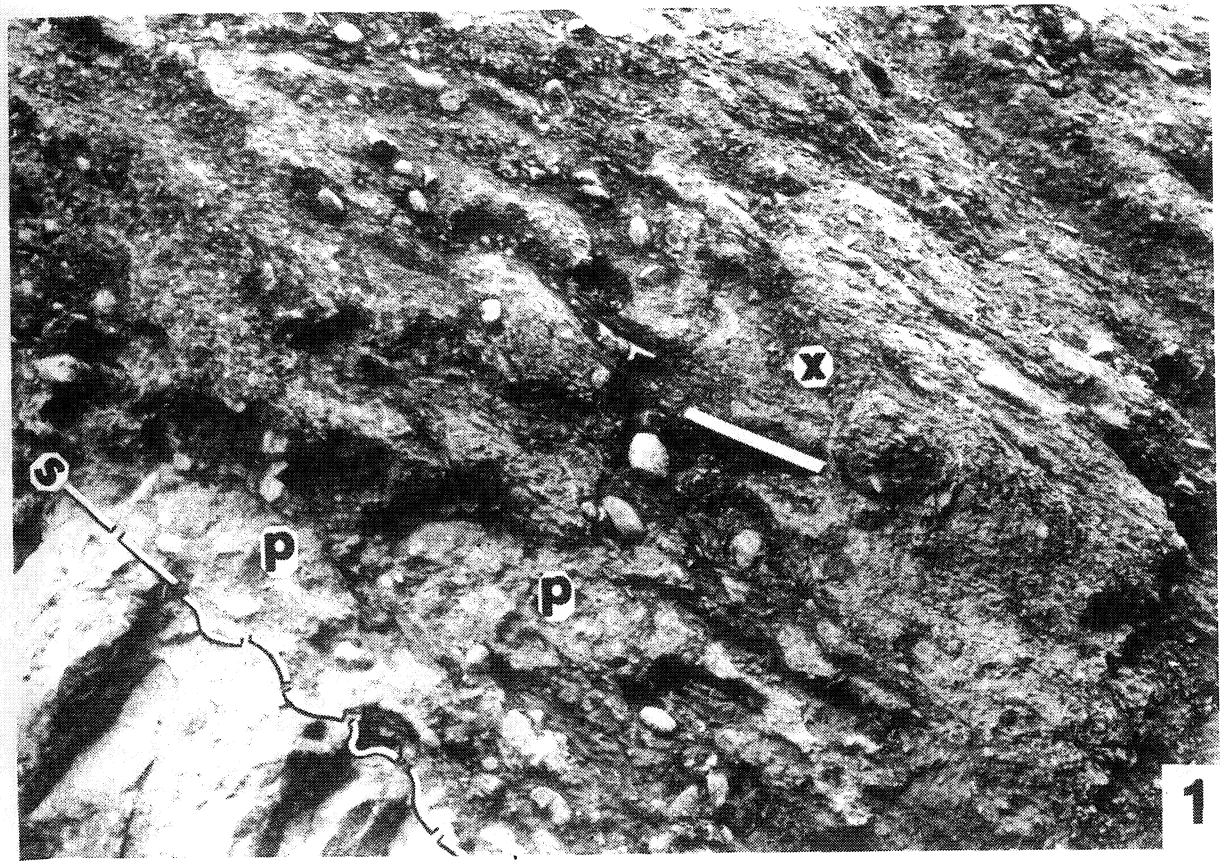
1

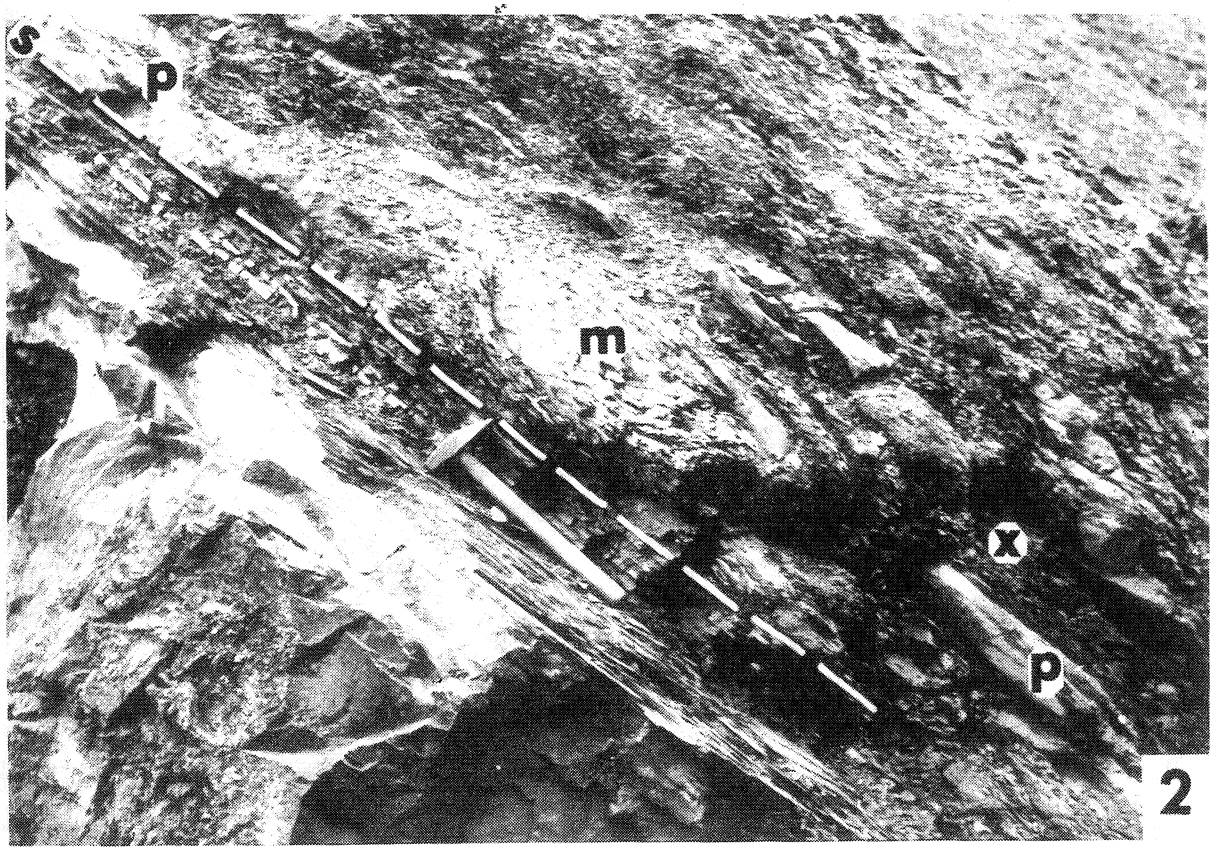


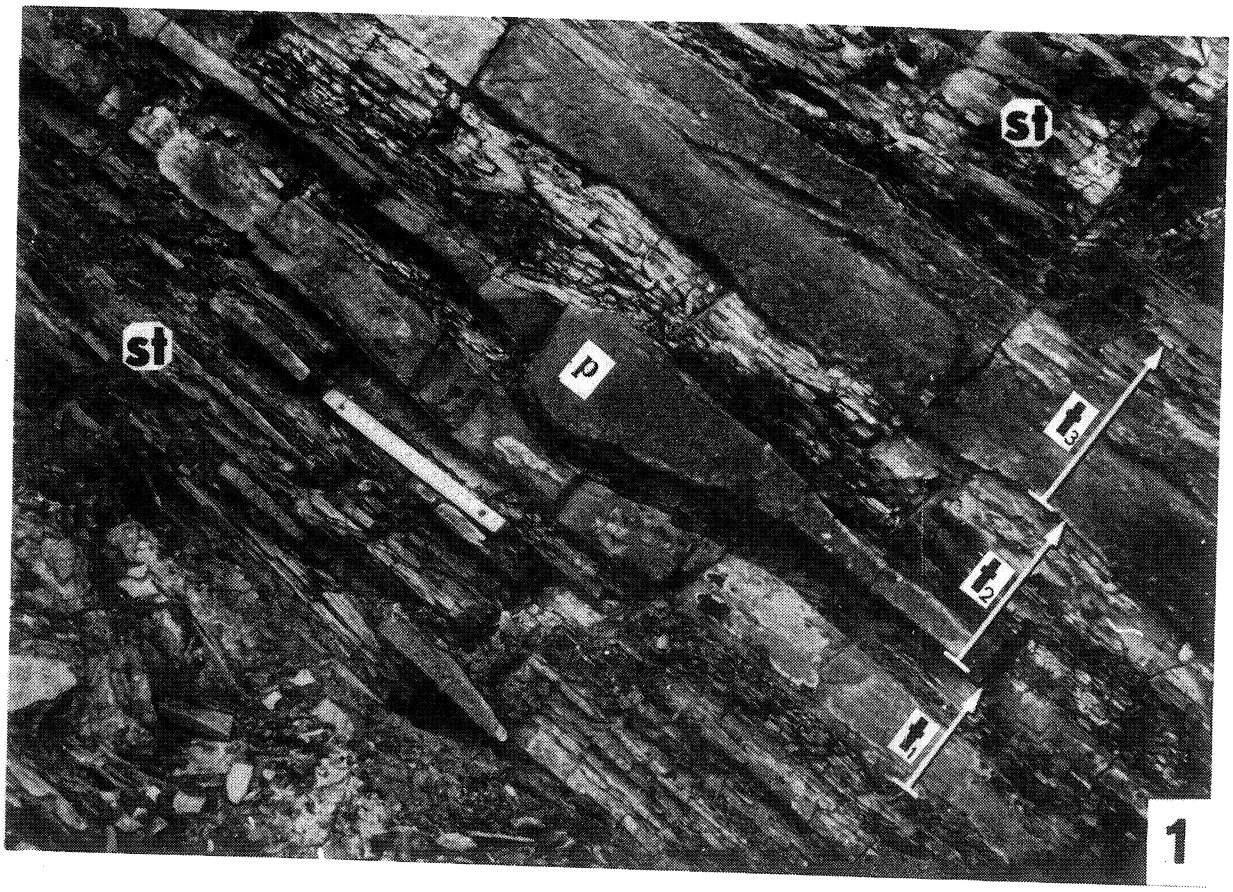
2

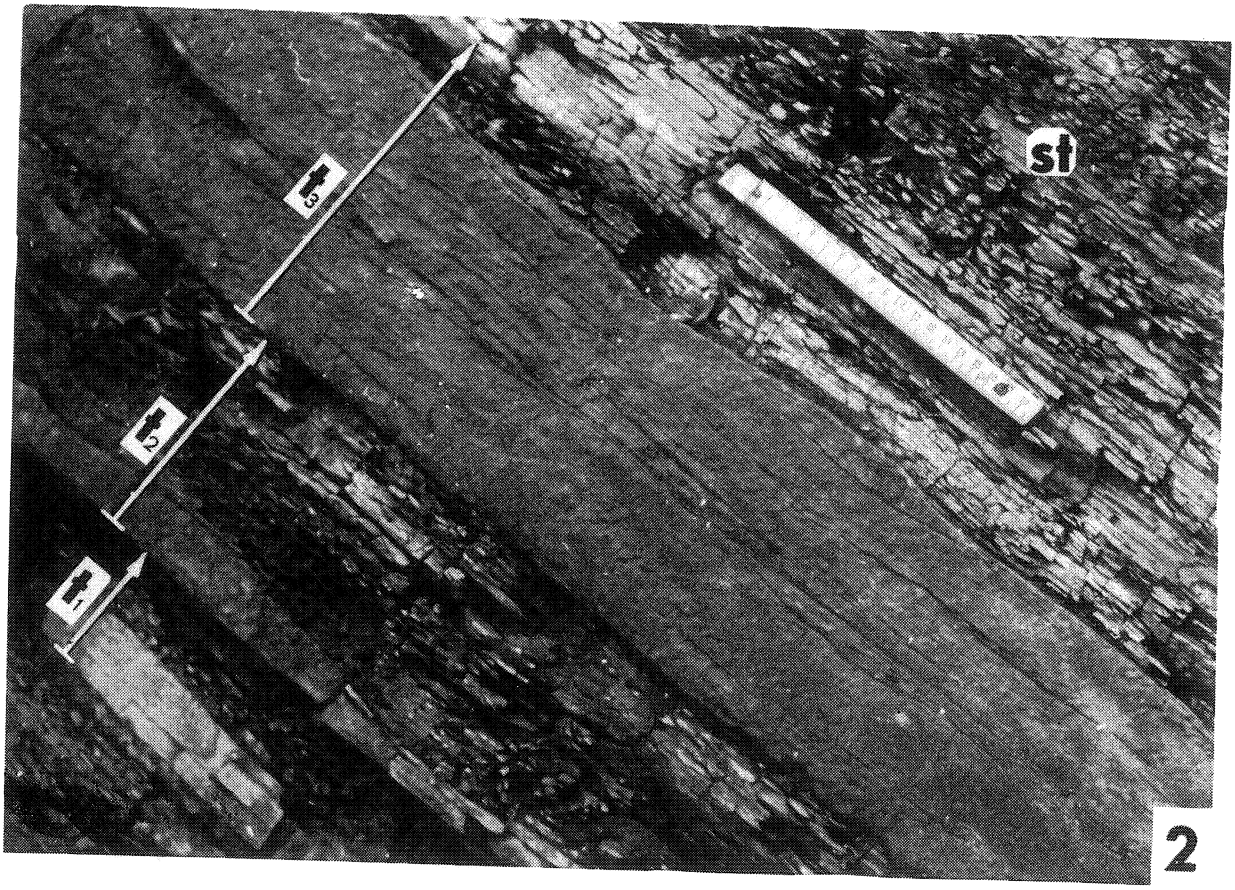

p
p
m
w
1

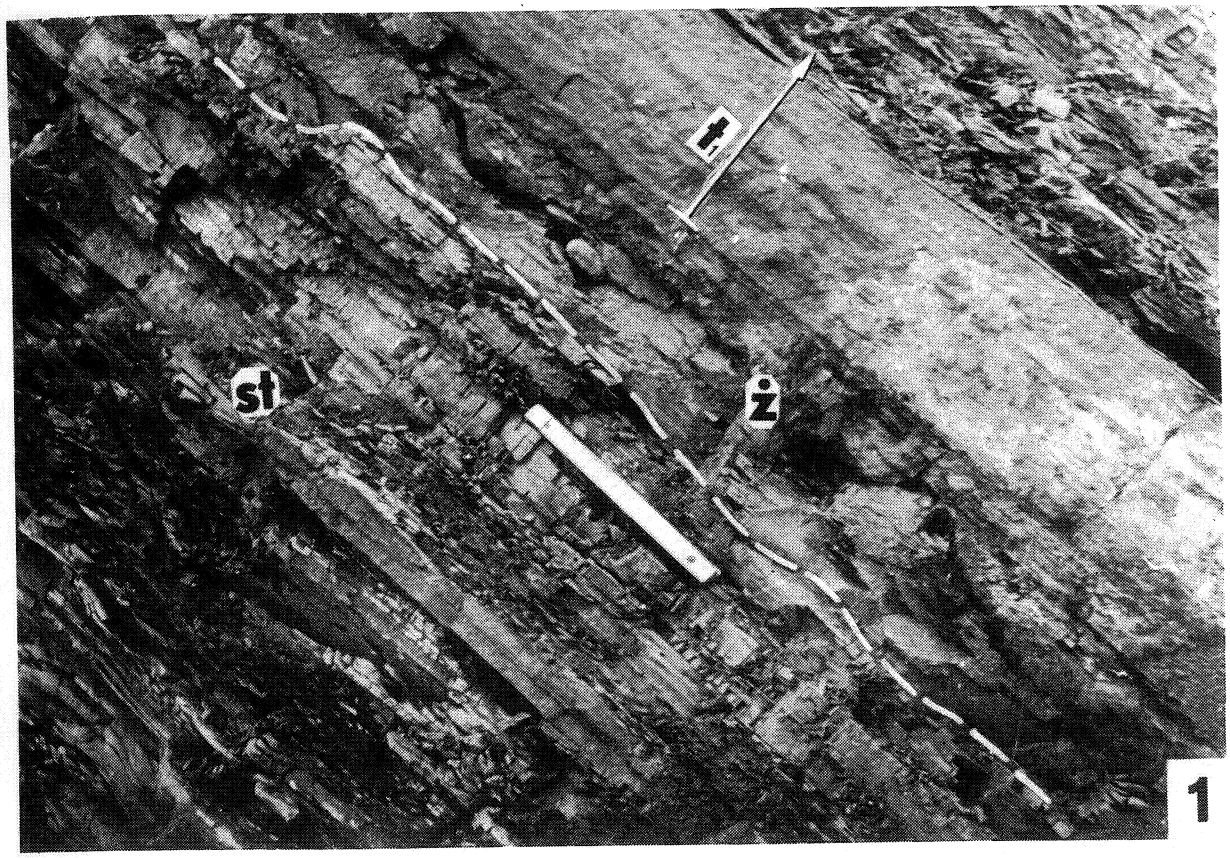

p
m
m
m
p
w
2

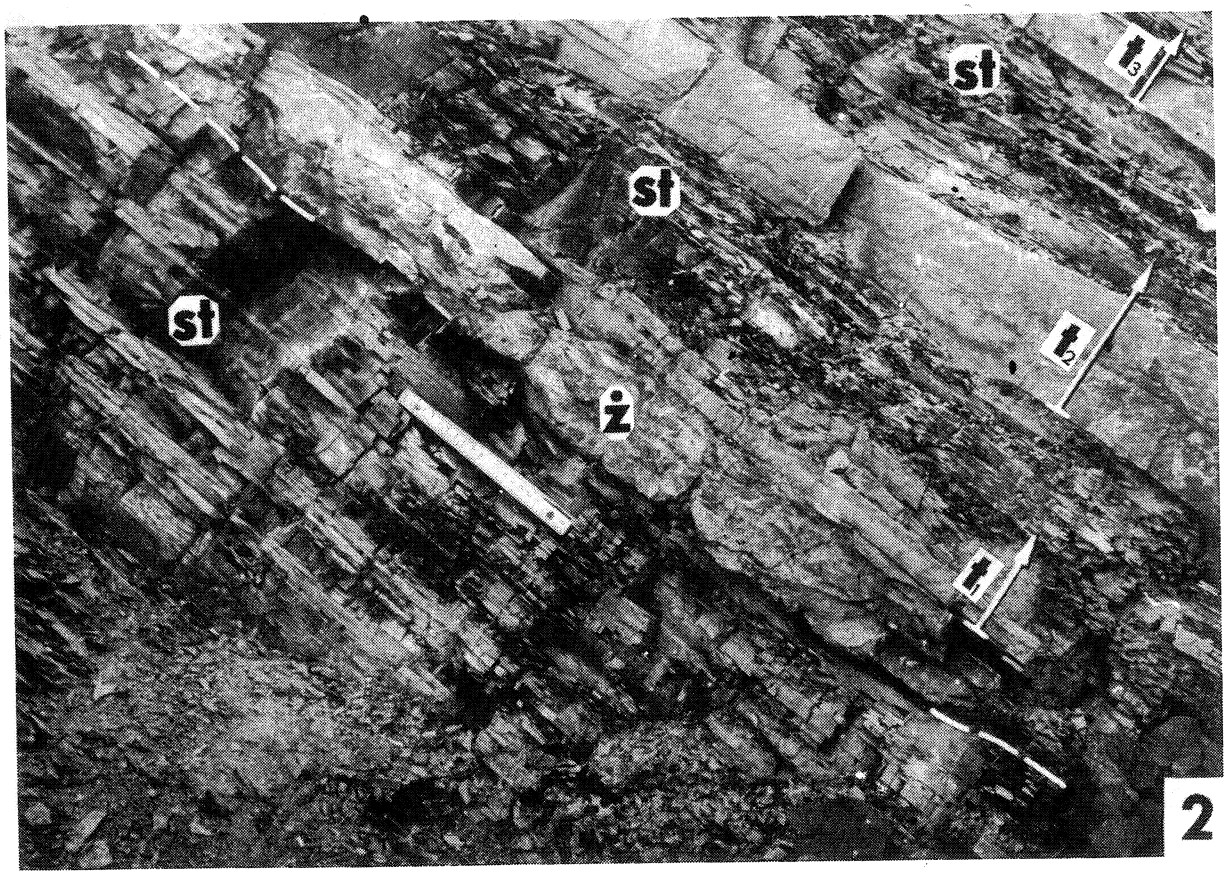

S
P
P
X
1

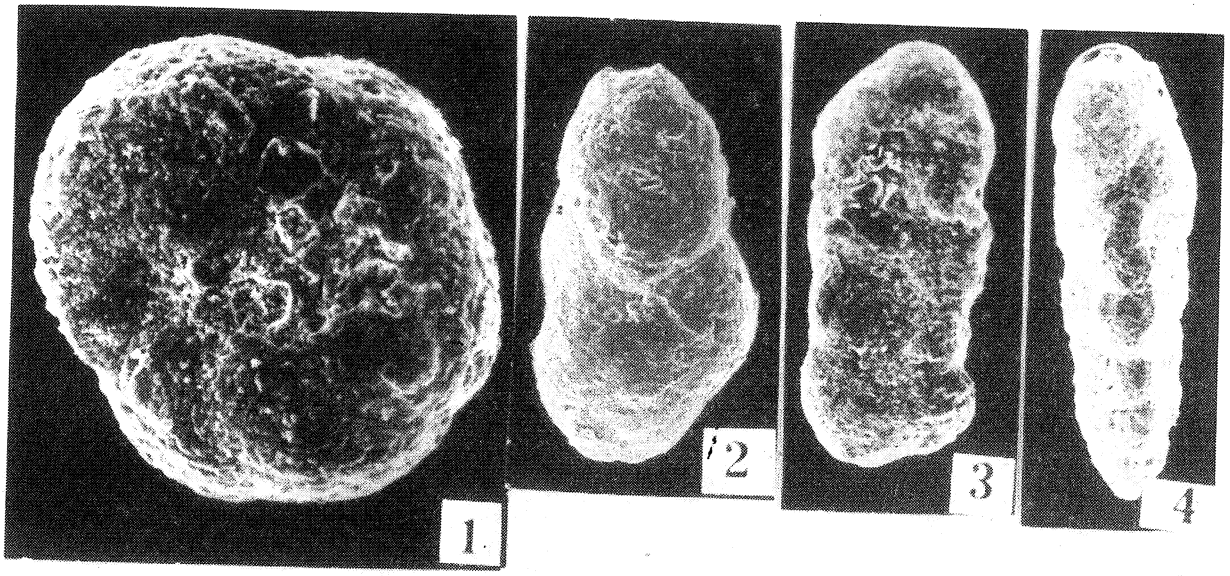

S
P
m
X
P
2

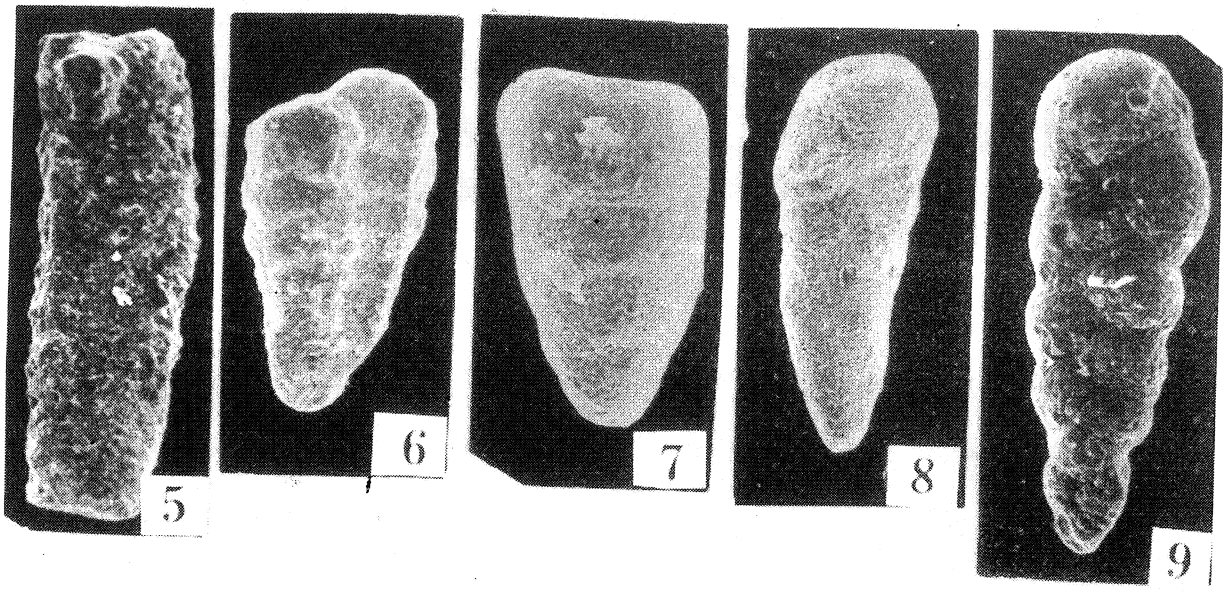

St
St
P
1

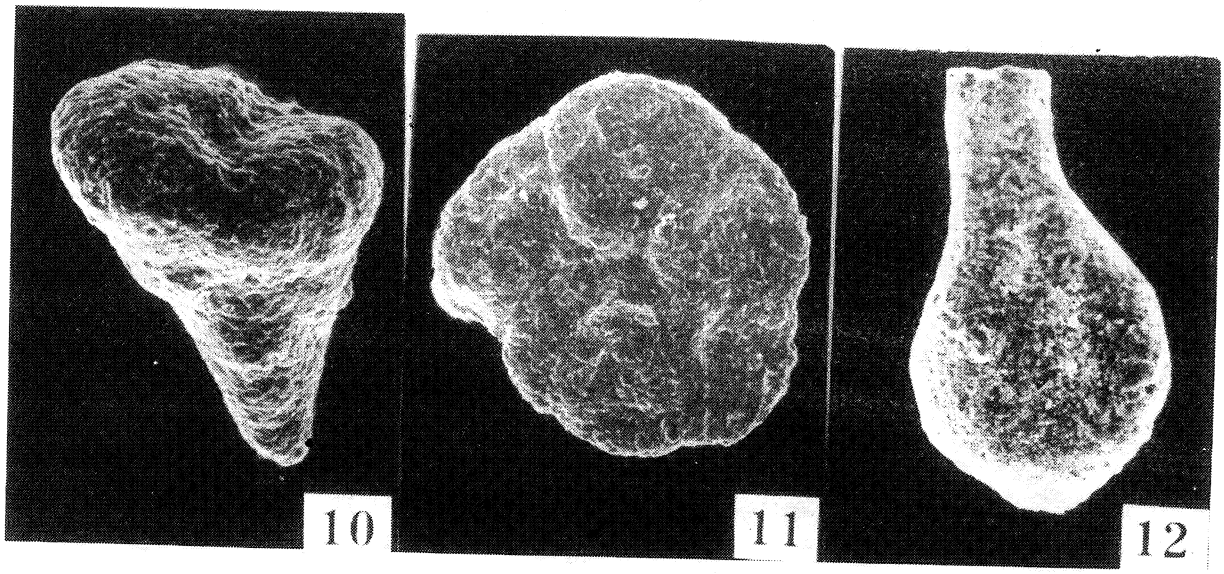

St
2

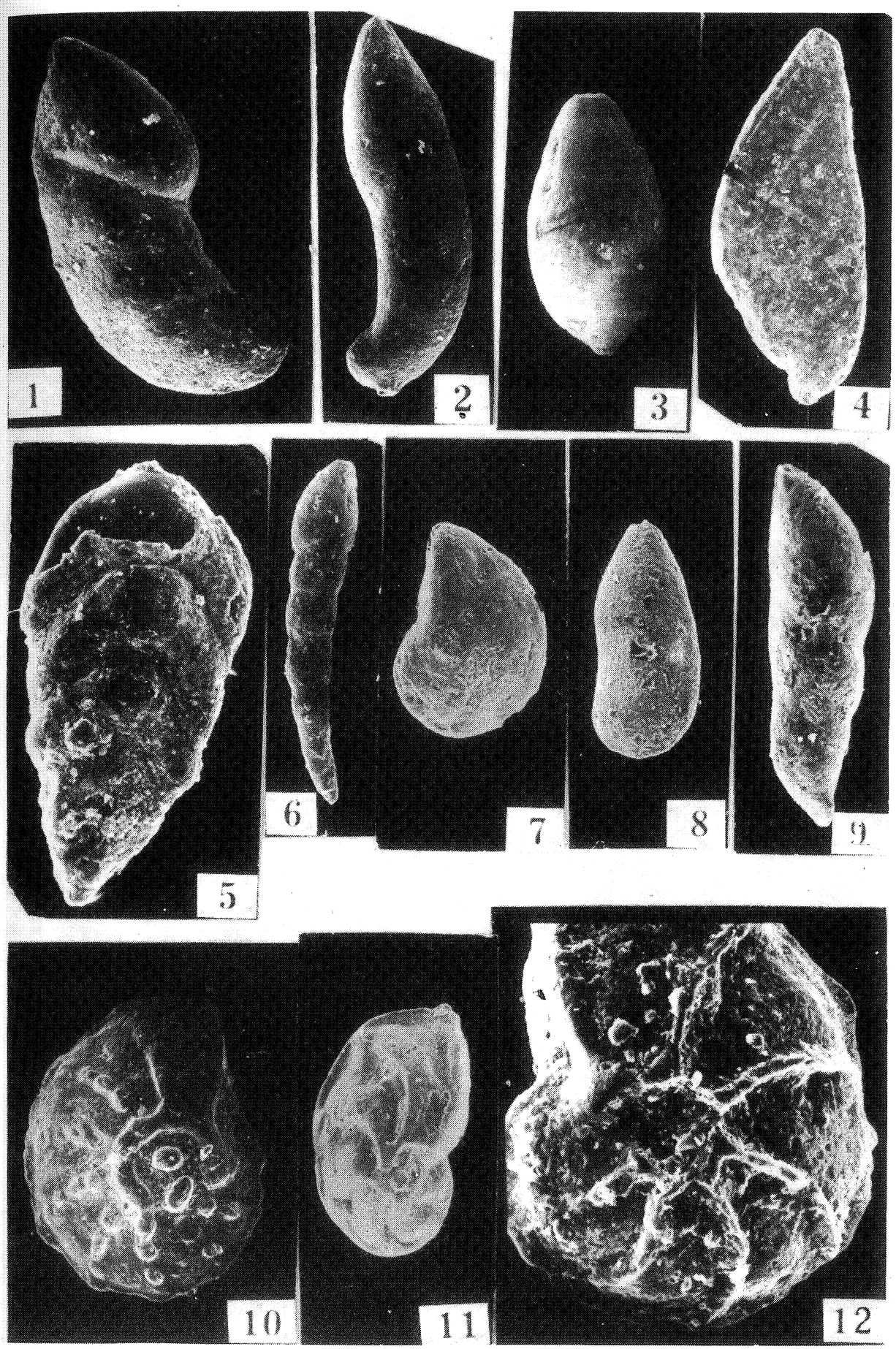

t1
st
ż
1

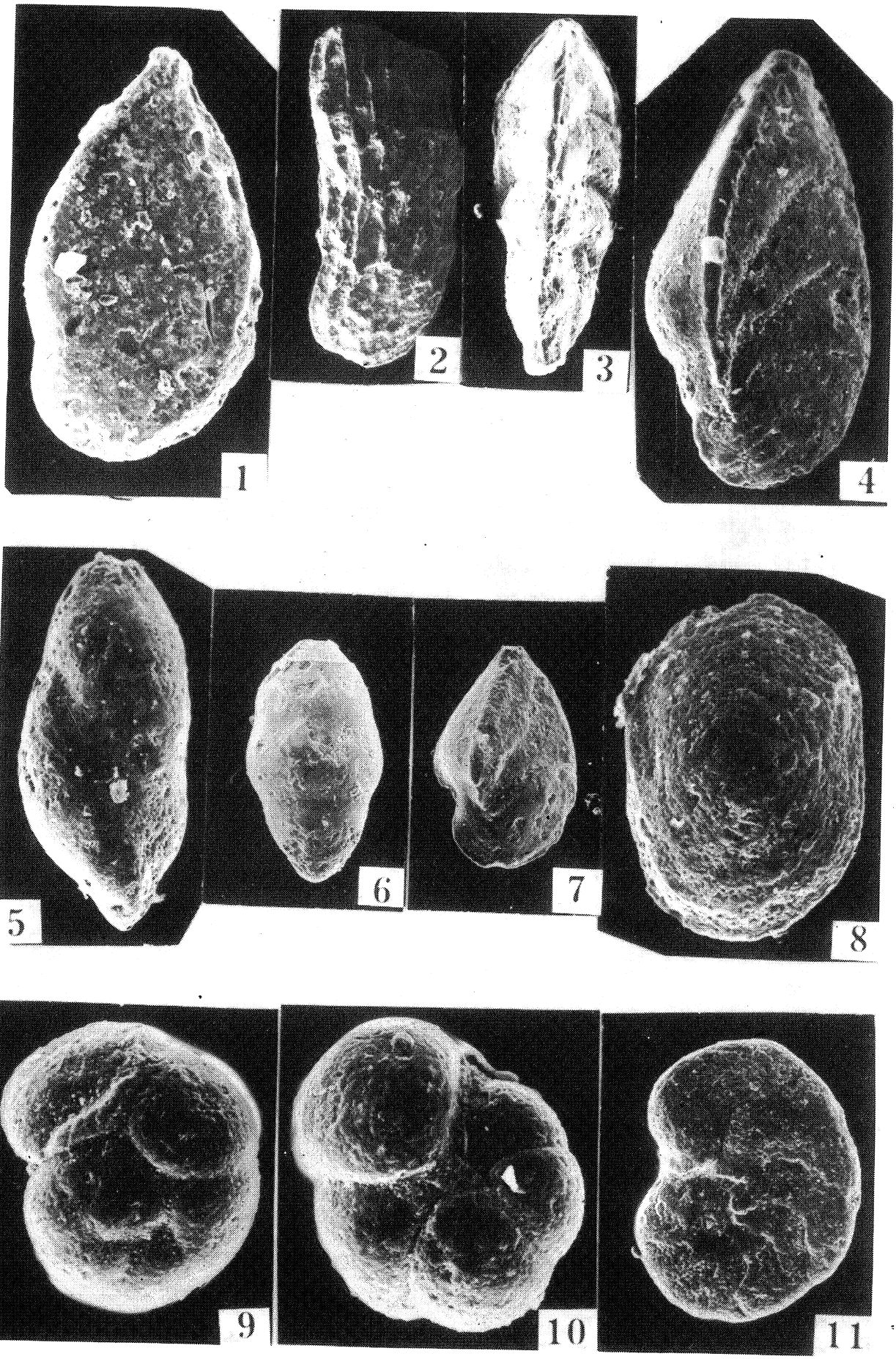

st
t3
st
st
t2
ż
t1
2

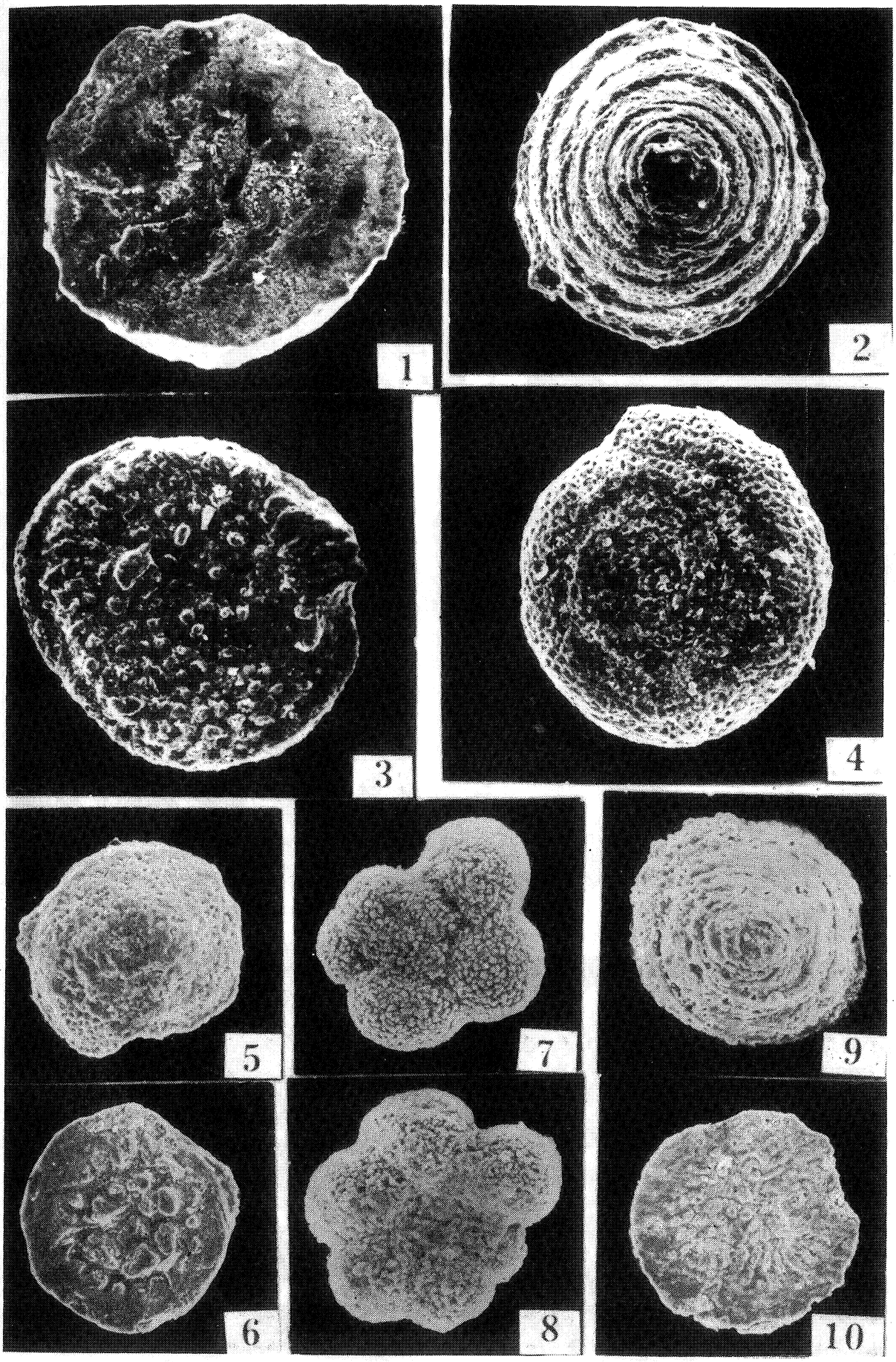

1
2
3
4

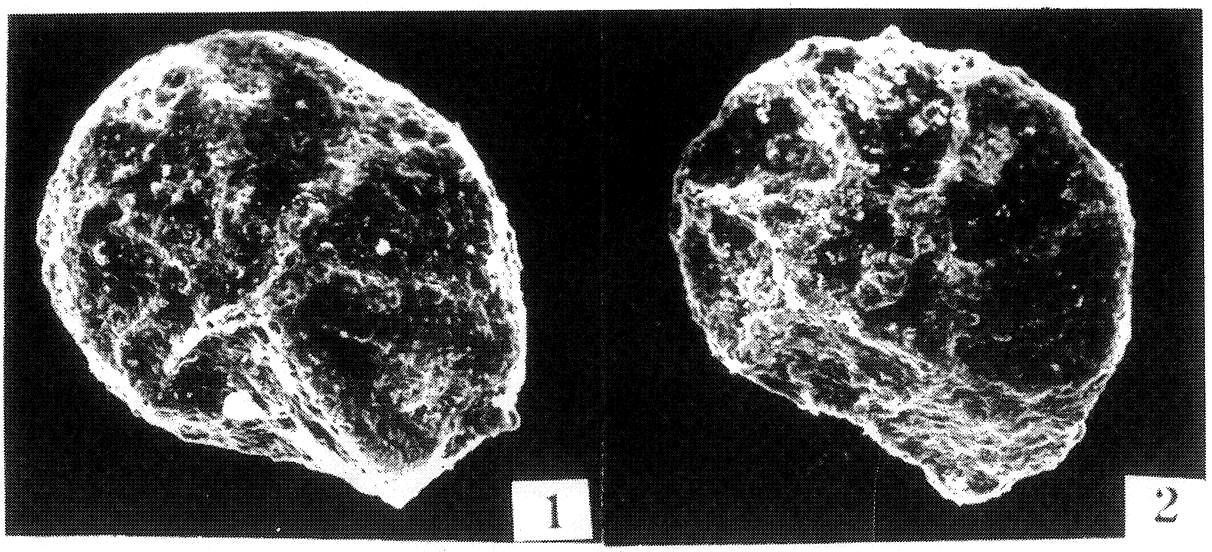

5
6
7
8
9

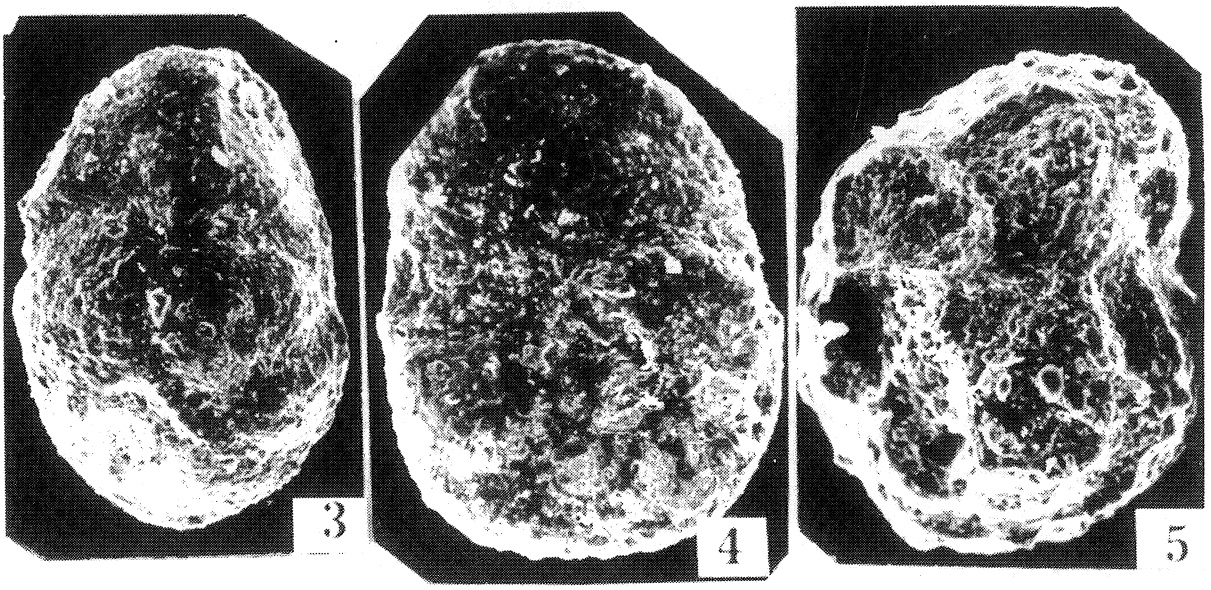

10
11
12

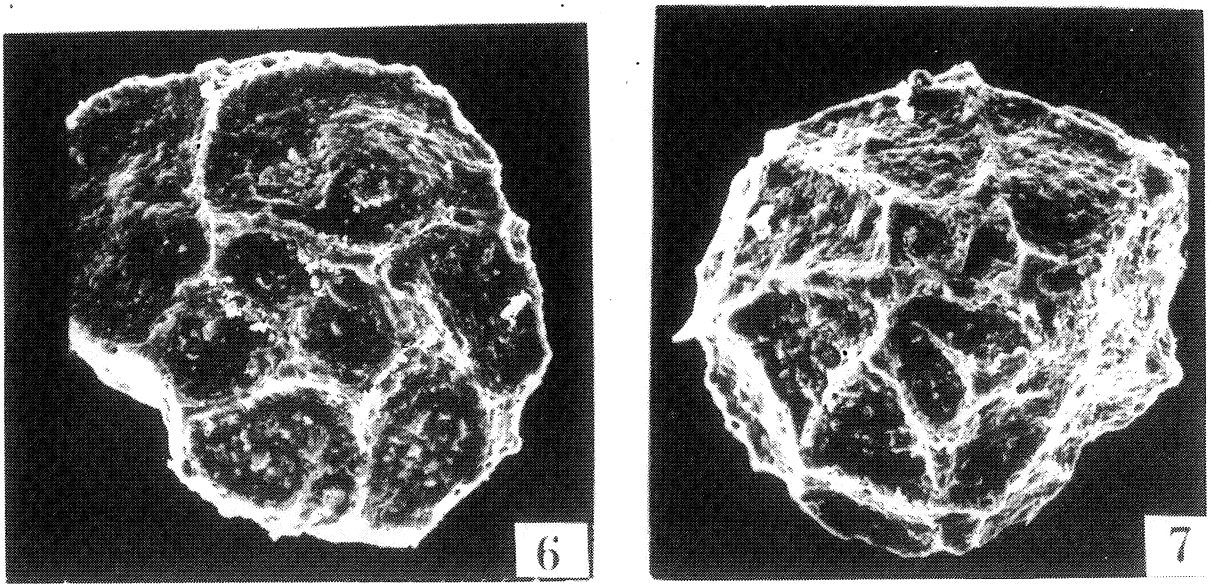

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11


1
2
3
4
5
7
9
6
8
10


1
2


3
4
5


6
7