

# WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH, GEOCHEMICZNYCH, PALEOMAGNETYCZNYCH I MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ

## EDIAKAR

Jolanta PACZEŚNA

### LITOLOGIA

Według próbek rdzeniowych utwory ediakaru nawiercono na głęb. 710,95 m, według pomiarów geofizycznych utwory ediakaru występują od głęb. 710,00 m. Utwory ediakaru nie zostały przewiercone. Wiercenie otworu zakończono na głęb. 1650,0 m.

Na głęb. 710,95–825,5 m wiek utworów ediakaru z powodu braku wskaźników stratygraficznych nie jest udokumentowany. O zaliczeniu tego odcinka profilu do ediakaru zdecydowały cechy litologiczne utworów i bardzo wyraźna, kontrastowa zmiana barwy z szarej i szarozielonej, charakterystycznej dla wyżej leżących, udokumentowanych stratygraficznie utworów ordowiku na czerwono-brązową barwę niższych leżących skał ediakaru. Na głęb. 825,5–1650,0 m ediakarski wiek tej części profilu dokumentują proste, sferyczne akritarchy z rodzaju *Leiospheridia* i nitkowate sinice *Cyanobacteria* (Jachowicz-Zdanowska, ten tom).

Nad utworami ediakaru zalegają, pozostające z nimi w kontakcie tektonicznym, utwory ordowiku.

Profil utworów ediakaru buduje bardzo monotonna pod względem litologicznym sukcesja skał pyłowcowych, ilastych i mułowcowych. Litofacja iłowcowo-pyłowcowa, wraz z niewielkim udziałem mułowców, stanowi 80% miąższości całego kompleksu ediakarskiego. Pozostałe 20% profilu stanowią litofacje piaskowcowe i brekcyjne, głównie w górnych odcinkach ediakarskiego profilu litologicznego. W ediakarskim profilu litologicznym wyraźnie zaznacza się zmiana barwy skał klastycznych. Do głęb. 825,0 m dominują barwy brązowe i czerwono-brązowe. Poniżej wspomnianej wcześniej głębokości do dna otworu skały zabarwione są na kolor szary, szarozielony i czarny.

W profilu ediakaru wyraźnie wyodrębniają się dwa zróżnicowane pod względem litologicznym interwały głębokości. Pierwszy z nich występuje na głęb. 710,95–1051,0 m. Cechuje go obecność bardzo licznych odcinków profilu zbudowanych z brekcji sedymentacyjnych. Miąższość odcinków profilu zawierających brekcję sedymentacyjną wy-

nosi od 1 m do maksymalnie 16 m. Zabarwione na kolor czerwono-brązowy brekcje sedymentacyjne są zbudowane z okruchów iłowców laminowanych mułowcami. Tkwiące w brunatnym spoiwie ilastym okruchy mają zróżnicowane rozmiary od 2–3 do ponad 30 cm i często wykazują dobry stopień obtoczenia.

Nieliczne odcinki wspomnianej wyżej części litologicznego profilu ediakaru zbudowane z iłowców, mułowców i rzadziej piaskowców drobnoziarnistych, nie zawierających brekcji sedymentacyjnej, stanowią zdecydowaną mniejszość pod względem ogólnej miąższości omawianego interwału głębokości, osiągając maksymalną miąższość 8 m. Większość odcinków profilu litologicznego bez brekcji sedymentacyjnej ma niewielką miąższość 1–2 m.

W omawianym interwale głębokości występują strefy uskoku udokumentowane w 12 odcinkach profilu, zawierających brekcje tektoniczne, zbudowane z okruchów szarych i szarozielonych mułowców i iłowców, spojonych substancją ilastą lub rzadziej kalcytem. Miąższość warstw z brekcjami tektonicznymi waha się od 1,0 do 7,0 m.

Od głęb. 1051,0 m do dna otworu na głęb. 1650,0 m, warstwy brekcji sedymentacyjnych zanikają na korzyść warstw brekcji tektonicznych, których ilość wyraźnie wzrasta ku spągowi. Brekcje tektoniczne zbudowane są z okruchów iłowców, rzadziej mułowców spojonych substancją ilastą lub często kalcytem lub dolomitom. Wielkość okruchów waha się od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów. W strefach bardzo silnego zaangażowania tektonicznego brekcje tektoniczne przechodzą w kataklazyty.

W spągowej części profilu ediakarskiego, od głęb. 1084,0 m do końca nawierzonego profilu ediakaru, występuje charakterystyczna laminacja szarych i szarozielonych iłowców, ciemnoszarymi i czarnymi iłowcami. Miąższość ciemniejszych lamin iłowca dochodzi do 0,5 cm. Laminacja ciemniejszym materiałem iłowcowym występuje cyklicznie co 3–5 cm.

## Monika JACHOWICZ-ZDANOWSKA

### MIKROFLORA I STRATYGRAFIA UTWORÓW EDIAKARU

W utworach neoproterozoiku akritarchy są często jedyną dokumentacją paleontologiczną. W rozwoju najstarszego fitoplanktonu odnotowano kilka znaczących etapów, które charakteryzują się występowaniem zróżnicowanych morfologicznie zespołów (Sergeev, 2006; Gaucher, Sprechmann, 2009). Pojawiające się kolejno w utworach tonu, kriogenu i ediakaru asocjacje mikroorganizmów znajdują praktyczne zastosowanie w stratygrafii tych utworów. Kilkakrotna wymiana zespołów morskiego fitoplanktonu obserwowana w osadach neoproterozoicznych wiąże się z zachodzącymi wówczas zmianami klimatycznymi o charakterze globalnym (Knoll, 2000; Huntley i in., 2006).

W ediakarze zjawiskiem odnotowanym w wielu obszarach jest pojawienie się zróżnicowanych zespołów dużych ediakarskich akantomorf (ECAP – *Ediacaran Complex Acanthomorphs Palynoflora*) (Grey, 2005; Gaucher, Sprechmann, 2009). Wspomniane wcześniej mikroskamieniałości charakteryzujące się bogatą ornamentacją i średnicami przekraczającymi często 500 µm (Grey, 2005; Moczydłowska, 2005), zostały opisane z utworów ediakaru wielu obszarów – Chin (Zhang i in., 1998; Zhou i in., 2007), Syberii (Kolosova, 1991; Moczydłowska i in., 1993; Moczydłowska, 2005; Vorob'eva i in., 2008) czy Skandynawii (Vidal, 1990). W Australii na ich podstawie zostały wyznaczone standardowe poziomy akritarchowe (Grey, 2005).

Bezpośrednio przed pojawieniem się charakterystycznych akantomorf (ECAP) w utworach ediakaru występowały asocjacje mikroskamieniałości organicznych zdominowane przez proste, sferyczne okazy rodzaju *Leiosphaeridia* o znacznych, kilkuset mikronowych średnicach. Te asocjacje palynomorf nazwane *Early Ediacaran Leiosphere Palynoflora* (EELP) pojawiają się po kryzysowym okresie kriogeńskich zlodowaceń (635 – CA. 580 MA.) i są pierwszą, powolną próbą odbudowy pierwotnych organizmów eukariotycznych (Gaucher, Sprechmann, 2009).

Zanik tych charakterystycznych ediakarskich asocjacji mikroskamieniałości (ECAP) następuje we wszystkich obszarach w tym samym okresie wraz z pojawieniem się w osadach ediakarskiej fauny, ok. 555 mln lat temu (Grey, 2005). Wtedy to następuje drastyczna wymiana palinoflory, która wchodzi w kolejny okres kryzysu. Zróżnicowane morfologicznie asocjacje zostają zastąpione przez drobne, proste sferyczne formy, które budują słabo zróżnicowane zespoły późnego ediakaru, nazwane *Late Ediacaran Leiosphere Palynoflora* (LELP) (Gaucher and Sprechmann, 2009). Okazy urzeźbionych acritarch stają się rzadkością i są reprezentowane jedynie przez nieduże formy rodzajów: *Asteridium*, *Heliosphaeridium* czy *Comasphaeridium* (Volkova, 1968, 1969a,b; Jankauskas, 1989; Raevskaya, 2005). W późnym ediakarze wciąż występują taksony znane z utworów starszych, na przykład glony rodzaju *Chuaria* czy nitkowate sinice, którym udało się przetrwać okresy neoproterozoicznych zlodowaceń (Moczydłowska, 2008a).

Zonacje akritarchowe utworów najwyższego ediakaru (w dawnej, polskiej terminologii stratygraficznej do 2004 r. – wendu) na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej i rejonie południowo-zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego przedstawiła Moczydłowska (1991), a dla obniżenia bałtyckiego oraz obszarów przyległych Jankauskas i Lenzion (1992) i Jankauskas (2002). W utworach ediakaru autorzy wydzielili po dwie strefy mikroflorystyczne. Raevskaya (2005) zaproponowała w utworach najwyższego ediakaru jedną strefę akritarchową NK1 na podstawie danych uzyskanych z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej i platformy syberyjskiej. Pierwsze badania palinologiczne utworów ediakaru występujących w południowej Polsce, w obszarze bloku małopolskiego, były prowadzone przez Jagielską w latach 60. i 70. ubiegłego wieku (Głowacki, Karnkowski, 1963; Głowacki i in., 1963; Jagielska, 1966; Jaworowski i in., 1967; Kicuła, Wieser, 1970; Jurkiewicz, 1975; Karnkowski, 1977). W 2011 r. późnoediakarskie zespoły mikroskamieniałości opisano z kilkunastu otworów wiertniczych zlokalizowanych w różnych częściach bloku małopolskiego, od okolic Krakowa na zachodzie po rejon Leżajska–Przemysła na wschodzie (Jachowicz-Zdanowska, 2011, 2014), udostępniających najstarsze utwory silikoklastyczne rozpoznane w południowo-wschodniej Polsce. Późnoediakarski wiek tego kompleksu skalnego potwierdzają badania radiometryczne wykonane w wierceniach Książ Wielki IG 1 (Compston i in., 1995) i Zalasowa 1 (Żelaźniczka i in., 2009).

W profilu otworu Bibiela PIG 1 w 60-ciu próbkach z głęb. 826,0–1650,0 m stwierdzono występowanie asocjacji mikroskamieniałości organicznych o słabym zróżnicowaniu rodzajowym i gatunkowym. W analizowanych preparatach udokumentowano pojedyncze okazy prostych, sferycznych form akritarch. Reprezentują one podgrupę Sphaeromorphitae. Średnica dokumentowanych okazów nie przekracza 30 µm. Obok nich w uzyskanych zespołach występują fragmenty nitkowatych sinic (*Cyanobacteria*).

**Tabela 1**  
Wykaz zbadanych palinologicznie próbek z utworów ediakaru

List of palynologically examined Ediacaran samples

Chronostratygrafia Chronostratigraphy	Głębokość Depth [m]
Ediakar	826,0; 842,0; 866,0; 877,0; 877,3; 889,0; 901,0; 913,0; 932,0; 942,0; 967,0; 984,0; 1004,0; 1015,5; 1034,0; 1043,0; 1052,0; 1062,0; 1062,2; 1078,2; 1084,5; 1092,0; 1115,5; 1133,0; 1157,0; 1163,0; 1172,9; 1184,7; 1197,8; 1214,0; 1225,0; 1241,5; 1265,6; 1270,0; 1284,5; 1302,6; 1315,5; 1335,2; 1345,2; 1361,0; 1376,2; 1395,5; 1411,8; 1427,1; 1440,0; 1455,9; 1464,1; 1478,2; 1495,1; 1514,0; 1529,7; 1545,0; 1556,3; 1570,8; 1585,0; 1586,0; 1605,0; 1618,3; 1629,8; 1650,0

Wiek [min lat]	SYSTEM	BALTIC FAUNAL ZONES	Grey, 2005	Moczydłowska, 1991	Jankauskas & Lenzion, 1992; Jankauskas, 2002	Volkova & Kirjanov, 1995; Raevskaya, 2005	Jachowicz-Zdanowska 2011
555	EDIAKAR	<i>Sabellidites vendotaenia</i>	ECAP	<i>Cyanobacteria-Leiosphaeridia</i>	<i>Teohipolia lancerata</i>	NK 1	LEMBA
		?		<i>Cyanobacteria</i>	<i>Primoflagella speciosa</i>	V2 <sup>2</sup>	
		Belomorian Metazoa		<i>Cyrcumiella mogilevica</i>	V1–V2		
570		?	EELP				
630							

ECAP – ediakarski zespół akantomorf / *Ediacaran Complex Acanthomorphs Palynoflora*

EELP – ediakarski zespół leiosfer / *Early Ediacaran Leiosphere Palynoflora*

LEMBA – późnoediakarskie zespoły bloku małopolskiego / *Late Ediacaran Małopolska Block Assemblages*

**Fig. 6. Ediakarskie zespoły mikroflory**

Ediacaran organic microfossil assemblages

Podobne, słabo zróżnicowane rodzajowo i gatunkowo zespoły mikroflory, dokumentowano dotychczas głównie w utworach późnego ediakaru. Są charakterystyczne dla dwóch zon mikroflorystycznych (zona 1 *Cyanobacteria* oraz zona 2 *Cyanobacteria*, *Leiosphaeridia* sp.) wydzielonych w utworach tego wieku w południowo-wschodniej Polsce

(Moczydłowska, 1991) oraz *Late Ediacaran Małopolska Block Assemblages* (LEMBA) opisanych z obszaru bloku małopolskiego (Jachowicz-Zdanowska, 2011) (fig. 6).

Stan zachowania oraz morfologię oznaczonych okazów mikroflory ilustruje figura 7. Wykaz zbadanych palinologicznie próbek z utworów ediakaru przedstawia tabela 1.

## Jolanta PACZEŚNA

### GŁĘBOKOWODNE UTWORY EDIAKARU

Zapis sedimentologiczny w sukcesji ediakaru, podobnie jak ediakarski profil litologiczny, jest wyraźnie zróżnicowany w dwóch interwałach głębokości. Pierwszy zapis obejmuje głęb. 711,0–1051,0 m. Cechuje go obecność licznych odcinków profilu zbudowanych z brekcji sedimentacyjnych, przeważnie grubookruchowych. Miąższość odcinków profilu zawierających brekcję sedimentacyjną wynosi od 1 do maksymalnie 16 m.

Brekcje sedimentacyjne występujące w analizowanym odcinku są zbudowane najczęściej z dużych, dochodzących do 14 cm długości, nieobtoczonych, ostrokrawędzistych klastów mułowców lub częściej piaskowców drobnoziarnistych, zabarwionych na kolor jasnozielony, jasnoszary lub jasnobrązowy. Klasty są spojone ilastym spoiwem, w stropowej części odcinka zabarwionym na czerwono-brązowo, od głęb. 815,0–805,0 m na kolor jasnoszary (fig. 8A).

Na głęb. 823,0–824,0 m w klastach piaskowców drobnoziarnistych stwierdzono obecność słabo widocznego war-

stwowania poziomego. Fakt ten wskazuje, że piaskowce budujące klasty brekcji były deponowane w wysokoenergetycznych środowiskach sedimentacji.

W odcinkach profilu zbudowanych z ilowców, mułowców i piaskowców, na głęb. 759,0–798,0 m, występuje charakterystyczna laminacja spowodowana przewarstwieniem się lamin o miąższości od 2–6 mm o barwie ciemno-brązowej z laminami zabarwionymi na ciemnobrunatno (fig. 8B).

W nielicznych odcinkach, gdzie występują skwarcytyzowane, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, nie stwierdzono struktur sedimentacyjnych.

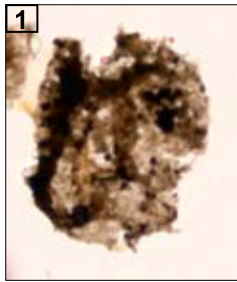
W omawianym interwale głębokości niewielki udział mają odcinki zbrekcjowane tektonicznie, towarzyszące strefom uskokowym, cechujące się znacznie mniejszymi rozmiarami klastów oraz brakiem ich obtoczenia, w porównaniu do klastów brekcji sedimentacyjnych.

Drugim odcinkiem, różniącym się sedimentologicznie i litologicznie od wyżej omówionego, jest odcinek 1051,0–

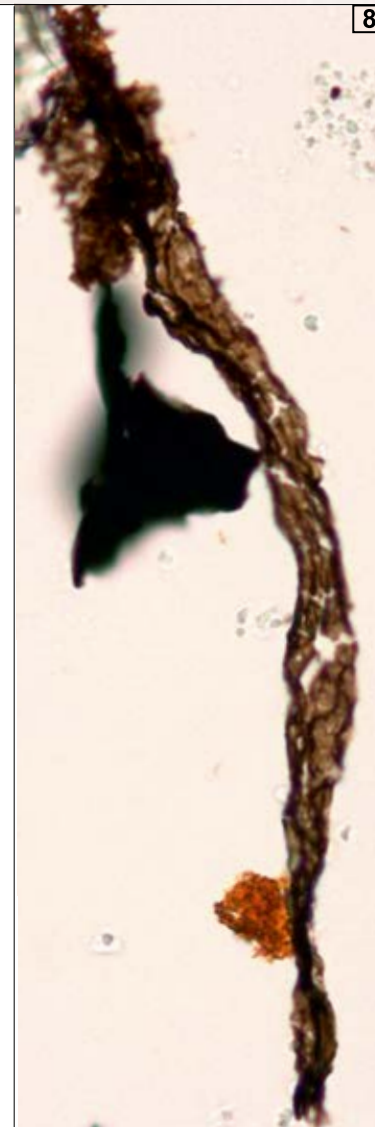
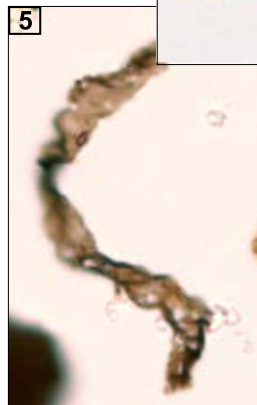
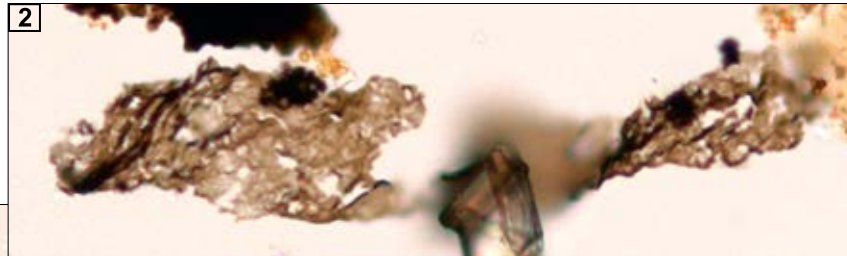
**Fig. 7. Przykłady mikroflory udokumentowane w utworach ediakaru**

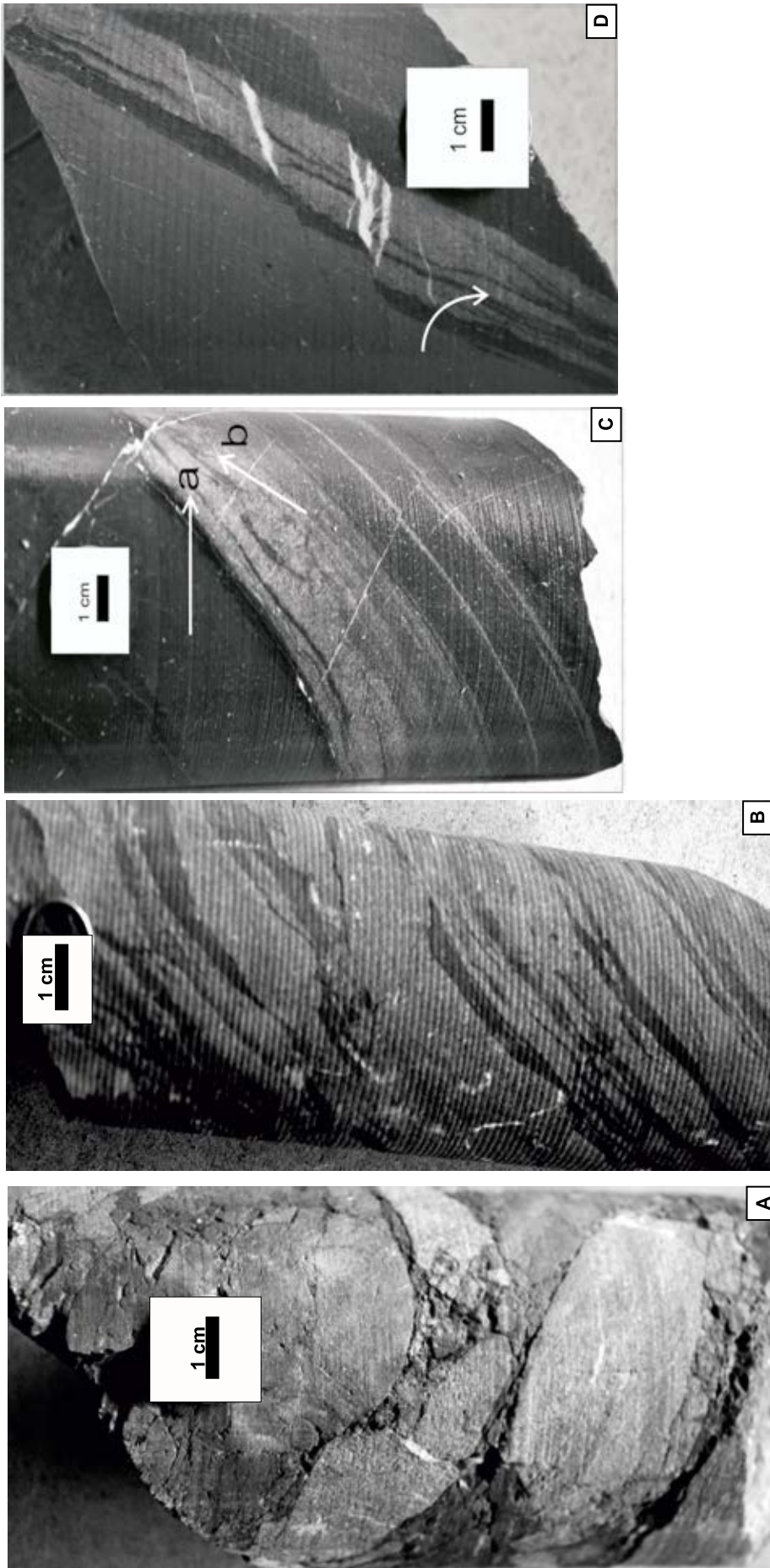
Examples of microflora from the Ediacaran deposits

1 – *Leiosphaeridia* sp., głęb. 901,0 m; 2, 4–8 – fragmenty sinic (Cyanobacteria), głęb. 901,0 m;  
3 – *Leiosphaeridia* sp., głęb. 1585,0 m



20  $\mu$ m



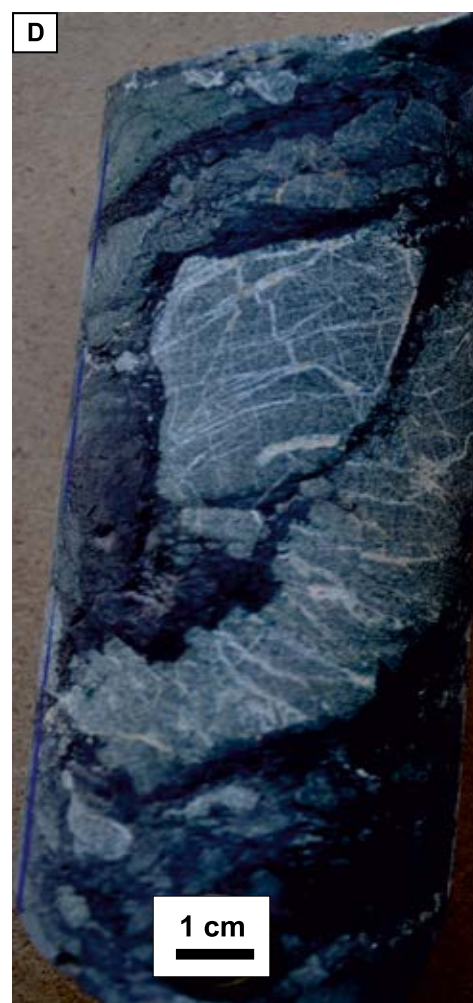
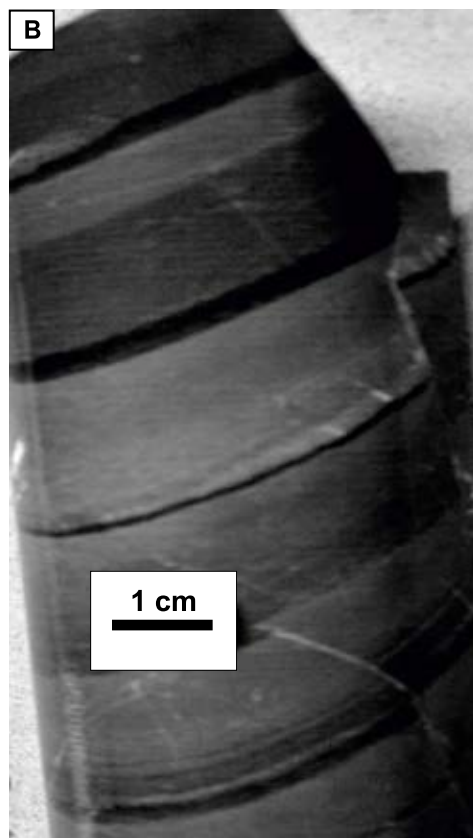
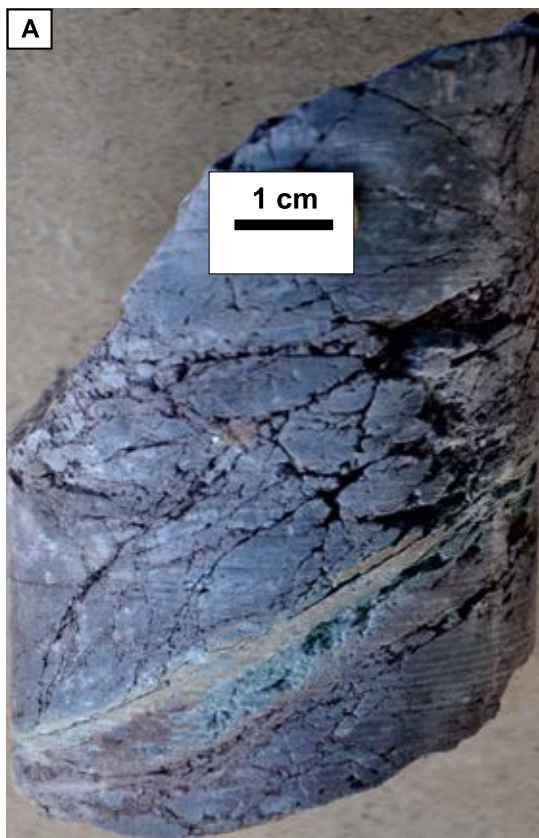


**Fig. 8. Charakterystyczne utwory i struktury sedimentacyjne w sukcesji ediakaru**

**A** – brekcja sedimentacyjna zbudowana z klastów mulowca i piaskowca drobnoziarnistego, głęb. 814,0 m; **B** – przewarstwiewiające się mulowce, ilowce i piaskowce, głęb. 797,0 m; **C** – laminacja smużysta (a) i przekątna laminacja riplemarkowa (b) w piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 1228,0 m; **D** – laminacja smużysta w piaskowcu drobnoziarnistym (biała strzałka), głęb. 1370,1 m

Characteristic deposits and sedimentary structures in the Ediacaran succession

**A** – sedimentary breccias consists of mudstone and sandstone clasts, depth 814.0 m; **B** – intercalated mudstones and sandstones, depth 797.0 m; **C** – flaser (a) and ripple-cross lamination (b) in the fine-grained sandstone, depth 1228.0 m; **D** – flaser lamination (white arrow) in the fine-grained sandstone, depth 1370.1 m



1635,0 m, w którym stwierdzono (w przeciwieństwie do odcinka 711,0–1051,0 m), występowanie nielicznych brekcji sedimentacyjnych. Brekcje tektoniczne występują rzadko, głównie w spągu odcinka, na głęb. 1612,0–1635,0 m. We wspomnianym interwale dominują ciemnoszare iłowce i mułowce z rzadkimi przewarstwieniami jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych. Miąższość wkładek piaskowcowych jest niewielka i wynosi od 0,5 cm do 5,0 cm. W piaskowcach występują liczne blaszki łyszczyków. Od głęb. 1192,0 m w warstwach piaskowców drobnoziarnistych często występuje laminacja smużysta i przekątna laminacja riplemarkowa (fig. 8C, D), wykreowane przez obecność bardzo cienkich lamin czarnego iłowca. Oba wymienione wyżej rodzaje struktur sedimentacyjnych tworzyły się w wyniku przemiennej depozycji materiału gruboziarnistego, transportowanego trakcyjnie z sedimentacją mułu lub iłu transportowanego w zawieszynie. Struktury riplemarkowe nie wskazują na typ środowiska sedimentacji ze względu na fakt występowania w większości środowisk depozycji, od lądowych, głównie rzecznych, płytkomorskich przede wszystkim pływowych, po środowiska głębi oceanicznych (Stow i in., 1996).

Na głęb. 1621,0–1635,0 m zaznaczają się liczne pograży mułowca w iłowcu. Pograży powstają w trakcie niepełnego lub bardzo krótkotrwałego upłynnienia osadu na dolnej powierzchni warstwy mułowca o większym ciężarze objętościowym w porównaniu do warstwy iłowca o mniejszym ciężarze, leżącej poniżej. Jest to struktura deformacyjna spowodowana niestatecznym warstwowaniem gęstościowym osadu.

Na głęb. 1174,0–1184,0; 1394,0–1413,0 i 1473,0–1497,0 m występują struktury spływowe oraz sporadycznie spotyka się warstwowanie konwolutne.

Na głęb. 1621,0–1635,0 m, w obrębie naprzemianległych warstw mułowca i iłowca, można zaobserwować nie w pełni wykształcone sekwencje Boumy, w których występuje tylko dolny człon sekwencji, reprezentowany przez warstwowanie frakcjonalne, polegające na nadległym ułożeniu warstw iłowca nad warstwami mułowca. W stropie każdego pakietu mułowcowo-iłowcowego występuje bardzo cienka warstewka czarnego iłowca o miąższości 1–3 mm (fig. 9B).

Osady stropowego odcinka profilu utworów ediakaru, zawierające liczne odcinki brekcji sedimentacyjnych, zbudowanych głównie z ostrokrawędzistych klastów zwięzłych, skwarcytyzowanych piaskowców drobnoziarnistych (fig. 9A, C, D), rzadziej mułowców i iłowców, zostały zdeponowane w wyniku spływów kohezyjnych. Ilościowa przewaga klastów piaskowców drobnoziarnistych nad mułowcami

i iłowcami wskazuje, że brekcja sedimentacyjna powstała w wyniku masowego, grawitacyjnego spływu nieskonsolidowanego, klastycznego materiału grubookruchowego po nisko nachylonej powierzchni dna morskiego. Brak obtoczenia klastów brekcji może wskazywać na relatywnie krótki transport materiału okruchowego. Klasty piaskowca tkwiące w spoiwie mułowcowo-iłowcowym brekcji sedimentacyjnej reprezentują muły redeponowane w basenie sedimentacyjnym. Innym wytłumaczeniem genezy spoiwa mułowcowego klastów piaskowca jest roztrarcie występujących w obszarach źródłowych grubookruchowych klastów brekcji sedimentacyjnej, nieskonsolidowanych osadów dna morskiego.

Wspomniana wcześniej obecność nie w pełni wykształconych sekwencji Boumy (fig. 9B) może wskazywać na obecność prądów zawieszinowych o małej gęstości, które przynajmniej częściowo doprowadziły do powstania utworów mułowcowo-iłowcowych spągowej części omawianego odcinka (Einsele, 2000). Wspomniane wyżej prądy, spływając bardzo powoli, transportowały głównie cząstki frakcji pyłowej i iłowej. Cienkie warstwy czarnego iłowca w stropie każdej z częściowych sekwencji (fig. 9B) są prawdopodobnie związane z krótkimi epizodami sedimentacji mułów pelagicznych, osadzonych w przerwie między kolejnymi spływami prądów zawieszinowych.

Utwory dolnego odcinka profilu, w którym występuje częste przewarstwienie się mułowców i iłowców z cienkimi warstwami piaskowców drobnoziarnistych, mogły osadzić się w zewnętrznych strefach stożków podmorskich, rozbudowywujących się u wylotu kanionów podmorskich.

Ku spągowi profilu ediakaru stopniowo zanikają warstwy piaskowca drobnoziarnistego i dominują przewarstwiane mułowce i iłowce. Może to wskazywać na głębokowodne, rozciągające się poza zasięgiem stożków podmorskich środowisko równi abysalnej, w którym dominuje sedimentacja mułów pelagicznych.

W pionowym spektrum facjalnym sukcesji ediakarskiej wyraźnie wyodrębniają się dwa interwały, różniące się środowiskami sedimentacji. Utwory dolnego odcinka deponowane były w bardziej głębokowodnych strefach basenu sedimentacyjnego i stanowią prawdopodobnie utwory fliszu dystalnego, reprezentowanego przez utwory prądów zawieszinowych, zewnętrznych stref stożków podmorskich i być może częściowo równi abysalnej.

Utwory górnego odcinka profilu ediakaru powstawały poprzez osadzanie się w płytszych w porównaniu do odcinka dolnego, środowiskach sedimentacji, prawdopodobnie na dolnych częściach skłonu kontynentalnego.

**Fig. 9. Brekcje sedimentacyjne w utworach ediakaru**

**A** – drobnookruchowa brekcja sedimentacyjna, głęb. 733,0 m; **B** – niepełne sekwencje Boumy, zbudowane z warstw mułowców i iłowców, z cienkimi warstewkami czarnego iłowca w stropie, głęb. 1625,0 m; **C** – drobnookruchowa brekcja sedimentacyjna, głęb. 830,0 m; **D** – grubookruchowa brekcja sedimentacyjna, głęb. 835,0 m

#### Sedimentary breccias in the Ediacaran deposits

**A** – fine clastic sedimentary breccia, depth 733.0 m; **B** – incomplete Bouma sequence consists of mudstone and claystone beds with thin black claystone beds at the top, depth 1625.0 m; **C** – fine clastic sedimentary breccia, depth 830.0 m; **D** – macro clastic sedimentary breccia, depth 835.0 m

**Marta KUBERSKA, Aleksandra KOZŁOWSKA, Magdalena SIKORSKA-JAWOROWSKA**

## PETROGRAFIA UTWORÓW EDIAKARU

**Wstęp**

Badaniami petrograficznymi objęto 132 próbki z otworu wiertniczego Bibiela PIG 1, reprezentujących brekcje sedymentacyjne, piaskowce, mułowce, pyłowce i iłowce (tab. 2). Opisy bazowały na wynikach zamieszczonych w opracowaniu archiwalnym Habryna (red; 2017) oraz na publikacjach Markowiaka, Habryna (2020), Habryna, Bagińskiej (2020) oraz Kuberskiej i in. (2021). Przedmiotem opracowania petrograficznego były fragmenty rdzenia wiertniczego z ediakarskiego odcinka z głęb. 710,95–1650,0 m.

**Metody badań**

Próbki skał, z których wykonano płytki cienkie, poddano analizie przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego, określono ich skład mineralny oraz cechy strukturalne i teksturalne. Oprócz standardowych badań mikroskopowych przeprowadzono obserwacje wszystkich płytek cienkich w katodoluminescencji, co pozwoliło odczytać pierwotne cechy teksturalne oraz lepiej poznać i zinterpretować procesy diagenetyczne, jakim poddane były skały. Do analizy CL wykorzystano tak zwaną zimną katodę – aparat CCL 8200 mk3 firmy Cambridge Image Technology, współpracujący z mikroskopem polaryzacyjnym Optiphot 2 firmy NIKON. Zdjęcia CL wykonywano aparatem cyfrowym typu EOS 600D. Badania te uzupełniono obserwacjami przy użyciu mikroskopu elektronowego (obrazy elektronów wtórnie rozproszonych – BSE). W przypadkach wątpliwych zidentyfikowano minerały, wykonując analizy składu chemicznego (EDS) przy pomocy mikroskopy energetycznej. Dla węglanów wykonano analizy EDS i ich wyniki przeliczono na udział konkretnych faz mineralnych. Badania wykonano przy pomocy skaningowego mikroskopu elektronowego LEO 1430, wyposażonego w detektor dyspersji energii (EDS) Oxford ISIS. Wyniki zamieszczono w tabelach 3, 4.

Analizy rentgenowskie (XRD) minerałów ilastych przeprowadzono dla 12 próbek skał ilastych. Analizowano zarówno skład mineralny sproszkowanych całych próbek, jak i wydzielonych frakcji poniżej 2  $\mu\text{m}$ . Separacji dokonano na podstawie metodyki opisanej w pracy Moora i Reynoldsa jr. (1989). Analizy przeprowadzono przy użyciu dyfraktometru rentgenowskiego firmy Philips X'Pert PW 3020 z lampą Cu i detektorem półprzewodnikowym, wyposażonym w komputerowy system identyfikacji proszkowej APD 1877. Skład fazowy próbek określono na podstawie położenia pików i porównania ich z wzorcami JCPDS. Badania przeprowadzono w preparatach orientowanych w stanie powietrzno-suchym oraz po glikolowaniu i po prażeniu do temperatury ok. 550°C, rejestrując refleksy w zakresie kątowym 0–30 2 $\theta$ . Wyniki analiz zamieszczono w tabelach 5, 6.

Badania mikroskopowe materii organicznej wykonano w świetle odbitym białym. Pomiar (tab. 7) wykonano

w imersji, na polerowanych płytkach skał osadowych, zawierających materiał wityrynitopodobny, o cechach optycznych wityrynytu, reprezentowany przez stałe bituminy oraz fytoklasty. Wykonano je przy użyciu wzorca ze szkła optycznego o refleksyjności: 0,907%; filtru monochromatycznego o długości fali 546 nm; olejku imersyjnego o  $n_D = 1,515$  w temp. 20–25°C. Analizę ilościową materii organicznej przeprowadzono metodą planimetrowania powierzchni preparatów. Badania wykonane zostały na mikroskopie badawczym Axio Imager firmy Zeiss z optyką ICS (Infinity Colour Corrected System), z wyposażeniem optycznym do światła odbitego; wyposażeniem do badań fluorescencyjnych (lampa HBO 100): zestawem mikrofotometru (Spektrometr CCD SPECTRA VISION) z systemem fotometrycznym oraz specjalistycznym oprogramowaniem PMT 200 firmy J&M GmbH do pomiarów zdolności refleksyjnej materii organicznej.

W przeprowadzaniu analiz oraz interpretacji wyników poza autorkami brali udział: Izabella Grotek, Wanda Narkiewicz, Leszek Giro i Iza Matejko.

**Wyniki badań**

## Mikrolitofacje

Obserwacje w mikroskopie polaryzacyjnym służyły do określenia typu litologicznego, nazwy mikrolitofacji, identyfikacji i określenia wielkości ziaren oraz prześledzenia efektów działania procesów diagenetycznych. W klasyfikacji piaskowców posłużono się podziałem Pettijohna i in. (1972), a w przypadku iłowców i pyłowców podziałem Tucera (2001).

W badanym profilu wyróżniono następujące litofacje: brekcjową, piaskowcową, mułowcową, pyłowcową i iłowcową (tab. 2; fig. 10–12).

## Litofacja brekcjowa

W profilu ediakaru (Habryn i in., 2017; Markowiak, Habryn, 2020) brekcje występują powszechnie. Stanowią one liczne wkładki w obrębie iłowców i pyłowców. Mięszce pakiety notowano jedynie w stropie profilu (Kuberska i in., 2021). Są to skały barwy czerwono-brunatnej, przechodzące ku spągowi w jasnobrązowozielone i jasnozielone. Skład brekcji nie jest urozmaicony, z wyjątkiem nieco większego zróżnicowania w składzie frakcji psefitowej w stropie profilu. Wielkość litoklastów jest bardzo różna: od kilkadziesiąt do kilku centymetrów. Wśród nich, między innymi, wyróżniono okruchy iłowców, mułowców i pyłowców (fig. 10A–C). W zależności od domieszki materiału detrytycznego, wykazują one strukturę pelitową, aleurytowo-pelitową lub aleurytową. W skład materiału detrytycznego wchodzi nieobtoczone ziarna kwarcu, skaleni potasowych i plagioklazów, łuszczyków, drobnych ziaren glaukonitu i minerałów nieprzezroczystych. Występują także drobne

Tabela 2

Spis badanych próbek (typ skał, rodzaj badań)  
List of the analyzed samples (rock type, type of research)

Nr próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Rodzaj skały Rock type	Rodzaj badań Type of research			
			CL	SEM	XRD	$R_p$
1	2	3	4	5	6	7
1	711,1	fragment brekcji	+			
2	714,6	fragment brekcji	+			
3	718,2	fragment brekcji	+		+	
4	720,4	fragment brekcji	+			
5	725,5	fragment brekcji	+			
6	730,3	fragment brekcji	+	+		
7	735,1	iłowiec	+			+
8	740,3	fragment brekcji	+	+		
9	749,2	fragment brekcji	+			
10	760,2	iłowiec/mułowiec	+			
11	770,2	fragment brekcji (piaskowiec)	+			
12	780,4	fragment brekcji	+			
13	790,7	piaskowiec drobnoziarnisty	+			
14	793,6	piaskowiec drobnoziarnisty	+	+		
15	795,2	piaskowiec drobnoziarnisty	+			
16	801,4	piaskowiec drobnoziarnisty	+			
17	811,2	piaskowiec drobnoziarnisty	+			
18	816,1	pyłowiec	+			
19	820,2	piaskowiec drobnoziarnisty	+			
20	830,1	fragment brekcji/skała wulkanoklast.	+			
21	834,8	piaskowiec drobnoziarnisty	+		+	+
22	840,8	pyłowiec piaszczysty	+			
23	850,9	fragment brekcji	+		+	
24	860,2	fragment brekcji	+			
25	870,1	fragment brekcji	+			
26	881,1	fragment brekcji	+	+	+	+
27	884,8	fragment brekcji	+			
28	887,1	fragment brekcji	+			
29	891,6	fragment brekcji	+	+		
30	901,6	pyłowiec piaszczysty	+	+		
31	911,1	pyłowiec piaszczysty	+			
32	917,7	fragment brekcji	+			
33	921,2	iłowiec pylasty/mułowiec	+			
34	931,9	pyłowiec/piaskowiec	+			+
35	941,5	iłowiec pylasty	+			
35 a	945,1	fragment brekcji	+			
36	951,2	pyłowiec ilasty/piaskowiec dr.ziarn.	+			
37	957,1	pyłowiec ilasty/piaskowiec dr.ziarn.	+			
38	961,8	pyłowiec ilasty	+			
39	970,2	piaskowiec drobnoziarnisty	+			
40	979,4	piaskowiec drobnoziarnisty/mułowiec	+			

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7
41	983,4	piaskowiec drobnoziarnisty	+			
42	991,8	piaskowiec drobnoziarnisty	+			
43	994,9	fragment brekcji	+			
44	1001,7	iłowiec pylasty	+			
45	1010,5	iłowiec	+			
46	1012,9	iłowiec	+			
47	1030,7	iłowiec	+			
48	1040,1	iłowiec	+			+
49	1045,8	iłowiec pylasty	+		+	
50	1046,7	iłowiec pylasty	+			
51	1050,8	iłowiec pylasty	+			
52	1057,7	skała węglanowa/iłowiec	+	+	+	
53	1058,9	iłowiec pylasty	+			
54	1069,9	iłowiec	+			
55	1071,8	iłowiec pylasty	+			
56	1073,5	iłowiec pylasty	+			
57	1080,1	iłowiec pylasty	+			
58	1090,8	iłowiec	+			
59	1099,3	fragment brekcji	+			
60	1109,9	iłowiec	+	+		
61	1117,8	iłowiec pylasty	+			
62	1120,9	fragment brekcji	+			
63	1129,6	iłowiec	+			
64	1136,7	iłowiec/pyłowiec	+	+		
65	1141,6	iłowiec	+		+	+
66	1143,8	iłowiec	+			
67	1149,2	iłowiec/ pyłowiec ilasty	+			
68	1160,9	iłowiec pylasty	+			
69	1169,1	iłowiec	+			
70	1180,6	iłowiec pylasty/iłowiec	+			
71	1189,1	iłowiec pylasty	+	+	+	+
72	1199,5	iłowiec	+			
73	1209,9	iłowiec pylasty	+			
74	1219,1	fragment brekcji/iłowiec	+			
75	1226,4	fragment brekcji	+			
76	1230,5	iłowiec	+			+
77	1240,4	iłowiec pylasty	+			
78	1250,6	iłowiec pylasty	+			
79	1258,7	iłowiec	+	+		
80	1267,7	iłowiec pylasty	+			
81	1273,1	iłowiec pylasty	+			
82	1279,7	fragment brekcji	+			
83	1287,3	fragment brekcji	+			
84	1290,5	iłowiec	+		+	+
85	1300,5	iłowiec pylasty/ pyłowiec ilasty	+			
86	1309,1	iłowiec	+			+

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7
87	1315,6	fragment brekcji	+			
88	1320,4	fragment brekcji	+			
89	1321,3	iłowiec pylasty/ pyłowiec ilasty	+			+
90	1329,9	pyłowiec ilasty/ mułowiec	+		+	
91	1340,4	iłowiec pylasty	+	+		
92	1352,4	iłowiec	+			
93	1361,9	iłowiec	+			
94	1370,9	iłowiec	+			
95	1372,8	fragment brekcji	+			
96	1379,8	fragment żyły w brekcji	+			
97	1389,4	iłowiec pylasty	+			
98	1397,6	iłowiec	+			
99	1400,3	iłowiec pylasty/ iłowiec	+			
100	1409,9	iłowiec pylasty	+			
101	1416,3	fragment brekcji	+			
102	1423,4	iłowiec	+			
103	1430,6	iłowiec	+			
104	1440,1	iłowiec/ iłowiec pylasty	+			
105	1448,8	iłowiec/iłowiec piaszczysty	+	+		
106	1454,3	iłowiec	+			
107	1462,5	fragment brekcji	+	+		
108	1470,3	iłowiec	+			
109	1480,8	fragment brekcji	+			
110	1490,2	iłowiec pylasty	+			
111	1500,5	iłowiec pylasty	+			
112	1508,9	iłowiec pylasty	+			
113	1514,6	iłowiec pylasty	+	+		
114	1520,4	iłowiec pylasty	+		+	
115	1531,1	iłowiec pylasty	+			
116	1538,2	pyłowiec piaszczysty/ iłowiec pylasty	+			
117	1545,4	iłowiec pylasty	+			
118	1545,7	iłowiec pylasty	+			
119	1550,5	iłowiec pylasty/ piaskowiec dr.ziarn.	+			
120	1560,6	iłowiec	+			+
121	1570,8	iłowiec /piaskowiec dr.ziarn.	+			
122	1573,5	iłowiec /piaskowiec dr.ziarn.	+		+	+
123	1582,9	iłowiec	+			
124	1589,2	iłowiec	+			
125	1594,9	iłowiec	+			
126	1599,4	żyła węglanowa w brekcji	+	+		
127	1610,5	iłowiec/ pyłowiec ilasty	+			
128	1616,2	pyłowiec piaszczysty	+			
129	1630,8	iłowiec	+			
130	1639,9	iłowiec	+			
131	1646,5	iłowiec/ iłowiec pylasty	+			

Tabela 3

## Spis wykonanych analiz chemicznych w mikroobszarze (EDS)

Statement of the chemical analyzes performed in the micro area (EDS)

Nr próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Analizowany obiekt Analyzed object	Rodzaj analizy Type of analysis
6	730,30	węglany	ilościowa
8	740,30	węglany apatyt	ilościowa ilościowa
14	793,60	apatyt chloryty bituminy albit	jakościowa ilościowa jakościowa jakościowa
26	881,10	węglany chloryty	ilościowa ilościowa
29	891,60	węglany	ilościowa
30	901,50	bituminy albit chloryty tlenek tytanu	jakościowa jakościowa jakościowa jakościowa
52	1057,70	węglany apatyt	ilościowa jakościowa
60	1109,90	węglany apatyt chalkopiryt tlenek tytanu	ilościowa jakościowa jakościowa jakościowa
64	1136,70	węglany	ilościowa
73	1209,90	węglany piryty	ilościowa jakościowa
79	1258,70	węglany bituminy sfaleryt galena monacyt	ilościowa jakościowa jakościowa jakościowa jakościowa
91	1340,04	węglany kaolinit albit	ilościowa jakościowa jakościowa
105	1448,80	węglany bituminy	ilościowa jakościowa
107	1462,50	węglany	ilościowa
113	1514,60	węglany kaolinit baryt	ilościowa jakościowa jakościowa
126	1599,40	węglany	ilościowa

ziarna fosforanowe, fosfoklasty. Zauważono także fragmenty mułowców, które uległy wcześniej procesom fosfatacji (fig. 10C). Bardzo często łyszczki i glaukonit są schlorityzowane. Materiał aleurytowy jest spojony substancją ilastą, miejscami ilasto-żelazistą, co nadaje skale charakterystyczną czerwono-brązową barwę. W części występuje rozproszony pył hematytowy. Jego obecność potwierdziła analiza rentgenowska. Badania rentgenowskie wykazały również obecność illitu, minerałów mieszanopacketowych I/S, chlorytu. Są to, zapewne, minerały zarówno allo-, jak i autogeniczne. Jako składnik frakcji pefitowej w brekcjach występują także fragmenty piaskowców, głównie drobnoziarnistych (przeciętna średnica ziaren kwarcu wynosi ok. 0,12 mm). Są to okruchy o składzie waki sublitycznej. Oprócz ziaren kwarcu zidentyfikowano również skalenie potasowe, plagioklasy, apatyt oraz litoklasy – najprawdopodobniej głównie fragmenty mocno przeobrażonych skał wulkanicznych.

Tabela 4

## Skład chemiczny (EDS) węglanów

Chemical composition (EDS) of the carbonates

Nr próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Kalcyt Calcite	Dolomit Dolomite	Ankerit Ankerite	Magnezyt Magnesite	Syderyt Siderite	Hematyt Hematite	Illit Illite	Chloryt Chlorite	Kaolinit Kaolinite	Muskowit Muscovite	Gips Gypsum
3	718,3	+	+	śl.			+		+	+	+			
21	834,8	+	+	+					śl.	+	+		+	
23	850,9	+	+	śl.						+	+		+	
26	881,1	+	+							+	+			
49	1045,8	+	+	śl.						+	+			
52	1057,7	+	+	śl.		+		+		+	śl.			
65	1141,6	+	+	śl.				śl.		+	+			
71	1189,1	+	+	śl.						+	+			
84	1290,5	+	+							+	+			
90	1329,9	+	+							+	+			śl.
114	1520,4	+	+	śl.				śl.		+	+			
122	1573,5	+	+		+			śl.		+	+			

Tabela 5

## Wyniki badań rentgenowskich wybranych próbek (XRD)

Results of X-ray analyses of the selected samples

Nr próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Punkt analizy Analysis point	Ca	Mg	Fe	Mn	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	Rodzaj węglanu i forma występowania Type of carbonate and form of occurrence
6	730,30	1	1,78	4,87	35,17	1,48	4,6	17,6	74,6	3,2	romboedr syderytesy w żyłce węglanowej
		2	0,36	8,84	28,16	3,81	1,2	21,3	68,3	9,2	gniazdowe skupienie pistomesytu w żyłce węglanowej, część zewnętrzna
		3	1,09	11,47	26,86	1,90	2,7	39,2	54,2	3,9	gniazdowe skupienie pistomesytu w żyłce węglanowej, część środkowa
8	740,30	1	0,17	11,94	28,81	0,60	0,5	40,4	57,9	1,2	pistomesyt – część zewnętrzna romboedru w żyłce węglanowej
		2	0,87	16,66	20,08	1,24	2,1	55,8	39,7	2,4	metysyt – część środkowa romboedru w żyłce węglanowej
		3	1,77	6,34	33,60	1,19	2,6	22,8	72,0	2,6	syderoplesyt – żyłka/obwódka chlorytów
29	891,60	1	39,91	0,16	0,51	0,40	97,5	0,7	1,0	0,8	Fe/Mn kalcyt w części środkowa żyłki ankerytowej
		2	25,22	5,63	7,97	1,17	61,9	19,3	16,3	2,5	ankeryt – żyłka
52	1057,70	1	22,59	8,00	7,23	0,12	56,7	28,1	15,0	0,2	ankeryt – część środkowa romboedru w żyłce ankerytowej
		2	24,85	6,40	8,98	0,40	59,8	21,5	17,9	0,8	ankeryt – część zewnętrzna romboedru w żyłce ankerytowej
		3	1,21	5,82	35,10	1,32	3,0	20,6	73,7	2,7	syderoplesyt – cement w skale
60	1109,90	1	0,89	6,07	37,02	0,65	2,2	21,1	75,5	1,2	syderoplesyt – sieć żyłek
		2	22,71	6,18	10,71	0,98	55,3	21,1	21,6	2,0	ankeryt – w żyłce syderoplesytowej, cement w skale
64	1136,70	1	1,05	7,03	35,05	0,50	2,5	24,4	72,1	1,0	syderoplesyt – żyłki syderoplesytowo-ankerytowe
		2	21,63	8,62	7,41	0,76	53,4	29,8	15,1	1,7	ankeryt – żyłki syderoplesytowo-ankerytowe
73	1209,90	1	1,83	6,48	29,45	5,22	4,5	23,0	61,5	11,0	pistomesyt w żyłce z pirytem
		2	38,43	0,10	0,20	1,12	96,9	0,4	0,4	2,3	Mn/Fe-kalcyt – cement w skale
79	1258,70	1	37,53	0,32	0,71	1,72	94,0	1,0	1,4	3,6	Mn/Fe-kalcyt – żyłka
		2	0,69	4,89	27,35	12,51	1,7	16,9	55,7	25,7	manganosyderyt - skupienia w żyłce Mn/Fe-kalcytu
		3	1,78	4,38	34,98	2,52	4,6	15,8	74,3	5,3	syderoplesyt – żyłka późniejsza
91	1340,04	1	0,92	5,48	34,46	0,95	2,3	21,1	74,4	2,2	syderoplesyt – sieć żyłek
		2	0,51	5,24	30,61	6,78	1,2	18,8	65,4	14,6	manganosyderyt skupienia w żyłce ankerytowej
		3	21,06	8,56	6,99	1,27	52,7	30,1	14,5	2,7	ankeryt – żyłka ankerytowo-kwarcowa
107	1462,50	1	1,75	5,92	34,55	0,66	4,6	21,0	72,9	1,5	syderoplesyt – żyłka późniejsza
		2	22,50	7,28	8,72	0,64	55,6	25,4	17,8	1,2	ankeryt – skupienia w żyłce Fe-dolomitowo-kwarcowej
		3	23,09	10,89	1,51	1,03	57,2	37,7	3,0	2,1	Fe-dolomit – żyłka Fe-dolomitowo-kwarcowa
113	1514,60	1	23,20	5,64	10,41	0,83	57,5	19,5	21,3	1,7	ankeryt – część zewnętrzna romboedru w żyłce ankerytowo-kaolinitowej
		2	21,29	9,73	5,99	0,62	55,6	25,4	17,8	1,2	ankeryt – część środkowa romboedru w żyłce ankerytowo-kaolinitowej
		3	0,49	6,71	34,75	0,86	1,2	23,7	73,1	1,9	syderoplesyt – sieć żyłek, wcześniejsze
126	1599,40	1	0,65	2,82	36,16	6,05	1,5	9,9	75,9	12,7	manganosyderyt – skupienia w żyłce Fe-dolomitu
		2	0,17	6,35	35,51	6,35	0,5	22,6	74,2	2,7	syderoplesyt – skupienia w żyłce Fe-dolomitu
		3	2,26	10,20	27,05	0,61	5,9	36,2	56,7	1,2	pistomesyt – skupienia w żyłce Fe-dolomitu
		4	0,61	9,34	32,21	0,40	1,5	32,1	65,6	0,8	pistomesyt – skupienia w żyłce Fe-dolomitu
		5	21,55	9,77	6,85	0,67	51,9	33,0	13,7	1,4	ankeryt – skupienia w żyłce Fe-dolomitu
		6	21,81	10,91	4,64	0,19	51,9	36,3	9,0	2,8	Fe-dolomit – masa podstawowa żyłki węglanowej

Tabela 6

**Skład fazowy wydzielonej frakcji ilastej < 2 µm**  
Phase composition of the separated clay fraction < 2 µm

Nr próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Illit Illite	I/S	Chloryt Chlorite	Kaolinit Kaolinite	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Zawartość illitu w I/S Illite content in I/S [%]	Indeks Küblera Kübler index
3	718,3	+	+	+		+	+	75	0,75
21	834,8	+		+		+	+		1,00
23	850,9	+		+		+	+	80	0,72
26	881,1	+	+	+		+	+		0,88
49	1045,8	+	+	+		+	+	85	
52	1057,7		+	śl.	śl.	śl.		> 90	
65	1141,6		+	+		+	+	> 90	
71	1189,1		+	+		+	+	> 90	
84	1290,5	+		+		+	+		1,00
90	1329,9	+		+		+	+		1,10
114	1520,4	+	+	śl.	+	+	+	80	
122	1573,5	+	+	+		+	+	80	1,06

Okruchy piaskowców często mają barwę zieloną z uwagi na dużą zawartość chlorytów. Są to głównie chloryty powstałe jako efekt procesów przeobrażania diagenetycznego skaleń, fragmentów skał lub łuszczków. Poza wymienionymi litoklastami w brekcji zauważono fragment skały wulkanoklastycznej skarbonatyzowanej (głęb. 830,1 m; fig. 10D). W masie chlorytowo-żelazistej tego okruchu tkwią ostrokrawędziste ziarna kwarcu oraz fragmenty szkliwa, tworzące owalne formy, miejscami spłaszczone, silnie zsylikowane. Okruchy wchodzące w skład brekcji są spojone masą ilastopylastą, miejscami zażelazoną (Kuberska i in., 2021). Złożony obraz strukturalno-teksturalny skały podkreślony jest bardzo licznymi żyłkami i spękaniem, przecinającymi się wzajemnie (fig. 10E–H). Spękania te wypełnione są węglanami, kwarcem, chlorytami a także kaolinitem. Analizy chemiczne (jakościowe, ilościowe) wybranych minerałów

Tabela 7

**Wyniki analizy mikroskopowej materii organicznej**  
Results of microscopic analysis of the organic matter

Nr próbki Sample number	Zakres pomiarów Measuring range	$R_0$ [%]	Liczba pomiarów Number of measurements	Wtp [%]	Std
7	1,52–1,86	1,73	8	śl	0,117
21	1,78–2,46	2,06	37	0,10	0,172
26	1,45–1,84	1,68	104	1,20	0,088
34	1,59–1,90	1,72	20	0,10	0,087
48	1,65–1,88		2	śl	
65	1,47–2,83	2,24	25	0,05	0,309
71	1,55–1,85	1,83	7	śl	0,085
76				0,00	
84	1,70–2,35	2,10	31	0,10	0,266
86	1,60–1,82		3	śl	
89				0,00	
120	1,67–1,91	1,76	10	0,05	0,086
122	1,66–2,16	1,87	38	0,10	0,138

Wtp – materiał wityrnytopodobny (stałe bituminy, fytklasty);

Std – odchylenie standardowe; śl – śladowe ilości

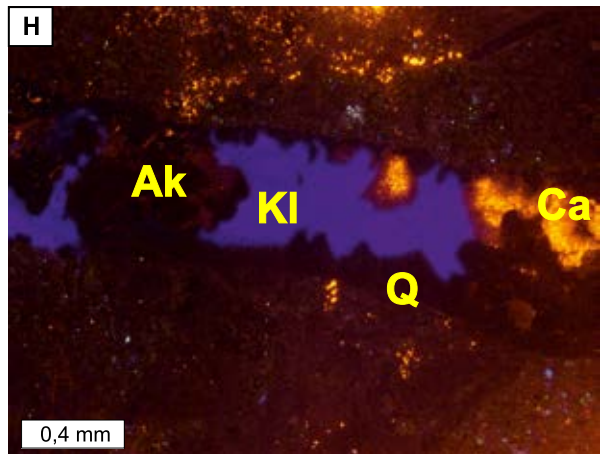
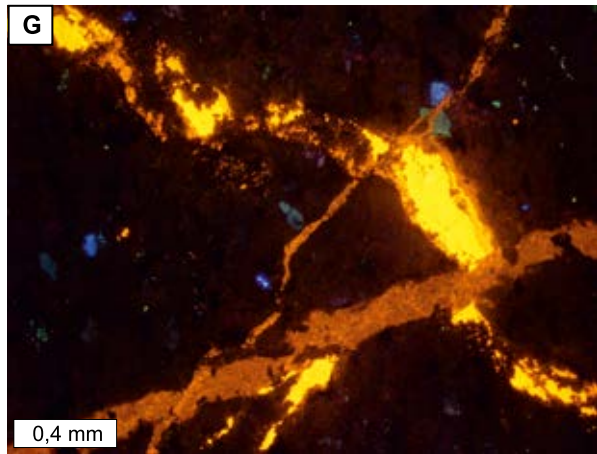
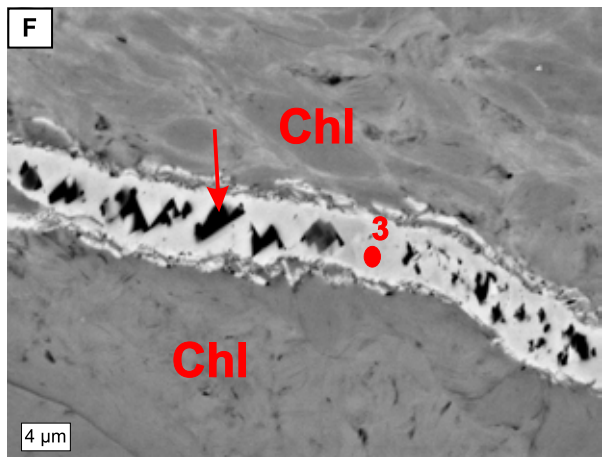
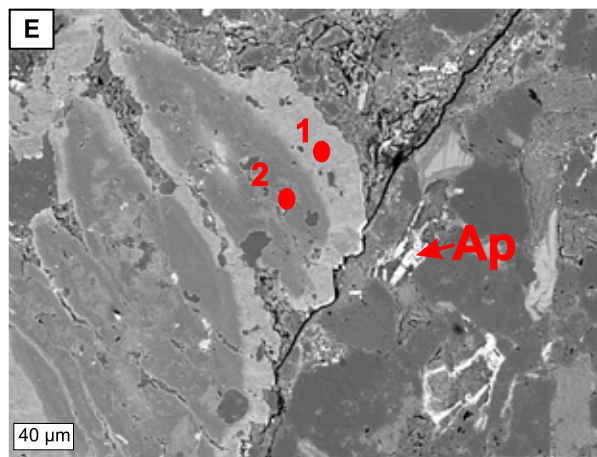
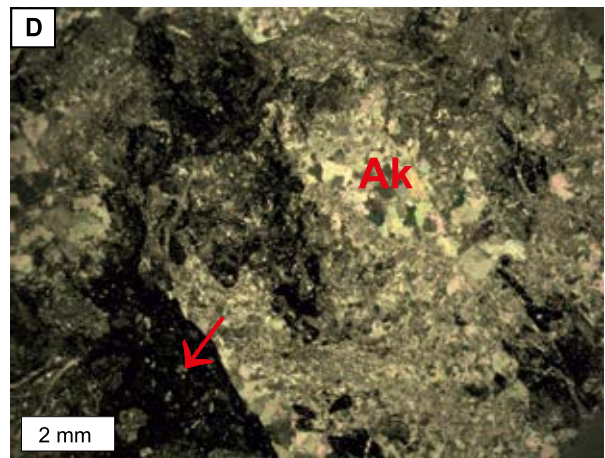
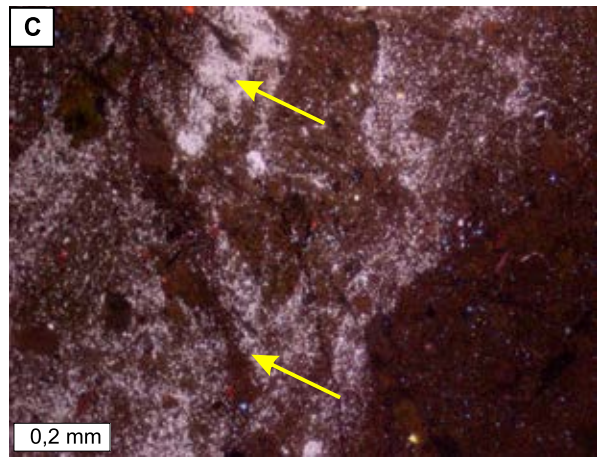
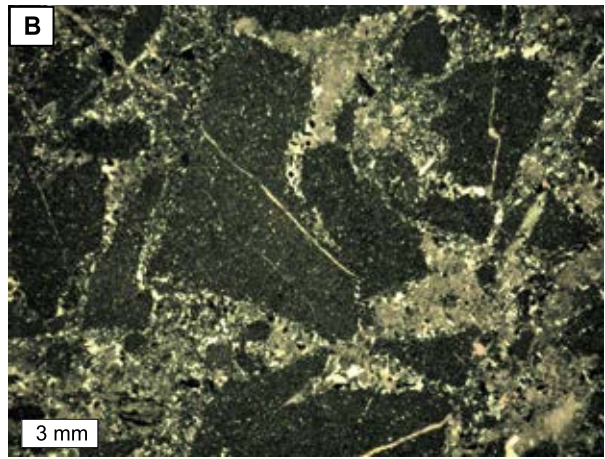
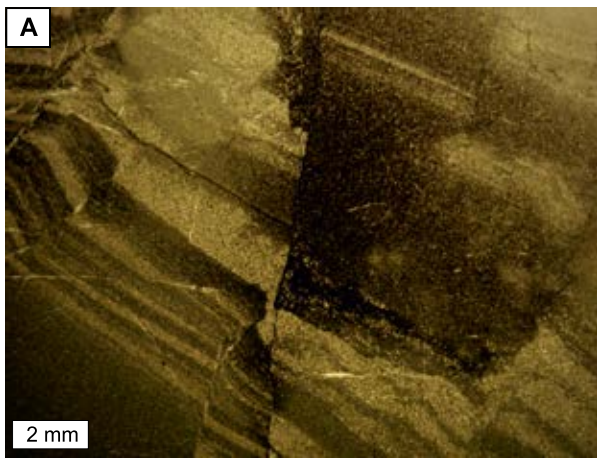
Wtp – vitrinite-like material (solid bitumens, phytoclasts); Std – standard deviation; śl – trace amounts

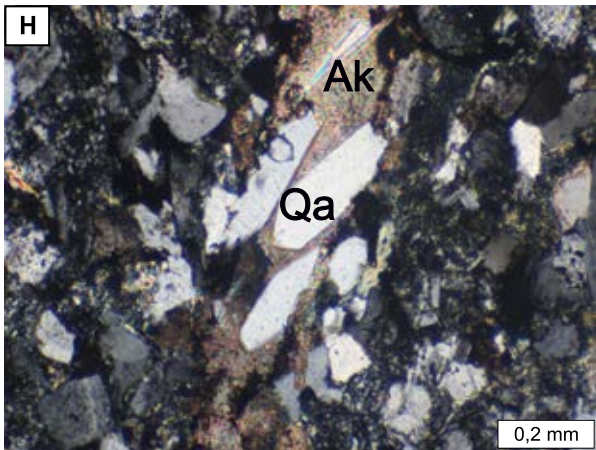
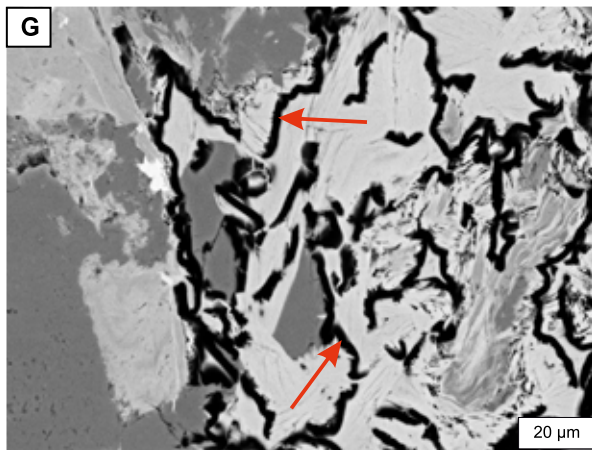
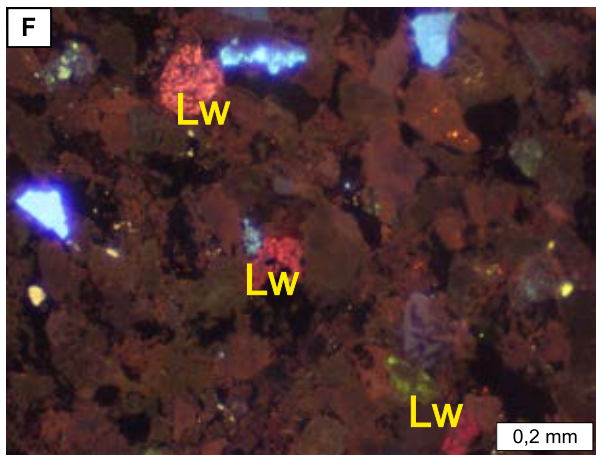
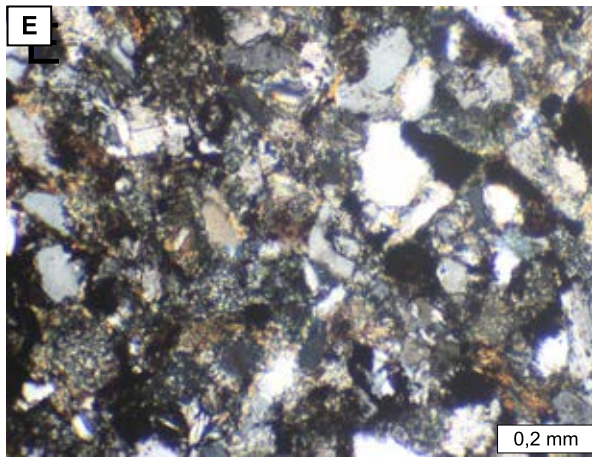
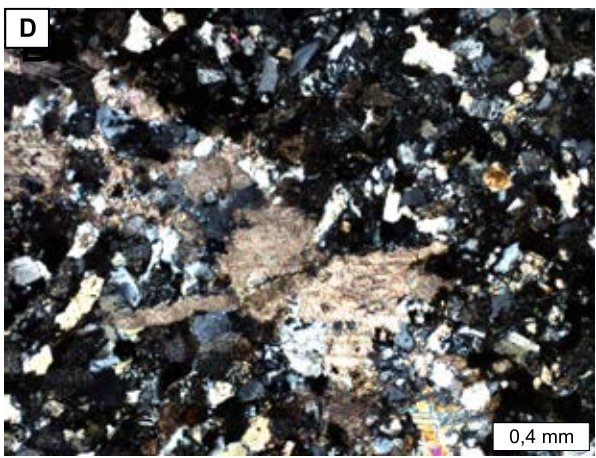
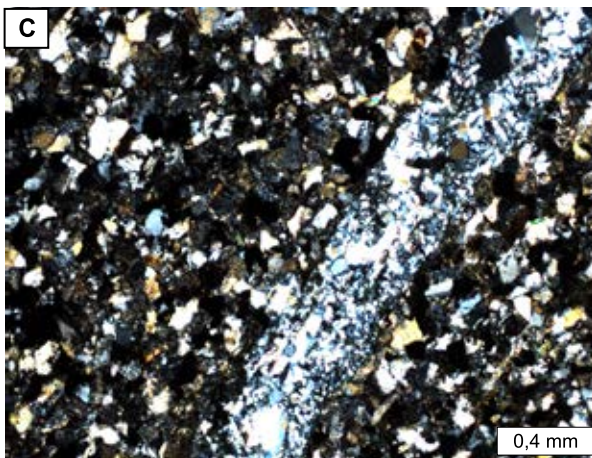
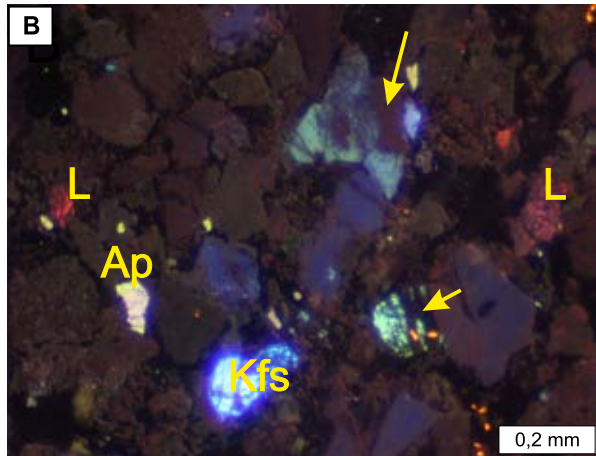
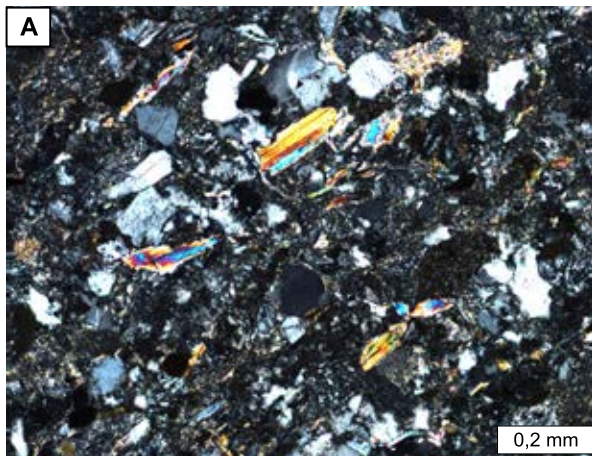
**Fig. 10. Brekcje obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (BSE)**

**A** – fragment brekcji zbudowanej z laminowanych ilowcowo-mułowcowych okruchów, (strefa silnie spękana), na zdjęciu widoczne drobne uskoki przemieszczające kompleks ilowcowo-mułowcowy; głęb. 780,4 m; obraz PL, bez analizatora; **B** – fragment brekcji złożonej z okruchów ilowców scementowanych węglanami i kwarcem; głęb. 1287,3 m; obraz PL, nikole skrzyżowane; **C** – fragment brekcji z widocznym okruchem mułowca częściowo sfosfatyzowanego (strzałki); głęb. 711,1; obraz CL; **D** – fragment brekcji zbudowanej z okruchów wulkanoklastycznych (strzałka) scementowanych ankeritem (Ak); głęb. 830,1 m; obraz PL, nikole skrzyżowane; **E** – żyłka węglanowa w brekcji z zaznaczonymi punktami analiz chemicznych w mikroobszarze (tab. 3); pkt 1 – pistomesyt, pkt 2 – metysyt; widoczny apatyt (Ap); głęb. 740,3 m; obraz BSE; **F** – żyłka węglanowa w brekcji z zaznaczonym punktem analizy chemicznej w mikroobszarze (tab. 3); pkt 3 – syderoplesyt; widoczne skupienie bituminów w obrębie żyłki (strzałka) oraz chloryty (Chl); głęb. 881,1 m; obraz BSE; **G** – fragment brekcji przecięty żyłkami kalcytowymi dwóch generacji (luminescencja w barwach żółtych i pomarańczowo-żółtych); głęb. 884,8 m; obraz CL; **H** – fragment brekcji przecięty żyłką wypełnioną kwarcem autigenicznym (Q), kaolinitem (Kl), ankeritem (Ak) i kalcitem (Ca); głęb. 1315,6 m; obraz CL

**Breccias in polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscope (BSE)**

**A** – fragment of breccia composed of laminated mudstone and claystone fragments, (strongly fractured zone) image shows small faults which shifted mudstone and claystone complex; depth 780.4 m; PL- one polarizer; **B** – fragment of breccia composed of claystone fragments cemented with carbonates and quartz; depth 1287.3 m; PL – crossed polarizers; **C** – fragment of breccia with a visible fragment of partially phosphatized mudstone (arrows); depth 711.1 m; CL image; **D** – fragment of breccia composed of volcanoclastic fragments (arrow) cemented with ankerite (Ak); depth 830.1 m; PL – crossed polarizers; **E** – carbonate vein in breccia with marked points of chemical analyzes in the micro-area (Table 3); point 1 – pistomesite, point 2 – metisite; apatite (Ap) is visible; depth 740.3 m; BSE image; **F** – carbonate vein in breccia with marked point of chemical analysis in the micro-area (Table 3); point 3 – sideroplesite; visible the bitumen concentration within the vein (arrow) and chlorites (Chl); depth 881.1 m; BSE image; **G** – fragment of breccia cut by two generations of calcite veins (yellow and orange-yellow luminescence); depth 884.8 m; CL image; **H** – fragment of breccia cut with a vein with authigenic quartz (Q), kaolinite (Kl), ankerite (Ak) and calcite (Ca); depth 1315.6 m; CL image





**Fig. 11. Piaskowce obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (BSE)**

**A** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki sublitycznej z udziałem łuszczyków; głęb. 970,2 m; obraz PL, nikole skrzyżowane; **B** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki sublitycznej/subarkozowej; widoczne okruchy skał wulkanicznych (L), skałen potasowy (Kfs), ziarna plagioklazów, częściowo zalbityzowanych (strzałki) oraz apatyt (Ap). Barwy ciemnobrunatnej luminescencji wykazuje kwarc; głęb. 983,4 m; obraz CL; **C** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki sublitycznej; widoczna żyłka wypełniona kwarcem; głęb. 801,4 m; obraz PL, nikole skrzyżowane; **D** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki sublitycznej/subarkozowej; widoczna żyłka węglanowa; głęb. 991,8 m; obraz PL, nikole skrzyżowane; **E** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki sublitycznej; głęb. 801,4 m; obraz PL, nikole skrzyżowane; **F** – fragment piaskowca z fot. E; obraz w CL; widoczne okruchy skał wulkanicznych (Lw), skalenie potasowe o niebieskiej luminescencji, plagioklasy o luminescencji zielonej, apatyt o luminescencji oliwkowożółtej oraz brunatno świecące kwarc; **G** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki sublitycznej/subarkozowej; widoczne skupienia substancji bitumicznej (strzałki); głęb. 793,6 m; obraz BSE; **H** – piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki sublitycznej/subarkozowej; widoczna żyłka wypełniona kwarcem autigenicznym (Qa) i ankerytem (Ak); głęb. 793,6 m; obraz PL, nikole skrzyżowane

Sandstones in polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscope (BSE)

**A** – fine-grained sandstone by the composition of sublithic wacke with the participation of mica; depth 970.2 m; PL – crossed polarizes; **B** – fine-grained sandstone by the composition of sublithic/subarkosic wacke; volcanic rock fragments (L), potassium feldspar (Kfs), grains of plagioclase, partially albited (arrows) and apatite (Ap). Dark brown luminescence of quartz; depth 983.4 m; CL image; **C** – fine-grained sandstone by the composition of sublithic wacke; quartz vein is visible; depth 801.4 m; PL – crossed polarizes; **D** – fine-grained sandstone by the composition of sublithic/subarkosic wacke; carbonate vein is visible; depth 991.8 m; PL – crossed polarizes; **E** – fine-grained sandstone by the composition of sublithic wacke; depth 801.4 m; PL – crossed polarizes; **F** – fragment of sandstone from photo E; CL image; fragments of volcanic rocks (Lw), blue luminescence of potassium feldspar, green luminescence of plagioclase, olive-yellow luminescence of apatite and brown-shining quartz are visible; **G** – fine-grained sandstone by the composition of sublithic/subarkosic wacke; accumulations of bituminous substance (arrows) are visible; depth 793.6 m; BSE image. **H** – fine-grained sandstone by the composition of sublithic/subarkosic wacke; vein filled with authigenic quartz (Qa) and ankerite (Ak) is visible; depth 793.6 m; PL – crossed polarizes

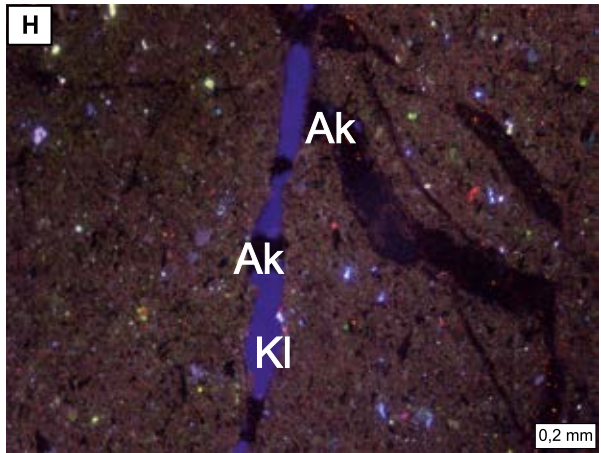
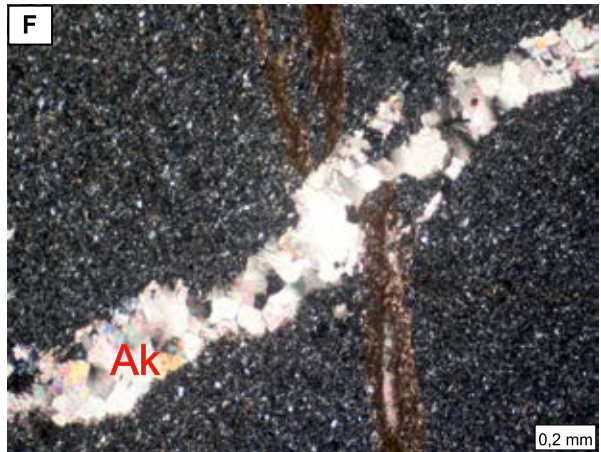
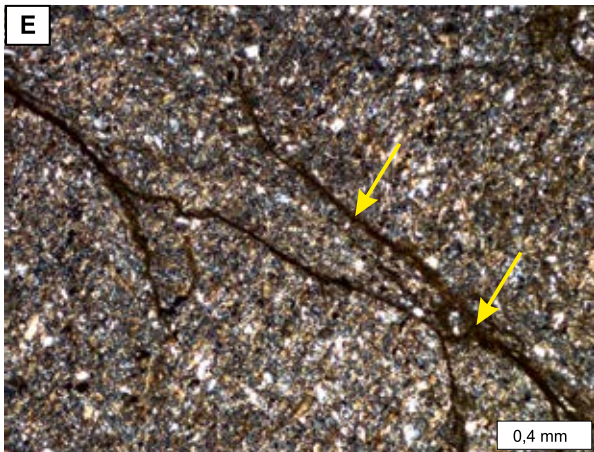
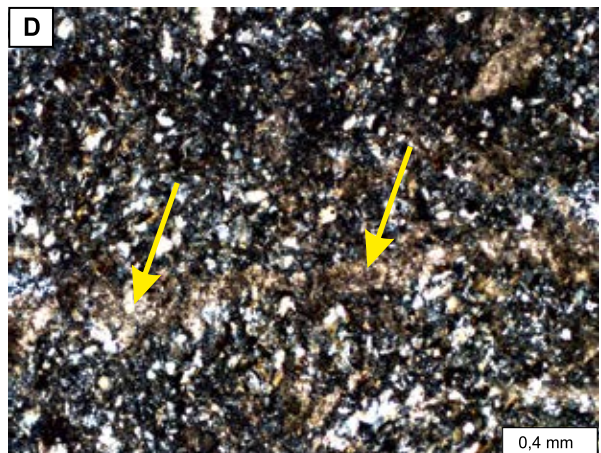
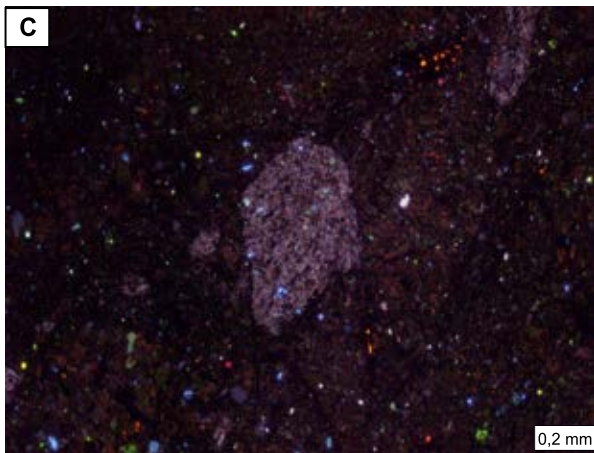
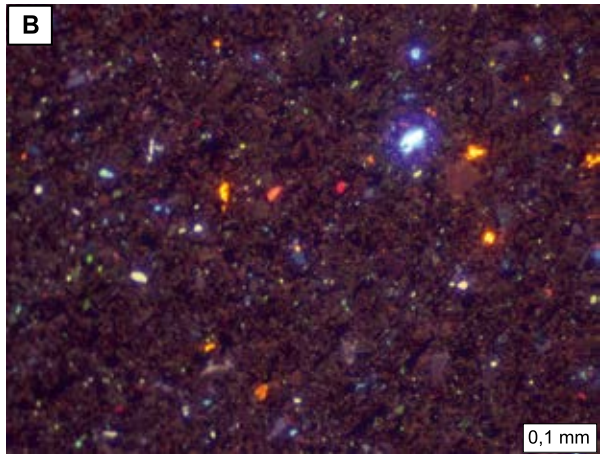
←

zidentyfikowanych w żyłkach przedstawiają [tabele 3 i 4](#). Powszechnie występuje ankeryt i Fe-dolomit. Zauważono także skupienia drobnych, wydłużonych romboedrow pistomesytu, miejscami w części centralnej zbudowanych z metisytu. Oprócz tego analiza rentgenowska potwierdziła w jednym przypadku (głęb. 718,2 m) obecność magnezytu. Wydaje się, że wraz z głębokością wzrasta udział syderoplesytu, występującego w postaci smug, wypełnień spękań lub w postaci skupień. Zanotowano także żyłki ankeryto-wo-kaolinitowe i kwarcowe. Sieć bardzo drobnych spękań wypełniona bywa chlorytami magnezowo-żelazistymi. Analizy katodoluminescencyjna i rentgenowska potwierdziła także obecność kalcytu, występującego często jako relikw w obrębie żyłek ankerytowych lub wypełnienie spękań dwoma jego generacjami (np. głęb. 1099,3 m; Kuberska i in., 2021).

#### Litofacja piaskowcowa

Piaskowce ([tab. 2](#); [fig. 11A–H](#)) stanowią pakiety niewielkiej miąższości lub cienkie przeławiczenia w obrębie iłowców lub pyłowców. Są to skały barwy czerwono-brązowej z lekkim odcieniem zielonym, co związane jest, między innymi, z obecnością rozproszonej materii organicznej lub skupieniami bituminów (Kuberska i in., 2021). Piaskowce wykazują strukturę psamitową lub psamito-wo-aleurytową, teksturę bezładną, rzadziej kierunkową. Często poprzecinane są siecią żyłek wypełnionych kwarcem lub węglanami ([fig. 11C, D](#)). Niekiedy cienkie żyłki kwarcowe uwidaczniają się dopiero w CL. Swoim składem odpowiadają wacom sublitycznym i/lub subarkozowym (Pettijohn i in., 1972), miejscami ze zwiększonym udziałem minerałów łuszczykowych ([fig. 11A](#)). Głównym

składnikiem materiału detrytycznego są ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Są one najczęściej nieobtoczone lub półobtoczone, o przeciętnej średnicy ziaren ok. 0,10–0,12 mm. Ziarna kwarcu nie wykazywały wyraźnej luminescencji, lub wykazywały świecenie w barwach czerwono-brązowych, znacznie rzadziej niebieskich. Oprócz kwarcu występują skalenie potasowe, wykazujące niebieskie świecenie w katodoluminescencji, plagioklasy świecące w barwach zielonych ([fig. 11B, F](#)). Niebieskoróżowe barwy CL pojawiały się w przypadku przeobrażonych ziaren skałen, które wcześniej uległy fenityzacji. Niektóre skalenie widoczne w mikroskopie polaryzacyjnym, nie wykazywały luminescencji w CL z powodu wtórnej albityzacji ([fig. 11B](#)). Skalenie najczęściej są nieobtoczone i w dużym stopniu przeobrażone lub częściowo rozpuszczone. Kolejnym ważnym składnikiem są litoklasty. Należą do nich fragmenty najprawdopodobniej schlorityzowanego szkliska wulkanicznego, fragmenty skał krzemionkowych i fragmenty iłowców. Oprócz podstawowych składników powszechnie występuje apatyt, biotyt, przeważnie schlorityzowany, cyrkon, ilmenit, hematyt, skupienia leukokseny, miejscami pirytu. Materiał detrytyczny scementowany jest spoiwem typu matriks, złożonym, jak wskazują analizy rentgenowskie, z chlorytów i illitu. Obecne są również rozproszone wodorotlenki żelaza oraz materia organiczna. Miejscami widoczne są bituminy ([fig. 11G](#)) nagromadzone w postaci przemazów i wypełnień w obrębie żyłek. Jak wspomniano piaskowce „pocięte” są licznymi żyłkami wypełnionymi ankerytem, miejscami kalcytem, Fe-dolomitem oraz kwarcem ([fig. 11H](#)). Występują także strefy wzbogacone w chloryty (Kuberska i in., 2021). Określono je jako chloryty magnezowo-żelaziste. W obrębie piaskowców

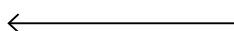


**Fig. 12. Mułowce, iłowce, pyłowce obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (BSE)**

**A** – iłowiec z niewielką domieszką ziaren kwarcu; głęb. 1230,5 m; obraz PL, bez analizatora; **B** – iłowiec pylasty; widoczna niebieska luminescencja skalenia potasowych, zielona – plagioklazów, żółto-pomarańczowa – węglanów, kwarc świeci w barwach ciemno brunatnych; głęb. 1046,7 m; obraz CL; **C** – iłowiec pylasty; w centrum zdjęcia widoczny fosfoklast; głęb. 941,5 m; obraz CL; **D** – mułowiec ilasty z widoczną żyłką węglanową (strzałki); głęb. 1329,9 m; obraz PL, nikole skrzyżowane; **E** – iłowiec pylasty z żyłkami syderytowymi; głęb. 1520,4 m; obraz PL, bez analizatora; **F** – iłowiec z żyłką ankerytu barokowego (Ak); głęb. 1109,9 m; obraz PL, nikole skrzyżowane; **G** – iłowiec pylasty z żyłką węglanową (Fe-kalcyt); głęb. 1001,7 m; obraz CL; **H** – iłowiec pylasty z żyłką kaolinitowo (Kl) – ankerytową (Ak); głęb. 1117,8 m; obraz CL

Mudstones, claystones and siltstones in polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscope (BSE)

**A** – claystone with the small addition of quartz grains; depth 1230.5 m; PL – one polarizer; **B** – silty claystone; blue luminescence of potassium feldspars, green - plagioclases, yellow-orange – carbonates are visible, quartz shines in dark brown colors; depth 1046.7 m; CL image; **C** – silty claystone; the phosphoclast is visible in the center of the photo; depth 941.5 m; CL image; **D** – clayey mudstone with a visible carbonate vein (arrows); depth 1329.9 m; PL – crossed polarizers; **E** – silty claystone with siderite veins; depth 1520.4 m; PL – one polarizer; **F** – claystone with vein of the baroque ankerite (arrows); depth 1109.9 m; PL – crossed polarizers. **G**. Silty claystone with the carbonate vein (Fe-calcite); depth 1001.7 m; CL image; **H** – silty claystone with a kaolinite (Kl) – ankerite (Ak) vein; depth 1117.8 m; CL image



zaobserwowano bardzo liczne efekty działania procesów diagenetycznych, jak rozpuszczanie i przeobrażanie. Podlegały im mniej stabilne składniki skały, a więc okruchy skał wulkanicznych, skalenie i łuszczki.

#### Litofacje mułowcowa, pyłowcowa i iłowcowa

Wymienione trzy litofacje (tab. 2; fig. 12A–H) często się zająwiają, przelawicają i współwystępują ze sobą. Iłowce i pyłowce są głównymi rodzajami skał w profilu, mułowce występują jako cienkie przewarstwienia w ich obrębie. Skały te są barwy jasnozielonej lub jasnobrązowej, rzadko czerwobrązowej (Kuberska i in., 2021). Wykazują strukturę pelitową, pelitowo-aleurytową lub aleurytową, teksturę bezładną lub kierunkową, podkreśloną laminami o nieco innym składzie mineralnym lub ułożeniem minerałów ilastych. Frakcja mułkowa złożona jest przede wszystkim z ziaren kwarcu, skalenia potasowych, o charakterystycznej niebieskiej luminescencji w CL (fig. 12B, H). W mniejszej ilości występują plagioklasy, drobne fragmenty skał, łuszczki, monacyt, cyrkon i piryty. W całym profilu zauważono znaczne ilości apatyty. Analizy chemiczne w mikroobszarach (tab. 4) wykazały obecność galeny i sfalerytu. Zaobserwowano również skupienia bituminów. Na głęb. 941,5 i 994,9 m zidentyfikowano, w obrębie masy ilastej, owalne formy określone jako fosfoklasty (fig. 12C). Materiał detrytyczny rozmieszczony jest w skałach nierównomiernie – miejscami tworzy nieregularne nagromadzenia, miejscami natomiast gromadzi się w cienkich laminach. Jego domieszka w iłowcach tworzy odmiany pylaste lub mułowcove. W skład frakcji iłowej, będącej głównym składnikiem omawianych osadów, wchodzi illit, minerały mieszanopakietowe I/S, chloryty (tab. 5, 6). Bardzo często towarzyszy im rozproszona materia organiczna lub wodorotlenki żelaza. Masa ilasta bywa przesycona fosforanami, co widoczne jest na obrazach CL. Podobnie jak piaskowce i brekcje, skały iłowcowo-pylaste poprzecinane są licznymi żyłkami (fig. 12D–H). Są one wypełnione węglanami, wśród których zidentyfikowano Mn/Fe-kalcyt, Fe-dolomit, ankeryt, syderoplesyt, manganosyderyt (Kuberska i in., 2021; tab. 4).

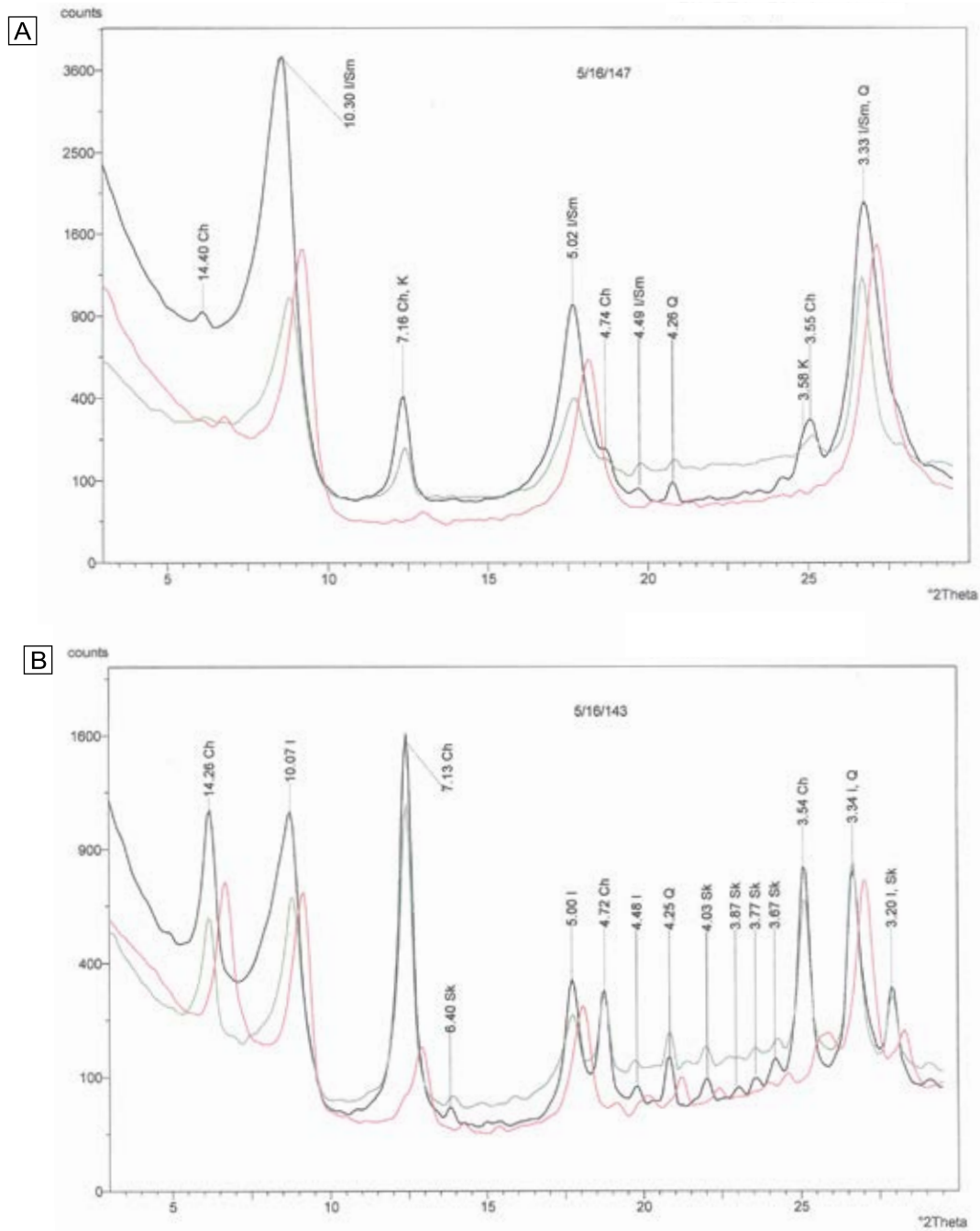
Węglany mogą tworzyć również większe, gniazdowe skupienia. W jednym przypadku (głęb. 1514,6 m), w obrębie gniazda wypełnionego ankerytem, zidentyfikowano baryt. Oprócz tego, jako wypełnienie spękań, występuje kaolinit, kwarc, chloryty.

#### **Badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS**

Do badań wytypowano 16 próbek (tab. 2), w których wykonano analizy ilościowe i jakościowe wybranych obiektów (tab. 3, 4).

W 13 próbkach wykonano 35 analiz ilościowych minerałów węglanowych, które zostały przeliczone na skład cząsteczkowy i zestawione w tabeli 3. Powszechnie występuje ankeryt, rzadziej Fe-dolomit, które wypełniają żyłki w skale. W próbce z głęb. 1057,7 m ankeryt tworzy formy romboedryczne z widoczną budową pasową. Zidentyfikowano minerały szeregu izomorficznego syderyt-magnezyt, reprezentujące syderoplesyt, pistomesyt i metisyty oraz szeregu syderyt-rodochrozyt o składzie manganosyderytu (Kuberska i in., 2021). Najczęściej tworzą one skupienia w żyłkach z ankerytem i Fe-dolomitem. Tego typu żyłki stwierdzono w próbkach z głęb. 1057,7; 1109,9; 1136,7; 1448,8; 1462,5; 1514,6 i 1599,4 m. Ponadto, syderoplesyt buduje samodzielnie żyłki m.in. w próbkach z głęb. 881,1, 1109,9, 1258,7, 1340,04, 1462,5 i 1514,6 m. Na głęb. 730,3 i 740,3 m obserwowano syderoplesyt, pistomesyt i metisyty w postaci romboedrów wypełniających żyłki. W dwóch próbkach zidentyfikowano kalcyt w żyłce. Na głęb. 891,6 m Fe/Mn-kalcyt występuje z ankerytem, a na głęb. 1258,7 m Mn/Fe-kalcyt z manganosyderytem. Minerale węglanowe budują również cement w skale. W próbkach z głęb. 1057,7; 1109,9 i 1258,7 m występują odpowiednio cementy: syderoplesytowy, ankerytowy i Mn/Fe-kalcytowy.

W próbce z głęb. 740,3 m wykonano analizę ilościową detrytycznego ziarna apatyty, który zawiera 42,03%  $P_2O_5$ , 56,42% CaO i 0,77% FeO.



**Fig. 13. Dyfraktogramy rentgenowskie frakcji ilastej < 2  $\mu\text{m}$**

**A.** Próbkę nr 52 z głęb. 1057,7 m. **B.** Próbkę nr 90 z głęb. 1329,9 m.

Chl – chloryt; I – illit; I/S – minerały mieszanopakietowe illit/smektyt; K – kaolinit; Q – kwarc; Sk – skalenie

XRD diagrams of the clay fraction < 2  $\mu\text{m}$

**A.** Sample no 52, depth 1057.7 m. **B.** Sample no 90, depth 1329.9 m.

Chl – chlorite; I – illite; I/S – illite/smectite mixed-layered minerals; K – kaolinite; Q – quartz; Sk – feldspar

W dwóch próbkach oznaczono skład chemiczny chlorytów. Na głęb. 793,6 m wykonano oznaczenia w dwóch punktach. Analizy chemiczne wykazały zawartość: 8,89–13,08% MgO, 26,31–37,72% FeO, 17,61–26,97%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 26,97–27,91%  $\text{SiO}_2$ , 0,14% CaO, 0,07%  $\text{TiO}_2$ , 0,02% MnO i 0,10%  $\text{K}_2\text{O}$ . Na głęb. 881,0 m wykonano również dwie analizy, które wykazały zawartość: 10,83–12,71% MgO, 27,46–32,82% FeO, 21,51–

21,51%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 27,34–28,01%  $\text{SiO}_2$ , 0,02%  $\text{TiO}_2$  i 0,03–0,65% MnO. Uzyskane wartości wskazują na występowanie chlorytów żelazisto-magnezowych w badanych skałach.

Analizy jakościowe wykazały obecność bituminów oraz pozwoliły zidentyfikować następujące minerały: albit, apatyt, chloryty, kaolinit, monacyt, baryt, piryt, sfaleryt, galenę i tlenek tytanu (tab. 3).

## Badania rentgenowskie skał i charakterystyka frakcji iłowej

Jakościowe analizy fazowe (XRD) wykazały obecność kwarcu, skaleni, illitu, chlorytu oraz węglanów niemal we wszystkich badanych próbkach (tab. 4). Sporadycznie odnotowano występowanie kaolinitu, muskowitu, hematytu i gipsu. Wśród węglanów najczęstszy jest kalcyt, natomiast sporadycznie pojawiają się dolomit, ankeryt, syderyt i magnezyt. Zidentyfikowano refleksy (piki) charakterystyczne dla skaleni sodowych i sodowo-wapniowych, które nakładają się z refleksami od skaleni potasowych. Z tych samych 12 próbek wyseparowano frakcję iłową  $< 0,2 \mu\text{m}$  i poddano analizie składu mineralnego (XRD) oraz określono zawartość illitu w strukturach mieszanopacketowych illit/smektyt (tab. 6). Frakcja iłowa składa się głównie z illitu, któremu towarzyszą chloryty, kaolinit i minerały mieszanopacketowe, a także kwarc i skalenie. Zawartość illitu w strukturach I/S zmienia się od 75 do  $> 90\%$ . Na figurze 13 przedstawiono wybrane rentgenogramy (Habryn, 2017) frakcji iłowej bogatej w minerały mieszanopacketowe I/S (pr. 52; głęb. 1057,7 m) oraz z dużą zawartością chlorytów (pr. 90; głęb. 1329,9 m).

Zbadano także tak zwany stopień krystaliczności illitu, określane jako indeks Küblera (KI – krystaliczności illitu), który stosowany jest przy określaniu stopnia diagenety (tab. 6). Wartość KI oblicza się poprzez pomiar, na dyfraktogramie frakcji iłowej, szerokości refleksu  $10 \text{ \AA}$  illitu w połowie jego wysokości. W trzech próbkach brak było illitu, a dwie bogate w struktury mieszanopacketowe I/S, zostały odrzucone, gdyż wyniki pomiarów uległyby zawyżeniu w wyniku deformacji refleksu  $10 \text{ \AA}$  illitu.

Szczegółowym oznaczeniom poddano chloryty zawarte we frakcji iłowej w próbkach z głęb.: 1045,8, 1141,6 i 1573,5 m. Zidentyfikowano struktury 1M typu IIb w postaci trioktaedrycznych chlorytów magnezowych i magnezowo-żelazistych (np. klinochlor Fe; Kuberska i in., 2021).

W badanych skałach chloryty występują także w formie żyłek i nieregularnych, grubokrystalicznych skupień. W mikroskopie często obserwowano w nich subnormalne niebieskie barwy interferencyjne. Są to inne chloryty niż te występujące jako składnik masy ilastej. Według analiz mikrosondowych (EDS) są to chloryty magnezowo-żelaziste, w których żelazo przeważa dwu- i trzykrotnie nad zawartością magnezu.

W jednej spośród zbadanych próbek (głęb. 1582,9 m) stwierdzono pod mikroskopem polaryzacyjnym duży udział serycytu w skale.

## Charakterystyka materii organicznej

Piaskowce ediakaru charakteryzują się na ogół śladową zawartością wityrynitopodobnej materii organicznej, reprezentowanej przez stałe bituminy oraz fytoklasty, do których zaliczono rozproszony detrytus organiczny, mogący mieć również pochodzenie abiogeniczne (tab. 7, fig. 14, 15, 16).

Najliczniejszy materiał organiczny zaobserwowano w próbce 26 z głęb. 881,1 m (tab. 7), w której stałe bituminy stanowią 1,20% planimetrycznej powierzchni próbki. Bardzo ubogie, jednak zawierające maksymalnie ok. 0,10% składników organicznych, są próbki 122, 21, 34 oraz 84 (tab. 7). Pozostałe osady uważa się za płonne, pomimo że w próbkach 65 i 120 (tab. 6) zaobserwowano pojedyncze cienkie żyłki stałych bituminów oraz drobne fytoklasty.

W analizowanych utworach niezbyt licznie występuje piryt. Jego niewielkie koncentracje zaznaczają się jedynie w próbkach 48, 84, 86 i 122 (tab. 7).

Dojrzałość termiczna badanych utworów jest właściwie analogiczna. Pomierzona na materiale wityrynitopodobnym zdolność refleksyjna zmienia się w większości próbek, w granicach 1,45–1,91%  $R_o$ , przy średniej wyliczonej wartości wahającej się od 1,68% do 1,87%  $R_o$  (tab. 7; Kuberska i in., 2021).

Nieco wyższy stopień przeobrażenia termicznego wykazuje materiał organiczny w próbkach 21, 65 oraz 84 (tab. 7). Charakteryzuje się on znacznym stopniem anizotropii. Skrajne wartości współczynnika refleksyjności wahają się w granicach 1,47–2,83%  $R_o$ , a wartości średnie wynoszą 2,06–2,24%  $R_o$  (tab. 7). Zjawisko to związane jest najprawdopodobniej z lokalnym podgrzaniem osadu, o czym świadczy obecność niewielkich żył hydrotermalnych, powszechnie występujących w omawianych próbkach. Szczególnie wyraźnie odnosi się to do próbki z głęb. 1141,6 m (nr 65).

W świetle uzyskanych danych za najbardziej reprezentatywną dla badanego profilu osadów uważa się, najbogatszą w materię organiczną, próbkę z głęb. 881,1 m (nr 26) wskazującą na stopień dojrzałości odpowiadający głównej fazie generowania gazu.

## Stopień przeobrażeń termicznych w skałach ediakaru

Przeprowadzone analizy petrograficzne pozwoliły stwierdzić, że obserwowane efekty przemian w osadzie odpowiadają warunkom diagenetycznym lub hydrotermalnym niskotemperaturowym. Skały ediakaru są mocno zdiagenezowane, zdeformowane oraz spękanne (Habryn, 2017; Kuberska i in., 2021). Badania dojrzałości termicznej materii organicznej pozwoliły na określenie maksymalnej paleotemperatury, jaka oddziaływała na badane skały. Stopień dojrzałości odpowiadający głównej fazie generowania gazu:  $R_o = 1,68\%$  (tab. 7), oznacza paleotemperatury rzędu  $140^\circ\text{C}$ . Wyższe wartości współczynnika refleksyjności  $R_o$  odpowiadają paleotemperaturze ok.  $160^\circ\text{C}$ .

Badania frakcji iłowej, a szczególnie pomiar wskaźnika Küblera, wskazują na przemiany diagenetyczne w badanych skałach bez znamion warunków anchimetamorficznych (Kuberska i in., 2021). Również zaawansowany proces transformacji smektytu w illit wskazuje na paleotemperatury rzędu  $140\text{--}150^\circ\text{C}$  (Środoń, 2007).

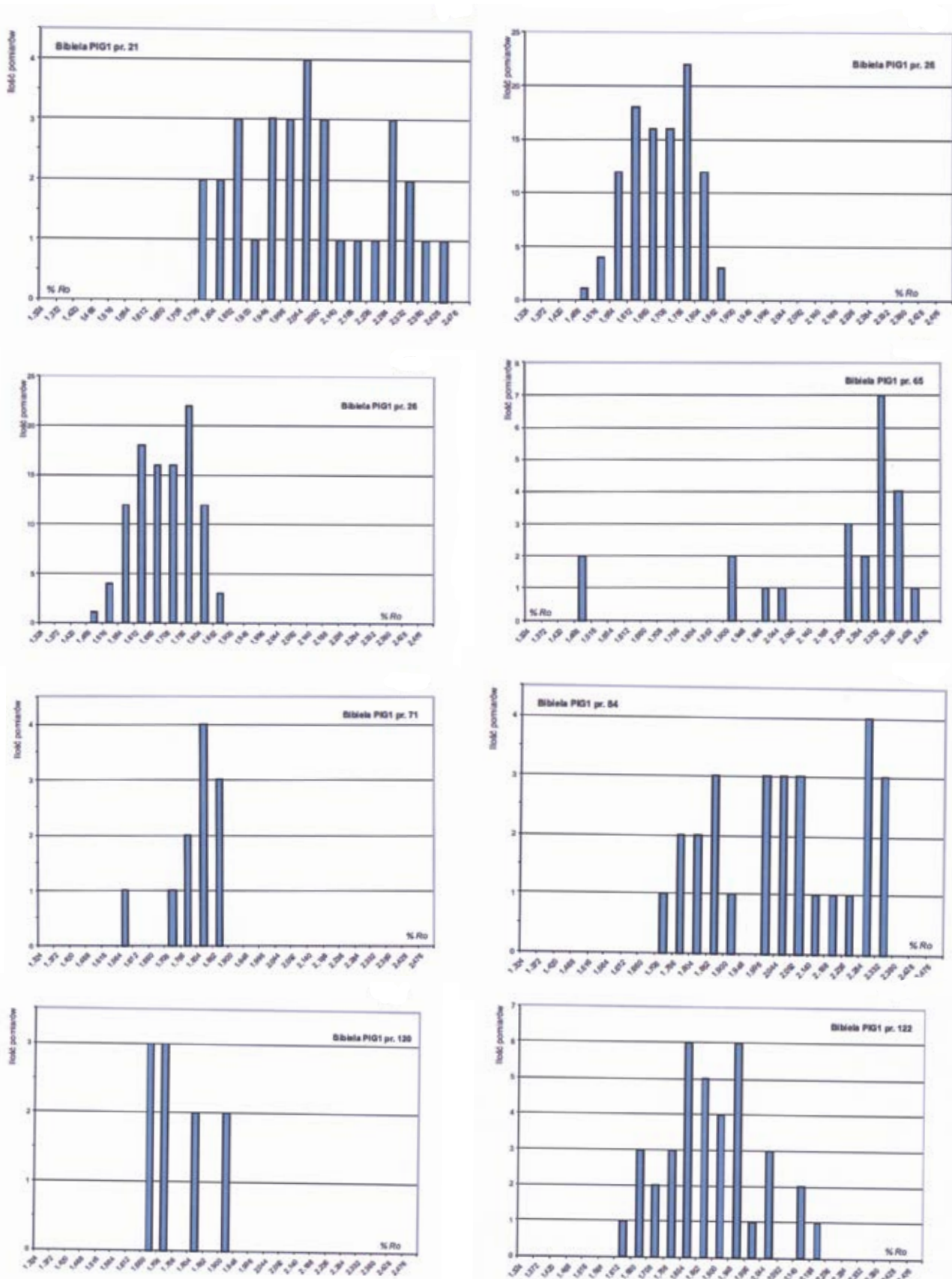
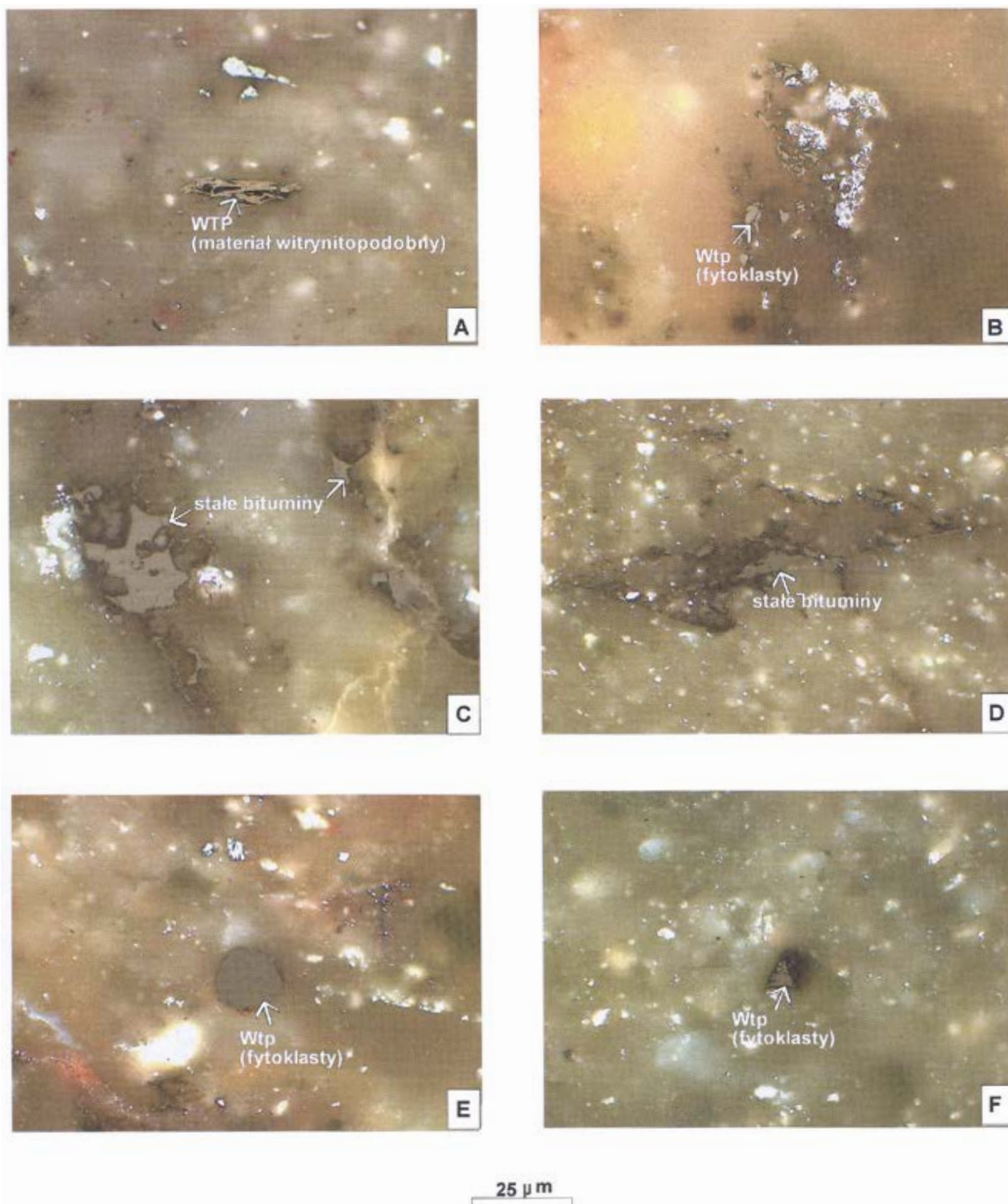


Fig. 14. Rozkłady pomierzonych wartości współczynnika refleksyjności ( $\% R_o$ ) materiału wityrynitopodobnego dla wybranych próbek  
Distributions of the measured values of the reflectivity index ( $\% R_o$ ) of vitrinite-like material for selected samples

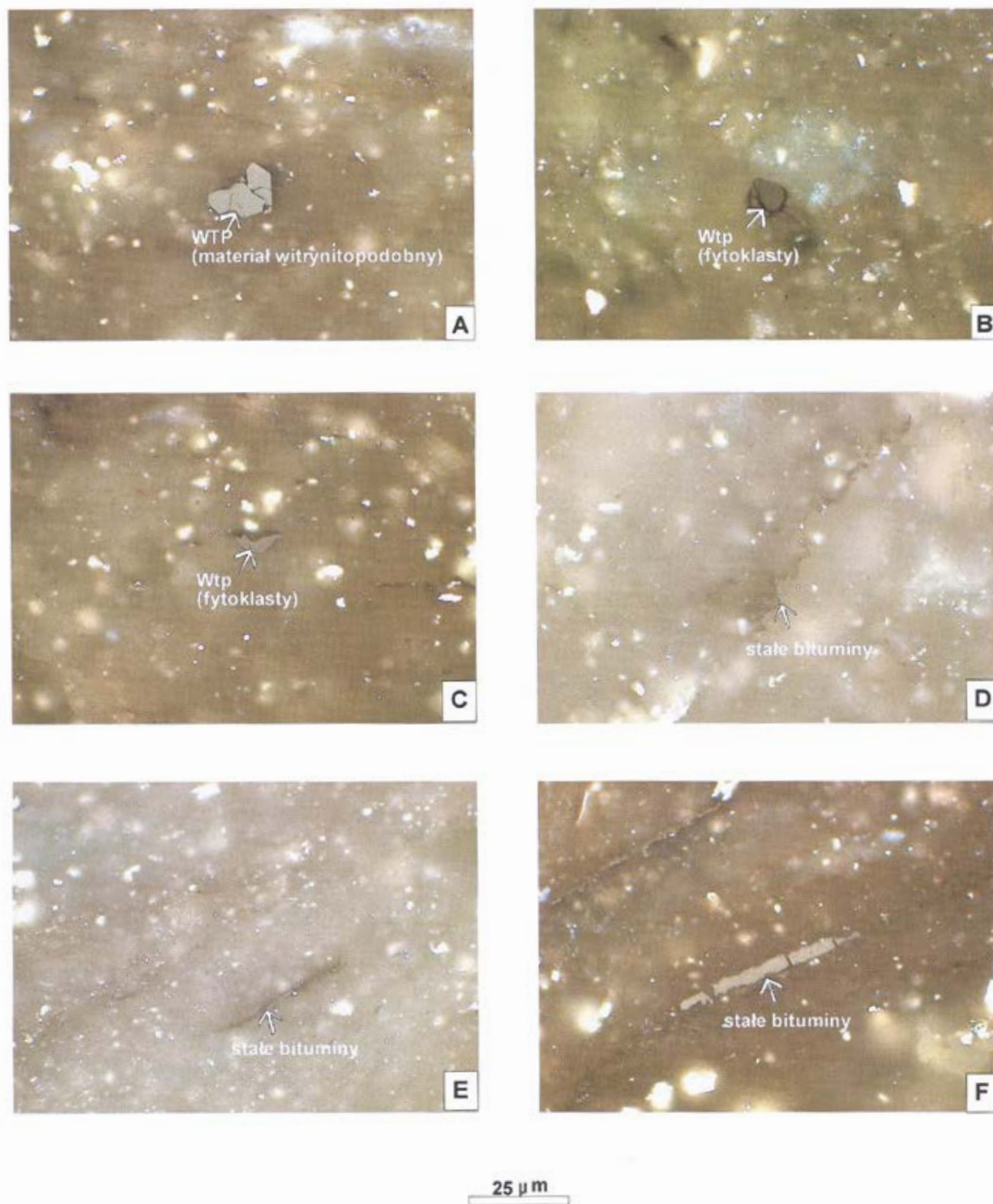


**Fig. 15. Obrazy mikroskopowe materiału wityrynitopodobnego; światło białe, imersja**

**A** – fragment iłowca, głęb. 735,1 m; **B** – fragment piaskowca drobnoziarnistego, głęb. 834,8 m; **C** – fragment brekcji, głęb. 881,1 m; **D** – fragment brekcji, głęb. 881,1 m; **E** – fragment pyłowca, głęb. 931,9 m; **F** – fragment iłowca, głęb. 1040,1 m

Microscopic images of vitrinite-like material; white light, immersion

**A** – fragment of the claystone, depth 735.1 m; **B** – fragment of the fine-grained sandstone, depth 834.8 m; **C** – fragment of the breccia, depth 881.1 m; **D** – fragment of the breccia, depth 881.1 m; **E** – fragment of the siltstone, depth 931.9 m; **F** – fragment of the claystone, depth 1040.1 m



**Fig. 16. Obrazy mikroskopowe materialu wityrinitopodobnego; światło białe, imersja**

**A** – fragment iłowca, głęb. 1141,6 m; **B** – fragment iłowca pylastego, głęb. 1189,1 m; **C** – fragment iłowca, głęb. 1290,5 m; **D** – fragment iłowca, głęb. 1309,1 m; **E** – fragment iłowca, głęb. 1560,6 m; **F** – fragment iłowca, głęb. 1573,5 m

Microscopic images of vitrinite-like material; white light, immersion

**A** – fragment of the claystone, depth 1141.6 m; **B** – fragment of the silty claystone, depth 1189.1 m; **C** – fragment of the claystone, depth 1290.5 m; **D** – fragment of the claystone, depth 1309.1 m; **E** – fragment of the claystone, depth 1560.6 m; **F** – fragment of the claystone, depth 1573.5 m

## Podsumowanie i wnioski

W otworze Bibiela PIG 1 utwory ediakaru reprezentowane są przez litofacje: brekcyjową, piaskowcową, mułowcową, pyłowcową i iłowcową. Piaskowce w profilu są facją podrzędną, stanowią jedynie pakiety niewielkiej miąższości lub przelawicenia w obrębie iłowców i pyłowców. Frakcja psefitowa brekcji reprezentowana jest przez okruchy skał osadowych (mułowce, iłowce), sporadycznie okruchy skał wulkanicznych. Frakcja psamitowa i aleurytowa, to głównie ziarna kwarcu, skaleni, litoklasty, a także łuszczki, fosfoklasty, minerały nieprzezroczyste. Piaskowce, z uwagi na rodzaj spoiwa (substancja ilasta, miejscami ilasto-żelazista)

określone zostały jako waki sublityczne lub subarkozowe. W iłowcach, pyłowcach i mułowcach głównym składnikiem są minerały ilaste, do których zaliczono illit, minerały mieszanopakietowe illit/smektyt i chloryty. Towarzyszy im materia organiczna i wodorotlenki żelaza. Skały ediakaru są silnie zdiagenezowane i spękane. Mają liczne, przecinające się wzajemnie żyłki wypełnione węglanami (ankeryt, Fe-dolomit, Mg-syderyt), kwarcem, chlorytami i kaolinitem. Wskaźnik refleksyjności wityrytu, wskaźnik Küblera oraz zawartość smektytu w minerałach mieszanopakietowych illit/smektyt (Kuberska i in., 2021) pokazują, że skały ediakaru poddane zostały procesom późnej diagenety, w maksymalnej temperaturze ok. 160°C.

## Magdalena SIKORSKA-JAWOROWSKA

### BADANIA KATODOLUMINESCENCYJNE SKAŁ EDIAKARU

Obserwacje mikroskopowe skał mułowcowych i iłowcowych ediakaru są bardzo trudne z uwagi na drobną frakcję ziaren, utrudniającą ich identyfikację. Pomocnym narzędziem jest w takim przypadku analiza katodoluminescencyjna (CL). Przeprowadzono obserwacje CL płytek cienkich (odkrytych, o polerowanej powierzchni) i wykonano pary zdjęć: PL (standardowe mikroskopowe) i CL dla wszystkich pobranych próbek rdzenia.

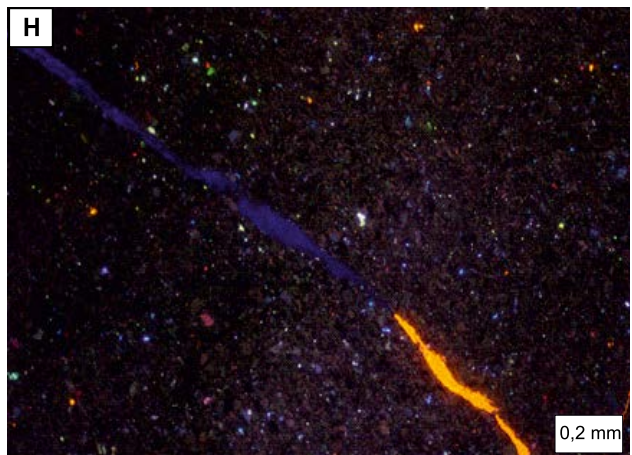
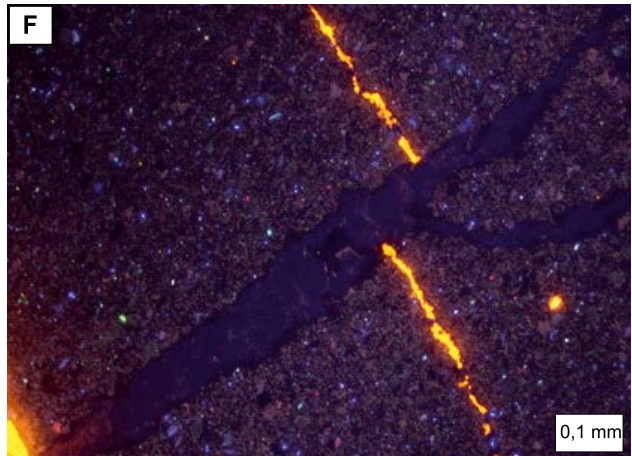
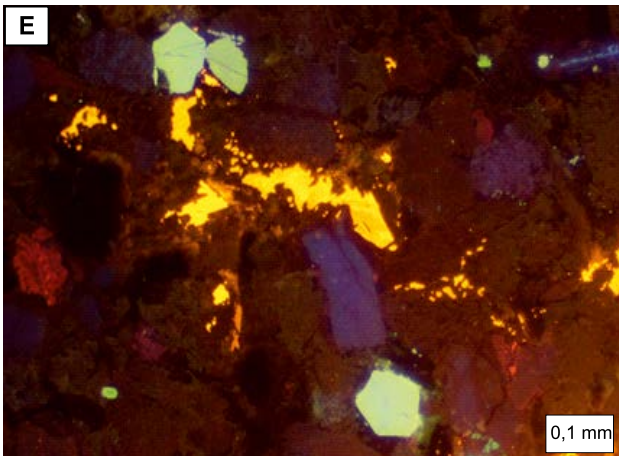
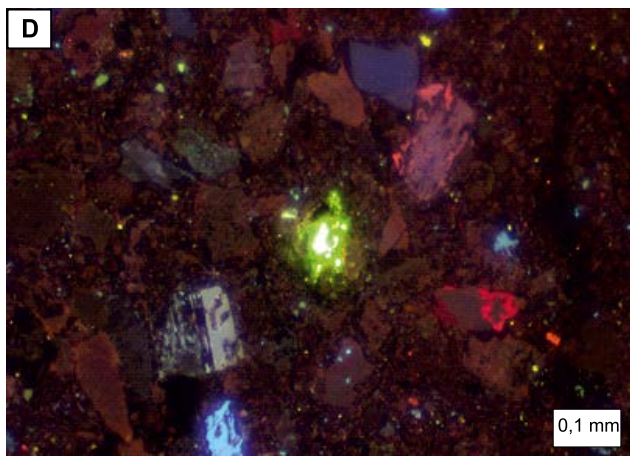
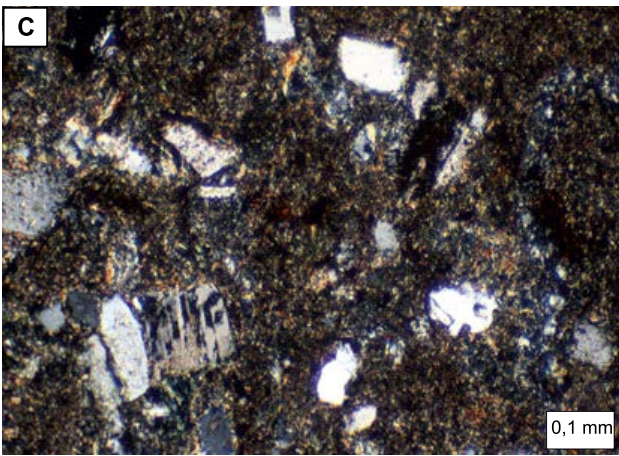
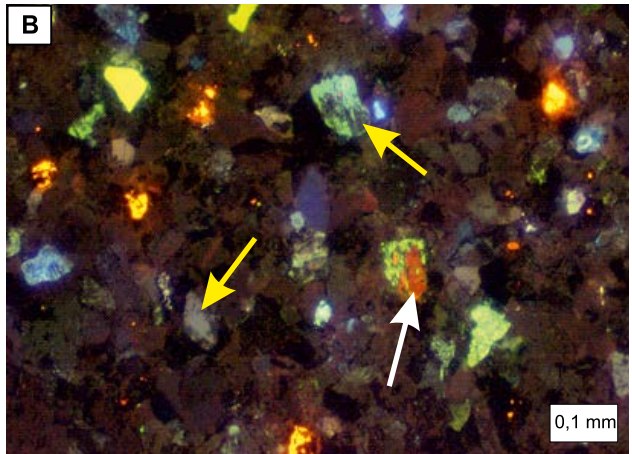
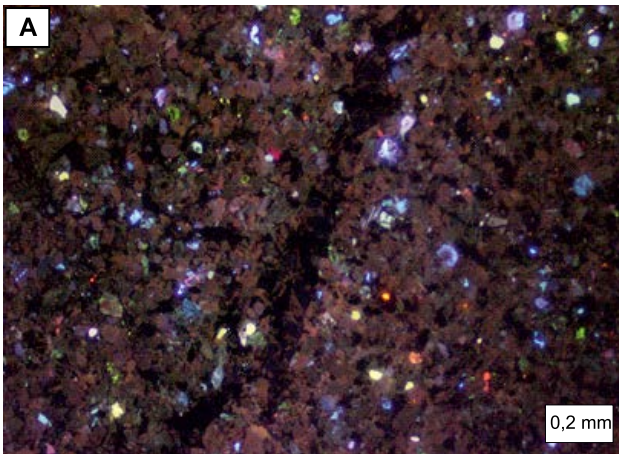
Badania CL pozwoliły wyraźnie zobaczyć ziarna skaleni rozproszone w spoiwie typu matriks pylasto-ilastym, a dodatkowo odróżnić skalenie potasowe od plagioklazów. Pierwsze z nich mają niebieskie barwy CL, drugie jasnozielone (fig. 17A, B). Część skaleni uległa procesom wtórnym i tylko relikty pierwotnych ziaren widoczne są w CL. Odnotowano efekty karbonatyzacji skaleni (fig. 17B) oraz częściowej lub całkowitej albityzacji (fig. 17B, C, D). Dzięki obserwowanym barwom CL można oszacować udział tych minerałów w danej płytce cienkiej. Trudność może jednak sprawiać odróżnienie całkowicie zalbityzowanych skaleni, które w CL mają brunatną barwę i bardzo słabo wyróżniają się z tła skalnego (fig. 17E). To może być powodem niewielkiego niedoszacowania zawartości skaleni w skale w trakcie obserwacji mikroskopowych. W dużych ziarnach skaleni widoczne są efekty ich wtórnych przeobrażeń: karbonatyzacji (częściowe zastąpienie przez kalcyt (fig. 17B) czy fenityzacji (w pierwotnej skale), w wyniku której przybrały różowoczerwoną barwę.

Na obrazach CL, w masie ilastej, doskonale widoczne są bardzo drobne ziarna detrytycznego apatyty o żółtej (fig. 17A), rzadziej jasnozielonej barwie CL. Skały bardziej gruboziarniste, we frakcji piaszczystej, zawierają duże ziarna apatyty również w barwach żółtych i zielonych (fig. 17B, 17F). Jest to ważna obserwacja, wskazująca na dwa różne typy skał źródłowych. O charakterze obszaru alimentacyjnego świadczą także liczne okruchy skał. Charakterystyczne barwy katodoluminescencyjne wykazują okruchy skał wul-

kanicznych. Wyróżniają je różowe, różowoczerwone barwy CL i ziarnista struktura (fig. 17C,D).

W badanych skałach licznie występują spęknięcia, które wypełnione są różnymi fazami mineralnymi. Na obrazach CL można ustalić kolejność ich tworzenia w danej próbce (fig. 17F). W części spękań występuje kaolinit. W CL doskonale widoczne są, nawet bardzo drobne, skupienia lub cienkie żyłki kaolinitu, świecące na niebieski kolor. Niekiedy tylko fragment mikrospęknięcia wypełniony jest kaolinitem, a dalej występuje kalcyt (fig. 17G, H). Kaolinit obecny jest też w grubszych żyłach wraz z autigenicznym kwarcem lub ankerytem (fig. 18A, B), gdzie wypełnia centralną część spękań, jako najpóźniejsza faza mineralizacji.

Licznie występujące węglany zostały zidentyfikowane dzięki zróżnicowanej barwie CL: kalcyt wykazuje luminescencję w kolorach od żółtego do pomarańczowego (fig. 17E; 18C, D, E), dolomit od pomarańczowo-czerwonego do ciemno czerwonego oraz ankeryt (fig. 17A, B, F, G, H) niewykazujący luminescencji (czarny). Dzięki intensywnej luminescencji kalcyt widoczny jest nawet w najdrobniejszych skupieniach rozsianych w matriksie skały (fig. 17B; 19A, B, C, D). Zidentyfikowano dwie zasadnicze fazy kalcytowe: o żółtej barwie luminescencji i pomarańczowej, różniące się w składzie chemicznym stosunkiem  $Mn^{2+}$  do  $Fe^{2+}$ . Kalcyt o żółtej CL ma wyższy stosunek  $Mn^{2+} / Fe^{2+}$ . Występują one niekiedy obok siebie w jednej żyłce lub tworzą odrębne, przecinające się żyłki kalcytowe (fig. 18C, D, E). W próbce z głęb. 970,2 m (fig. 18G, H) trzy fazy węglanowe występują w obrębie jednej żyłki: kalcyt manganowy, kalcyt żelazisty i ankeryt. Niekiedy żyłom dolomitowym towarzyszy mineralizacja kwarcowa (fig. 19E, F). W dużych, automorficznych kryształach ankerytu widoczna jest budowa pasowa (pasy: ankeryt/dolomit/ankeryt), wskazująca na zmianę chemizmu roztworu w czasie krystalizacji tych węglanowych kryształów. Obecność w skałach różnych odmian syderytu (nie wykazuje luminescencji) potwierdziły badania XRD i EDS.



**Fig. 17. Obraz katodoluminescencyjny skał ediakaru**

**A** – pyłowiec, głęb. 901,6 m. Oprócz dominujących ziaren kwarcu (brunatna barwa CL) widoczne, mimo minimalnych rozmiarów, liczne jasnoniebieskie K-skalenie, zielone plagioklasy, różowe okruchy skał wylewnych i żółte apatyty. W centrum czarna żyłka kwarcowa (brak luminescencji) (CL); **B** – pyłowiec, głęb. 951,2 m. Liczne ziarna plagioklazów (zielona barwa luminescencji). Część z nich uległa albityzacji (żółte strzałki), rzadziej karbonatyzacji (biała strzałka). Widoczne drobne skupienia kalcytu (żółta barwa luminescencji) oraz żółtozielone ziarna apatyty (lewy górny róg) (CL). **C/D** – pyłowiec, głęb. 816,1 m; **C** – widoczne ziarna kwarcu i przeobrażonych skaleni (PL); **D** – plagioklasy o zmiennym składzie wykazują różne barwy luminescencji: zielone i szare. Ziarno szare w dużym stopniu zalbityzowane. K-skaleń o niebieskiej barwie CL. Widoczny duży okruch skały wylewnej – różowa barwa luminescencji (CL); **E** – piaskowiec drobnoziarnisty, głęb. 991,8 m. Widoczne trzy duże i trzy małe ziarna apatyty (zielona barwa CL) oraz skupienia kalcytu (żółta barwa luminescencji) (CL); **F** – łowiec pylasty, głęb. 1209,9 m. Spękania wypełnione kwarcem (ciemnogrnatowa barwa CL) przecięły i przemieściły cienką żyłkę kalcytową (żółta barwa CL). W masie ilastej widoczne bardzo drobne ziarna skaleni (niebieska barwa CL) (CL); **G/H** – łowiec pylasty, głęb. 1180,6 m; **G** – w masie ilastej widoczne pojedyncze skupienia węglanowe (PL); **H** – ukośnie biegnące spękanie wypełnione autigenicznym kaolinitem (ciemnoniebieska barwa CL) i kalcytem (pomarańczowa barwa CL) (CL)

#### Luminescence image of Ediacaran rocks

**A** – siltstone, depth 901.6 m. In addition to the dominant quartz grains (brown CL colour), numerous light blue K-feldspars, green plagioclases, pink volcanic rock fragments and yellow apatites are visible, despite the minimum grain size. Note the black quartz vein (non-luminescent) in the center (CL); **B** – siltstone, depth 951.2 m. Numerous plagioclase grains (green CL colour). Part of them albitized (yellow arrows), less often carbonatized (white arrow). Fine concentrations of calcite (yellow CL colour) and yellow-greenish apatite grains (upper left corner) (CL); **C/D** – siltstone, depth 816.1 m; **C** – quartz grains and transformed feldspar grains are visible (PL); **D** – plagioclases of variable composition have different CL colours: green and gray. The gray grain is albitized to a large degree. K-feldspar of blue CL colour. Note the big volcanic rock fragment (pink CL colour) (CL); **E** – silty claystone, depth 1209.9 m. Fractures filled with quartz (dark navy blue CL colour) cut and displaced thin calcite vein (yellow CL colour). Very fine feldspar grains (blue CL colour) are visible in clay matrix (CL); **F** – fine-grained sandstone, depth 991.8 m. Three big and three small apatite grains (green CL colour) and calcite concentrations (yellow CL colour) (CL); **G/H** – silty claystone, depth 1180.6 m. **G** – Isolated carbonate concentrations in clay matrix (PL); **H** – running diagonally fracture filled with authigenic kaolinite (dark blue CL colour) and with calcite (orange CL colour) (CL)



W przypadku kilku próbek zaobserwowano obecność rozproszonych fosforanów, które przepajają skałę, nadając jej w CL dodatkowo lekko mleczne zabarwienie. Występują także różnej wielkości fosfoklasty (fig. 19G), o średnicy do 3 mm. Dzięki jasnej, mlecznoróżowej luminescencji fosfoklasty wyraźnie odcinają się od reszty skały.

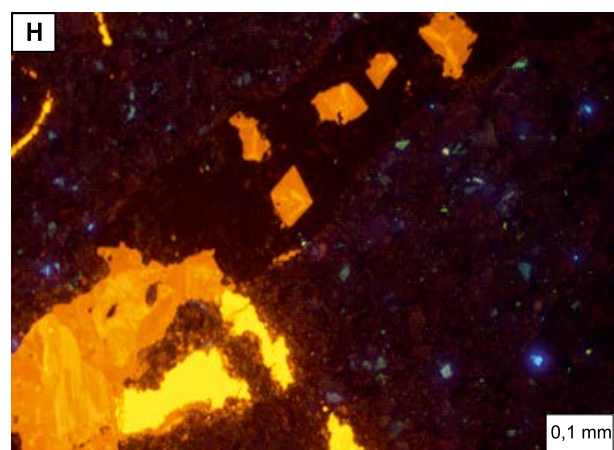
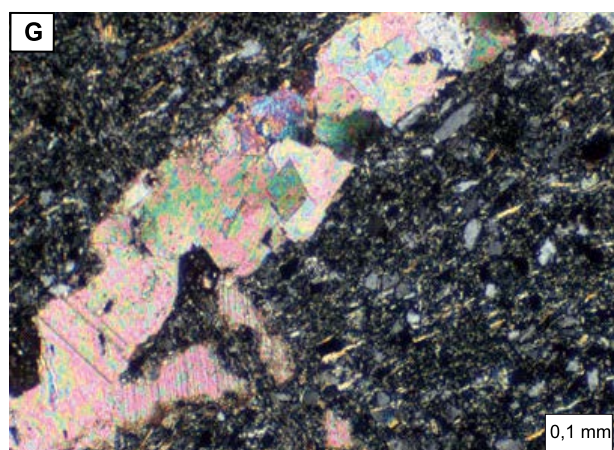
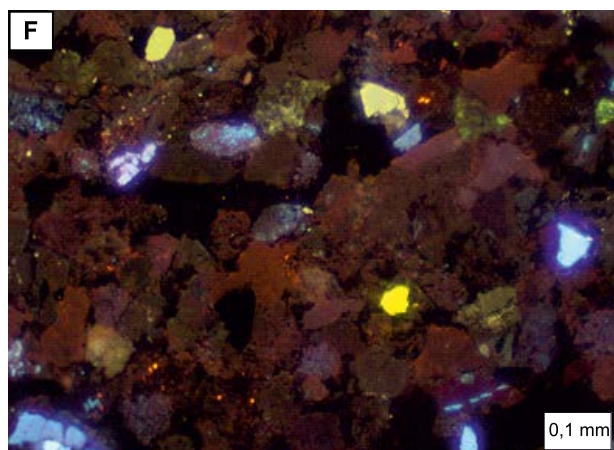
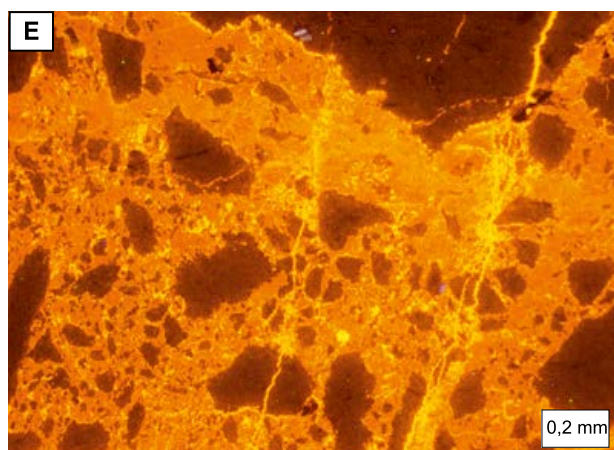
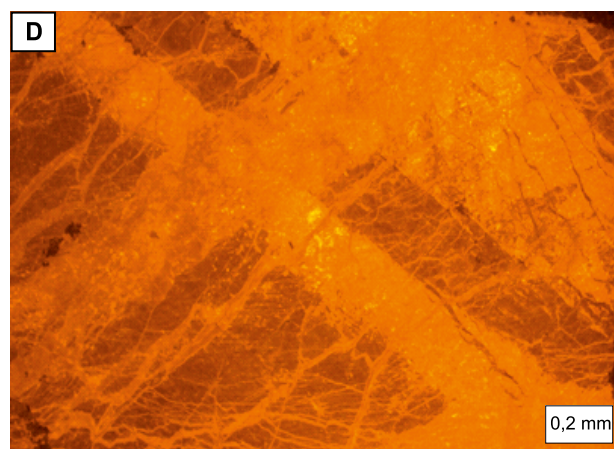
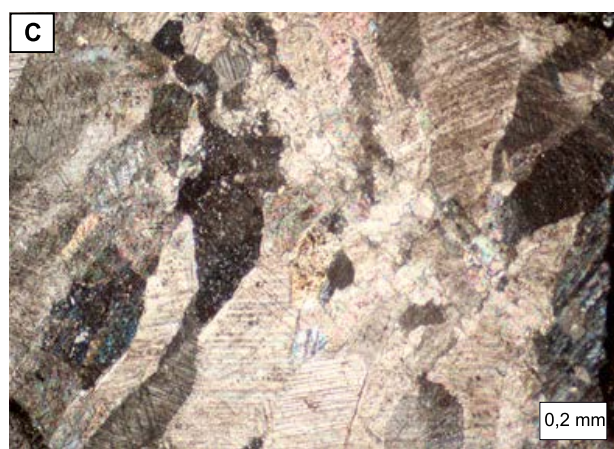
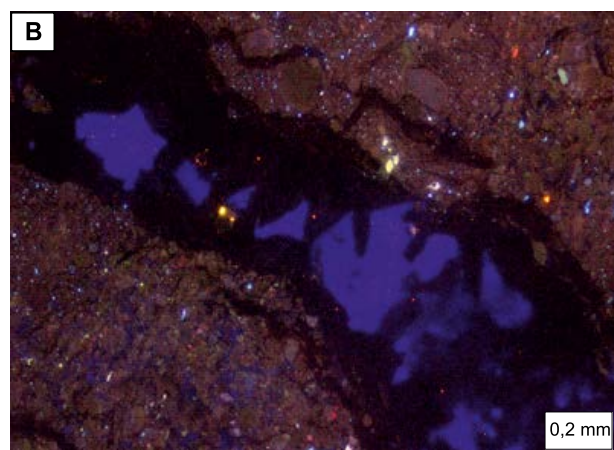
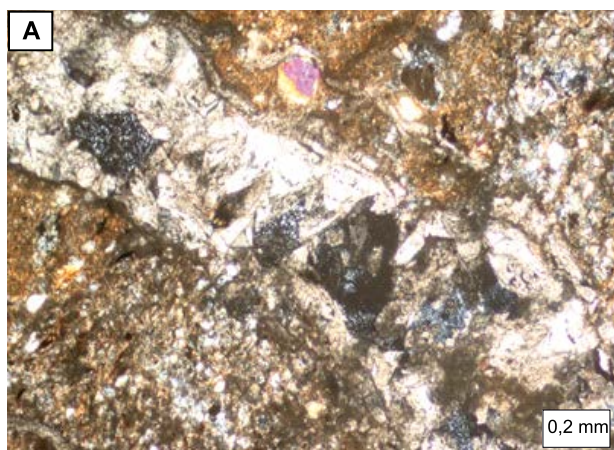
W próbce z głęb. 945,1 m występuje skupienie drobnych form kulistych o średnicy rzędu 2–3 mm. Są one zbudowane z kalcytu, a w katodoluminescencji widoczna jest ich promienista struktura, żółtopomarańczowa barwa luminescencji, z wyraźnie ciemniejszym centrum (fig. 19H). Podobne formy były opisane wcześniej w skałach górnokambryjskich obniżenia bałtyckiego (Sikorska, 2007, 2009). Obserwowano je wewnątrz soczewek i cienkich warstw wapieni występujących w obrębie czarnych, bitumicznych łupków ilastych.

Odmienne barwy węglanów sprawiają, że na obrazach CL można śledzić kolejność tworzenia się wzajemnie przecinających się żył węglanowych czy wyróżnić kolejne fazy wypełniania szczelin węglanami o różnym składzie. Wielokrotnie obserwuje się w CL relikty kalcytu, który w procesie diagenety został zastąpiony przez ankeryt. O ile analiza kolejności tworzenia się poszczególnych faz węglanowych jest możliwa w obrębie analizowanej płytki cienkiej, to nie

da się tego obrazu ekstrapolować na cały badany system skalny. Nie pozwala na to wielorakość obserwowanych systemów przecinających się żył i mikrożyłek węglanowych, co świadczy o wielokrotnej mineralizacji węglanowej. Na tej podstawie można jedynie prześledzić etapy rozwoju żył należących do poszczególnych zespołów, a w konsekwencji przy założeniu, że są to struktury tektoniczne można odtworzyć etapy deformacji kompleksu skalnego w danym miejscu, czyli lokalnie.

Istotne są też obserwacje mikrospektań, które wypełnione są węglanami, kwarcem, kaolinitem czy chlorytem, gdyż bardzo cienkie żyłki mogą pozostać niezauważone w zwykłym obrazie mikroskopowym (fig. 17G, H). Podobnie żyłki kwarcowe przecinające pyłowce kwarcowe czy drobnoziarniste piaskowce są w szlifie bardzo słabo widoczne, a na obrazie CL można wyraźnie prześledzić ich przebieg.

W piaskowcach lub mułowcach zawierających grubsze ziarna, w CL można łatwiej określić ich stopień obtoczenia, upakowania oraz obserwować, występujący w śladowych ilościach, regeneracyjny cement kwarcowy. Skały te są niedojrzałe teksturalnie (*sensu* Folk, 1968): zawierają matriks ilasty, a materiał okruchowy jest słabo wysortowany i nie-obtoczony.

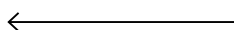


**Fig. 18. Obraz katodoluminescencyjny skał ediakaru**

**A/B** – fragment brekcji, głęb. 711,1 m; **A** – spękanie wypełnione węglanem i kaolinitem (PL); **B** – widoczny czarny ankeryt (brak luminescencji) i kaolinit o ciemnoniebieskiej barwie luminescencji (CL); **C/D** – iłowiec pylasty, głęb. 1250,6 m; **C** – fragment żyły grubokrystalicznego kalcytu przecinającej iłowiec (PL); **D** – widoczna skomplikowana złożona sieć kilku generacji spękań wypełnionych kalcytem o zmiennym stosunku Mn+2/Fe+2 (barwy CL od żółtej, przez pomarańczową do brązowopomarańczowej) (CL); **E** – brekcja, głęb. 1099,3 m. Fragmenty skał scementowane węglanem. Cement kalcytowy (pomarańczowa barwa CL) oraz niektóre okruchy poprzecinane cienkimi żyłkami kalcytu (żółta barwa CL) młodszej generacji (CL); **F** – piaskowiec drobnoziarnisty, głęb. 820,2 m. Oprócz ziaren kwarcu widać pojedyncze skalenie (niebieska barwa luminescencji) oraz ziarna apatyty (żółta barwa CL). Cement węglanowy – ankeryt cement ankerytowy (brak luminescencji) (CL); **G/H** – wkładka iłowca w piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 970,2 m; **G** – ukośnie biegnąca żyła węglanowa (PL); **H** – żyła węglanowa składająca się z trzech faz węglanowych: kalcytu o większym (żółta barwa CL) i mniejszym (pomarańczowa barwa CL) stosunku Mn+2/Fe+2 oraz ankerytu (brak luminescencji) (CL)

#### Luminescence image of Ediacaran rocks

**A/B** – fragment of breccia, depth 711.1 m; **A** – fracture filled with carbonate and kaolinite (PL); **B** – black ankerite (non-luminescent) and kaolinite showing dark blue CL luminescence (CL); **C/D** – silty claystone, depth 1250.6 m; **C** – fragment of vein of coarse crystalline calcite cutting through claystone (PL); **D** – an intricate network of several generations of calcite-filled fractures with varying ratios Mn+2/Fe+2 (CL colors ranging from yellow through orange to brown-orange) (CL); **E** – breccia, depth 1099.3 m. Rock fragments cemented by carbonate. Calcite cement (orange CL colour) and some rock fragments crossed by thin veins of calcite (yellow CL colour) of younger generation (CL); **F** – fine-grained sandstone, depth 820.2 m. Apart from quartz grains, single feldspars (blue CL colour) and apatite grains (yellow CL colour) are visible. Carbonate cement – ankerite (non-luminescent) (CL); **G/H** – interbed of claystone in fine grained sandstone, depth 970.2 m; **G** – diagonally running carbonate vein (PL); **H** – Carbonate vein consisting of three carbonate phases: calcite with higher Mn+2/Fe+2 ratio (yellow CL colour) and lower Mn+2/Fe+2 ratio (orange CL colour) and ankerite (non-luminescent) (CL)



## ORDOWIK

### Jolanta PACZEŚNA

#### LITOLOGIA

Na podstawie próbek rdzeniowych utwory ordowiku stwierdzono na głęb. 287,0–710,95 m. Miąższość pozorna utworów ordowiku, mierzona po upadzie warstw skalnych wynosi 423,95 m. Cała sukcesja utworów ordowiku jest bardzo silnie zaangażowana tektonicznie i zalega niezgodnie, z kontaktem tektonicznym, podkreślonym dawką silnie przeobrażonych skał magmowych, na utworach ediakaru. Podobnie tektoniczny charakter ma kontakt utworów ordowickich z nadległymi utworami dewonu.

#### Ordowik dolny

Utwory ordowiku dolnego, z udokumentowanym biostratygraficznie wiekiem na podstawie występujących w nich charakterystycznych akritarch z dolnoordowickiego piętra tremadok i flo, występują na głęb. 452,2–613,1 m (Jachowicz-Zdanowska, ten tom). Wiek utworów z głęb. 613,1–710,95 m, ze względu na brak wskaźników biostratygraficznych, nie jest ustalony. Dolną granicę ordowiku i zarazem ordowiku dolnego przyjęto umownie na głęb. 710,95 m, w momencie pojawienia się w zapisie litologicznym wyraźnej zmiany zabarwienia skał z szarego, szarozielonego i czarnego na czerwono-brązowe oraz wystąpienia nieskomplikowanych morfologicznie akritarch i nitkowatych sinic, charakterystycznych dla ediakaru (Jachowicz-Zdanowska, ten tom).

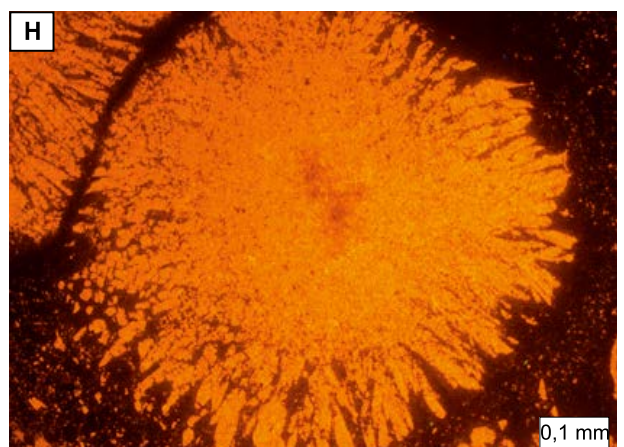
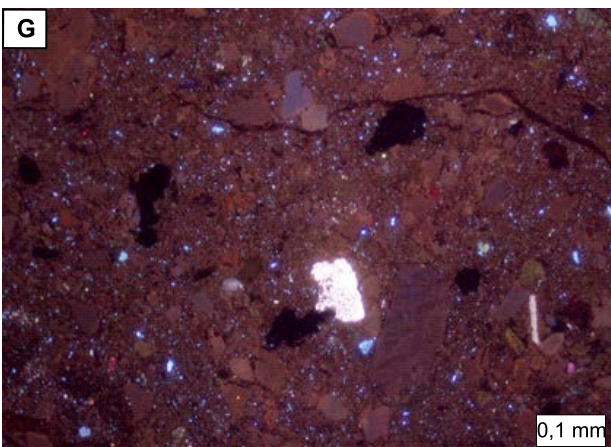
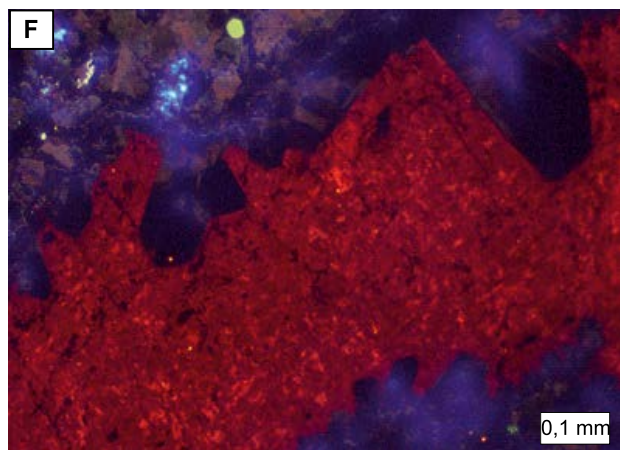
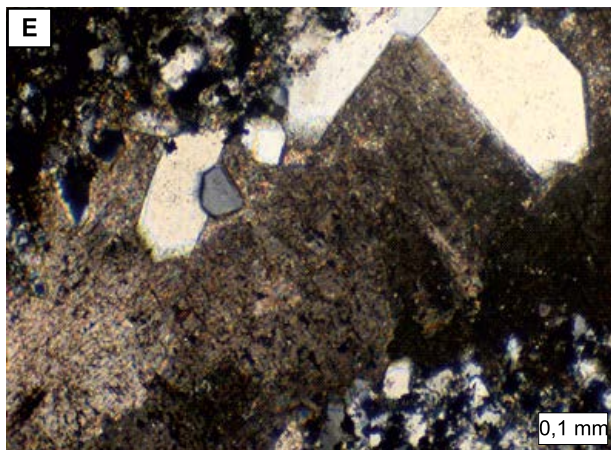
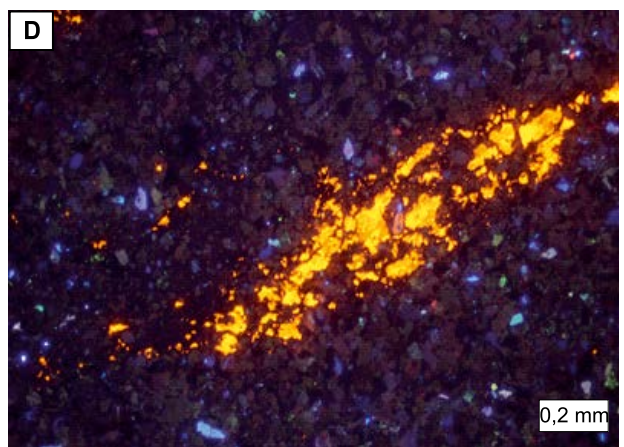
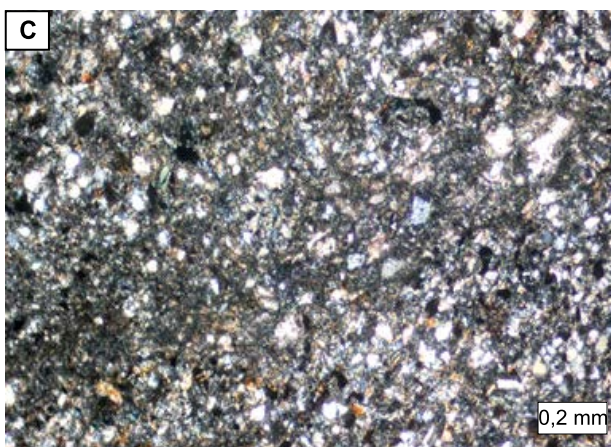
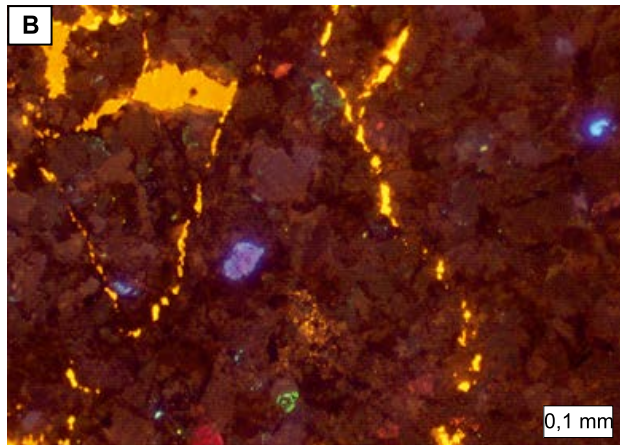
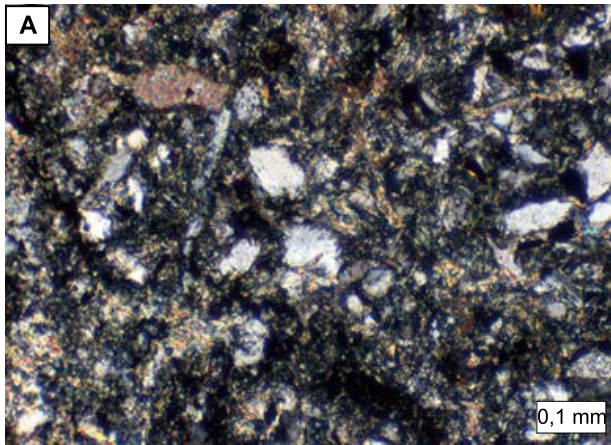
Utwory ordowiku dolnego rozpoznane biostratygraficznie tworzą monotony litologicznie kompleks skalny,

zbudowany głównie z szarych, szarozielonych, rzadziej czarnych iłowców. W iłowcach występują cienkie wkładki jasnobieżowych margli dolomitycznych, z którymi związane są przewarstwienia piaskowców kwarcytowych.

Na głęb. 474,4; 486,8 i 492,2 m występują kilkunastometrowe warstwy szarych tufitów. Na głęb. 466,0–505,0 m skała jest bardzo zaangażowana tektonicznie. We wspomnianym odcinku występują margle dolomityczne silnie zbudowane i pofałdowane oraz iłowce jasnoszarozielone z częstymi strefami kataklazy oraz brekcji tektonicznych różnych generacji spojonych kalcytem. Lokalnie w omawianym interwale występują zlepienie zbliżone do śródformacyjnych, zbudowane z klastów o średnicy do 5 cm. W profilu ordowiku dolnego występują również iłowce ciemnoszare z laminami drobnoziarnistego piaskowca kwarcowego, bardzo silnie zsylikowanego lub z licznymi wkładkami kwarcytów, lekko dolomitycznych.

Na głęb. 553,0–613,1 m występuje kilka kompleksów kwarcytowo-iłowcowo-mułowcowych, w których ponad 50% skały stanowią jasnoszare kwarcyty. Pozostałą część wspomnianych kompleksów tworzą ciemnoszare iłowce, laminowane szarymi mułowcami. Od głęb. 566,1 m kompleksy kwarcytowo-iłowcowo-mułowcowe są silnie zmetasomatyżowane i w związku z procesami metasomatozy zmieniają zabarwienie iłowców i mułowców na szare a kwarcytów na jasnopomarańczowe.

Na głęb. 613,1–710,95 m o nieustalonym biostratygraficznie wieku, kompleksy iłasto-mułowcowo-kwarcytowe przewarstwiają się z warstwami brekcji sedymentacyjnych,

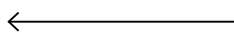


**Fig. 19. Obraz katodoluminescencyjny skał ediakaru**

**A/B** – fragment okruchu w brekcji, głęb. 870,1 m; **A** – w lewym górnym rogu obecne skupienia węglanu (PL); **B** – oprócz skupień kalcytu widoczne bardzo cienkie żyłki kalcytowe (żółta barwa CL) (CL); **C/D** – iłowiec pylasty, głęb. 921,2 m; **C** – rozpoznawalne ziarna kwarcu i drobne skupienia węglanowe (PL); **D** – widoczna duża soczewka cementu kalcytowego (żółta barwa CL) i rozproszone w skale liczne ziarna skaleni (niebieska barwa luminescencji) (CL); **E/F** – fragment brekcji, głęb. 770,2 m; **E** – spękanie wypełnione węglanem i kwarcem (PL); **F** – widoczny dolomit o ciemnoczerwonej luminescencji i kwarc wykazujący słabą luminescencję w barwach granatowo/brunatnych (CL); **G** – fragment brekcji, głęb. 711,1 m. W centrum fosfo-klast, wyróżniający się w ciemnym tle skały mlecznoróżową barwą luminescencji. Widoczne rozsiane liczne, bardzo drobne ziarna skaleni o niebieskiej barwie luminescencji (CL); **H** – próbka rdzenia z głębokości 945,1 m, kalcytowe formy kuliste o budowie promienistej (CL)

#### Luminescence image of Ediacaran rocks

**A/B** – part of the rock fragment in breccia, depth 870.1 m; **A** – carbonate concentrations in the upper left corner (PL); **B** – apart from carbonate concentrations very fine calcite veins (yellow CL colour) are visible (CL); **C/D** – silty claystone, depth 921.2 m. **C** – Recognizable quartz grains and small carbonate concentrations (PL); **D** – large lens of calcite cement (yellow CL colour) and scattered numerous feldspar grains (blue luminescence colour) in the rock (CL); **E/F** – fragment of breccia, depth 770.2 m; **E** – fracture filled with carbonate and quartz (PL); **F** – dolomite showing dark red luminescence and quartz with low navy/brown luminescence (CL); **G** – fragment of breccia, depth 711.1 m. In the center: phosphate grain distinguished by milky pink CL colour on the dark rock background. Numerous very fine feldspar grains showing blue luminescence colour (CL); **H** – core sample from a depth of 945.1 m, spherical calcite forms with radial structure (CL)



zbudowanych z okruchów szarozielonych iłowców, szarych piaskowców drobnodziarnistych oraz podrzędnie, szarozielonych kwarcytów.

Monotonię klastycznego profilu ordowiku dolnego przerywają intruzywne skały magmowe w postaci kilku dajek. Są to skały silnie przeobrażone metasomatyycznie, pierwotnie były to najprawdopodobniej lamprofiry. Skały oprócz bardzo intensywnej dolomityzacji uległy także kaolinityzacji i chlorytyzacji (Pańczyk-Nawrocka, ten tom).

### Ordowik środkowy

Utwory ordowiku środkowego, z udokumentowanym biostratygraficznie wiekiem na podstawie występujących w nich charakterystycznych akritarch ze środkowoordowickiego piętra daping i darriwil, występują na głęb. 348,0–452,2 m. Cała sukcesja środkowoordowicka jest datowana biostratygraficznie (Jachowicz-Zdanowska, ten tom).

W profilu środkowoordowickim dominują iłowce jasnoszarozielone, rzadziej szare lub czarne, często laminowane iłowcami ciemnoszarymi i czarnymi z wkładkami margli dolomitycznych, z którymi są związane przewarstwienia drobnodziarnistych piaskowców kwarcytowych. Na głęb. 394,2–395,95 m występuje zlepienie jasnoszarozielony, zbudowany z klastów iłowca i mułowca wielkości do kilkunastu centymetrów, spojonych ciemnoszarym iłowcem.

Charakterystyczną cechą sukcesji środkowoordowickiej jest występowanie trzech stref uskokowych o miąższości 8 m, wyraźnie widocznych w odcinkach profilu. Iłowce w strefach tektonicznych są silnie zaburzone, z lokalnie występującymi mikrouskokami, kakirydami i zafałdowaniami oraz spojonymi drobnoklastyczną miazgą skalną brekcjami tektonicznymi.

### Ordowik górny

Potwierdzone biostratygraficznie badaniami zespołów akritarchowych utwory ordowiku górnego, reprezentujące piętro sandb, występują na głęb. 290,7–348,0 m (Jachowicz-Zdanowska – ten tom). Wiek utworów z głęb. 287,0–290,7 m jest nieustalony ze względu na brak wskaźników biostratygraficznych.

Kompleks górnordowicki cechuje się bardzo mało urozmaiconą litologią. Budują go głównie szarozielone, zielone i czarne iłowce, niekiedy laminowane ciemnoszarym materiałem ilastym. Znacznie rzadziej w profilu litologicznym pojawiają się czarne lub szarozielone, silnie zsylikowane mułowce z wkładkami zsylikowanego dolomitu oraz bardzo twarde, lite, szare i ciemnoszare piaskowce drobnodziarniste o znacznym stopniu sylikacji, miejscami przechodzące w kwarcyt. Oprócz skał klastycznych w profilu górnordowickim występują wkładki zsylikowanych, szarojasnobrązowych dolomitów o miąższości nie przekraczającej 0,5 m.

## Monika JACHOWICZ-ZDANOWSKA

### MIKROFLORA I STRATYGRAFIA UTWORÓW ORDOWIKU

Akritarchy od dawna wykorzystywane są w stratygrafii i korelacji utworów ordowiku, szczególnie tych ubogich w inne skamieniałości. Ordowik to okres maksymalnego rozwoju tej grupy. Mikroskamieniałości te występują w utworach ordowiku często bardzo licznie, liczba akritarch

może dochodzić do 100 000 okazów na 1 g skały (Dorning, 1999). Zróżnicowane zespoły ordowickich akritarch, jak podaje Servais i in., 2004, opisano w ponad 1000 pracach naukowych. Przedstawione w nich dane pochodzą głównie z obszaru Europy, Północnej Afryki i Północnej Ameryki.

Informacje o występowaniu akritarch w utworach ordowiku znane są również z rejonów południowych Chin (Li i in., 2002), Południowej Ameryki (Rubinstein, 2003) i Australii (Playford, Martin 1984, Playford, Wicander, 1988; Foster i in., 2002, Quintavalle, Playford 2006a,b; Foster, Wicander, 2016).

Pomimo wyraźnego zróżnicowania rodzajowego i gatunkowego akritarch występujących w osadach ordowiku, nie opracowano dotychczas pełnych formalnych zonacji akritarchowych utworów tego wieku. Znane są jedynie lokalne zonacje utworów ordowiku opracowane na podstawie występujących w nich akritarch (np. Rasul, 1976). Akritarchy wykorzystywane są do ustalenia granic ordowiku dolnego i środkowego (Molyneux i in., 2007; Li i in., 2010). Ich rozwój, znaczenie stratygraficzne, zróżnicowanie taksonomiczne i morfologiczne przeanalizowano dla utworów ordowiku obszaru północnej Gondwany (Vecoli, Hérissé, 2004). W ostatnich latach podsumowano pierwsze występowania (First Appearance Datums – FADs) dla wybranych taksonów akritarch, które mogą być wykorzystane do korelacji utworów ordowiku dolnego i środkowego (Servais i in., 2018). Z analizowanych w tej pracy taksonów w asocjacjach uzyskanych z wiercenia Bibiela PIG 1 występują *Barakella*, *Dasydorus*, *Liliosphaeridium*, *Peteinosphaeridium*, *Rhopaliophora*, *Sacculidium* oraz grupa *Veryhachium lairdii* i *Veryhachium trispinosum*. W ordowiku szczególnie dolnym, obserwowane jest zróżnicowanie geograficzne zespołów akritarch, jednak ze względu na znaczną liczbę wspólnych taksonów mogą być one wykorzystywane do korelacji odległych obszarów.

W Polsce zespoły ordowickich akritarch rozpoznano w rejonie Gór Świętokrzyskich (Jagielska, 1962; Górka, 1967; Stempień, 1990; Kremer, 2001; Trela i in., 2001; Masiak i in., 2002; Szczepanik, 2002; Masiak i in., 2003; Trela, Szczepanik, 2009; Stempień-Sałek, 2011), Pomorza (Bednarczyk i in., 1999; Szczepanik, 2000; Wrona i in., 2001; Stempień-Sałek, 2011), obniżenia bałtyckiego (Górka, 1969, 1979, 1990; Stempień-Sałek, 2011) i Podlasia (Górka, 1969, 1980). Zróżnicowane asocjacje *Acritarcha* charakterystyczne dla standardowych pięter ordowiku, od darriwilu po kat, udokumentowano również w obszarze bloku górnośląskiego (Gładysz i in. 1990; Jachowicz 2005).

W badanym profilu ordowiku zaobserwowano wyraźne zróżnicowanie ilościowe i jakościowe zespołów Acritarcha. Opierając się na frekwencji i zasięgu ważniejszych rodzajów i gatunków mikroflory w analizowanym profilu, udokumentowano asocjacje charakterystyczne dla ordowiku dolnego, środkowego i górnego (fig. 20).

### Tremadok–flo (tremadok–niższy arenig)

Charakterystycznym składnikiem zespołów akritarch dokumentowanych w 17 próbkach z głęb. 452,2–609,4 m są przedstawiciele podgrupy Diacromorphitae. W furongu pojawiają się akritarchy, posiadające charakterystyczne elementy rzeźby, które występują na przeciwległych biegunach ciała. Osiągają one od razu duże zróżnicowanie rodzajowe

i gatunkowe. Występują również w utworach ordowiku dolnego. W ordowiku środkowym i górnym udział tych form w uzyskiwanych zespołach drastycznie spada.

Podgrupę *Diacromorphitae* reprezentują w badanym materiale takie rodzaje jak: *Acanthodiacrodium*, *Arbusculidium* i *Barakella*. Rodzaj *Barakella* został opisany z utworów dapingu Maroka (Cramer, Diez, 1977). Udokumentowano go dotychczas w utworach ordowiku dolnego i środkowego w wielu obszarach (Yan i in., 2017). W badanych próbkach rodzaj *Barakella* reprezentowany jest przez dwa gatunki *Barakella felix* i *Barakella fortunata*. Pierwszy z nich występuje w utworach od dolnego flo do środkowego darriwilu w Chinach, Argentynie, Iranie, Pakistanie, Maroku, Algierii i Arabii Saudyjskiej (Yan i in., 2017). *Barakella fortunata* została udokumentowana w utworach ordowiku od dolnego dapingu do katu w Tunezji, Maroku, Algierii, Arabii Saudyjskiej, Walii, Anglii, Jordanie i Turcji (Yan i in., 2017). Okazy *Barakella* sp. opisano z późnego tremadoku Anglii (Molyneux, 1990, 2009; Millward, Molyneux, 1992), osadów flo Walii (Molyneux, 1990; Turner, 1985; Trythall i in., 1987), utworów flo–dapingu Pakistanu (Quintavalle i in., 2000) i darriwilu Omanu (Ricards i in., 2010). W uzyskanym materiale przedstawicielami rodzaju *Acanthodiacrodium* są gatunek *Acanthodiacrodium angustum* i formy oznaczone jedynie do rodzaju jako *Acanthodiacrodium* sp. Akritarchy zaliczane do oznaczonego gatunku opisano po raz pierwszy z utworów tremadoku Anglii (Downie, 1958), następnie z utworów tego wieku z obszaru Rosji (Timofeev, 1959), Algierii (Combaz, 1967), Francji (Martin, 1972; Raucher, 1974) oraz kambru i dolnego tremadoku Algierii (Combaz, 1967) i Belgii (Martin, 1968).

Kolejnym rodzajem występującym jedynie w analizowanym interwale jest rodzaj *Vulcanisphaera*. Znany jest on głównie z utworów furongu (kambru górnego), ale niektóre z jego gatunków dokumentowano w utworach tremadoku. W próbkach z otworu Bibiela PIG 1 oznaczone dwa gatunki należące do tego rodzaju *Vulcanisphaera africana* i *Vulcanisphaera turbata*. Gatunek *Vulcanisphaera africana* jest szeroko rozpowszechniony w utworach furongu i tremadoku Kanady (Martin, Dean, 1981, 1988; Parson, Anderson, 2000), Norwegii (Welsch, 1986), Algierii (Vecoli, 1996), Argentyny (Rubenstein i in., 2003; Aráoz, Vergel, 2006) i Iranu (Ghavidel-syooki, Vecoli, 2008). Wiek utworów w większości wymienionych obszarów został zweryfikowany przez oznaczone makroskamieniałości. *Vulcanisphaera turbata* występuje przede wszystkim w utworach furongu (Potter i in., 2012), a w utworach tremadoku występuje w obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1990).

W opisywanym odcinku profilu znaleziono charakterystyczne okazy należące do rodzaju *Pirea*. Gatunek *Pirea sinensis* znany z utworów flo Wielkiej Brytanii (Molyneux, Rushton, 1988), Czech (Vavrdová, 1993) i Chin (Li, 1987; Yin, 1995; Tongiorgi i in., 1995) oraz flo i dapingu Pakistanu (Tongiorgi i in., 1994) i Chin (Tongiorgi i in., 2003) występuje jedynie w próbkach z tej części profilu (głęb. 452,2–609,4 m). Natomiast gatunek *Pirea levigata* pojawia się po raz pierwszy w omawianym odcinku profilu, ale występuje także w utworach młodszych badanego profilu. Gatunek ten



Fig. 20. Zasięgi wybranych taksonów akritarch w utworach ordowiku  
Ranges of selected acritarch taxa in the Ordovician deposits

opisano między innymi z flo Chin (Tongiorgi i in., 1995), Rosji (Raevskaya, 1999; Raevskaya i in. 2004), północnowschodniej Polski (Raevskaya i in. 2004) oraz flo i dapingu Chin (Tongiorgi i in., 1995, 2003).

Poza wymienionymi formami w analizowanych próbkach występują duże okazy podgrupy *Acanthomorphytae* reprezentowane przez rodzaje *Baltisphaeridium* i *Peteinosphaeridium* z takimi gatunkami jak: *Baltisphaeridium denticulatum*, *Baltisphaeridium fragile*, *Peteinosphaeridium exornatum*, *Baltisphaeridium brevispinosum*, *Baltisphaeridium longispinosum* i *Baltisphaeridium dispar*. Pierwsze trzy formy znalezione jedynie w omawianym interwale głębokości znane są z utworów flo Chin i Rosji (Tongiorgi i in., 2003). Pozostałe formy występują także w próbkach w wyższej części profilu. *Baltisphaeridium brevispinosum* znaleziono w utworach ordowiku dolnego Polski (Górka, 1969), Francji (Deunff, 1959) czy Estonii (Uutela, Tynni, 1991). Gatunek ten dokumentowano również w ordowiku środkowym Szwecji (Kjellström, 1976) i Estonii (Tynni, 1982; Uutela, Tynni, 1991). Gatunek *Baltisphaeridium dispar* opisano z utworów katu i sandbu Anglii (Turner, 1984), natomiast gatunek *Baltisphaeridium longispinosum* występuje licznie od ordowiku dolnego do syluru dolnego między innymi w obszarze bałtyckim (Eisenack i in., 1973).

Obok wymienionych taksonów w analizowanych asocjacjach występują przedstawiciele rodzaju *Goniosphaeridium* z gatunkami *Goniosphaeridium balticum* opisanym z ordowiku dolnego Baltiki (Eisenack, 1951), *Goniosphaeridium polygonale* występujące od ordowiku dolnego do górnego Estonii (Uutela, Tynni, 1991) i od ordowiku środkowego do syluru dolnego w Europie (Eisenack i in., 1973). Kolejny gatunek *Polygonium gracile* dokumentowano od kambru górnego do ordowiku górnego w wielu obszarach Europy, Chin i Afryki (Tongiorgi i in., 2003).

W uzyskanych zespołach pojawia się po raz pierwszy w profilu wiercenia Bibiela PIG 1 gatunek *Dasydorus cirritus*, znaleziono go także w próbkach z wyższej części profilu, który został datowany na ordowik środkowy. Gatunek ten opisano z flo Rosji (Raevskaya i in., 2004), dapingu Walii, darriwilu–flo Australii (Playford, Marin, 1984) i dolnego darriwilu Tunezji (Vecoli, 1999).

W badanych próbkach występuje również gatunek *Veryhachium lairdii*, który charakteryzuje się długim zasięgiem stratygraficznym od tremadoku do permu.

Podsumowując uzyskane dane mikroflorystyczne analizowany odcinek profilu wiercenia Bibiela PIG 1, należy korelować z utworami ordowiku dolnego – tremadok–flo. Stan zachowania oraz morfologię oznaczonych okazów ilustrują [figury 21, 22, 23](#).

### Daping–darriwil (dolny arenig–lanwirn)

W 16 próbkach z głęb. 348,0–450,0 m dominującymi składnikami znalezionych asocjacji są charakterystyczne, duże okazy podgrupy *Acanthomorphytae* o zróżnicowanej morfologii. ([tab. 8](#)). Do najliczniej występujących w badanym materiale przedstawicieli tej grupy należą rodzaje: *Baltisphaeridium*, *Baltisphaerosum*, *Peteinosphaeridium*, *Rho-*

*paliphora* i *Liliosphaeridium*. Wyróżniającymi w badanym interwale są zespoły udokumentowane w ośmiu próbkach z głęb. 363,2–394,5m, w których występują bardzo licznie akritarchy z grupy „Galeate”. Te charakterystyczne okazy z dużym biegunowym otwarciem stanowią tutaj ponad 80% dokumentowanego spectrum. Formy te są najliczniej reprezentowane przez okazy rodzaju *Stelliferidium*. W analizowanych zespołach występują również takie rodzaje jak: *Sacculidium*, *Aremoricanium*, *Dasydorus*, *Pirea*, *Veryhachium* i *Polygonium*.

Nowymi gatunkami rodzaju *Baltisphaeridium* pojawiającymi się w badanych próbkach są: *Baltisphaeridium calcispinae*, *Baltisphaeridium lancetispinae*, *Baltisphaeridium constrictum*, *Baltisphaeridium ingerae* i *Baltisphaeridium filosum*. Pierwsze dwa gatunki zostały opisane z sandbu Polski (Górka, 1969) i ordowiku środkowego Szwecji (Kjellström, 1971, 1976). Z ordowiku środkowego Szwecji opisano również kolejne trzy gatunki (Kjellström, 1971, 1976), występują one również w utworach tego wieku w Polsce (Górka, 1987), Finlandii (Tynni, 1975; Uutela, 1989), Estonii (Bockelie, Kjellström, 1979), Wielkiej Brytanii, (Turner, 1984) oraz w ordowiku dolnym i środkowym Estonii (Uutela, Tynni, 1991). *Baltisphaeridium ingerae* opisano także w ordowiku górnym USA (Jacobson, 1978). Rodzaj *Peteinosphaeridium* reprezentują dwa gatunki *Peteinosphaeridium robustiramosum* znany z górnego arenigu Szwecji (Ribecai, Tongiorgi, 1995) i Chin (Tongiorgi, Di Milla, 1999), dapingu Chin (Tongiorgi i in., 2003) oraz dapingu–darriwilu Estonii (Eisenack, 1938; Eisenack i in., 1973) oraz *Peteinosphaeridium trifurcatum* występuje w ordowiku środkowym i sylurze dolnym Europy (Eisenack i in., 1973).

W analizowanych próbkach pojawiają się przedstawiciele dwóch charakterystycznych rodzajów *Liliosphaeridium* i *Rhopaliophora*. Pierwszy z nich opisano po raz pierwszy z ordowiku dolnego i środkowego Estonii (Uutela, Tynni, 1991). *Liliosphaeridium kaljoli* występuje od dapingu do darriwilu w Estonii (Uutela, Tynni, 1991) i Szwecji (Bagnoli, Ribecai, 2001) oraz w utworach dapingu Chin (Tongiorgi i in., 2003). *Liliosphaeridium pocillum* opisano z utworów dapingu Szwecji (Bagnoli, Ribecai, 2001), gdzie charakteryzuje się dość krótkim zasięgiem występowania. *Liliosphaeridium hypertrophicum* znane jest z darriwilu Szwecji (Playford i in., 1995; Bagnoli, Ribecai, 2001). *Liliosphaeridium intermedium* dokumentowano w flo–dapingu Chin (Brocke i in., 2000), dapingu Polski (Górka, 1969), Norwegii (Ribecai i in., 2000) i Chin (Tongiorgi, Di Milla, 1999), dapingu i darriwilu Szwecji (Eisenack, 1976; Playford i in., 1995; Bagnoli, Ribecai, 2001) i Chin (Brocke i in., 2000), darriwilu Tunezji (Tongiorgi, di Milla, 1999) oraz darriwilu Polski (Górka, 1979).

Rodzaj *Rhopaliophora* wykreowano w 1971 r. (Tappan, Loeblich, 1971) na podstawie bardzo dobrze zachowanych zespołów mikroflory ordowiku górnego z obszaru USA. W materiale uzyskanym z wiercenia Bibiela PIG 1 oznaczono 4 gatunki należące do tego rodzaju, są to: *Rhopaliophora florida*, *Rhopaliophora mamilliformis*, *Rhopaliophora membranata* i *Rhopaliophora palmata*.

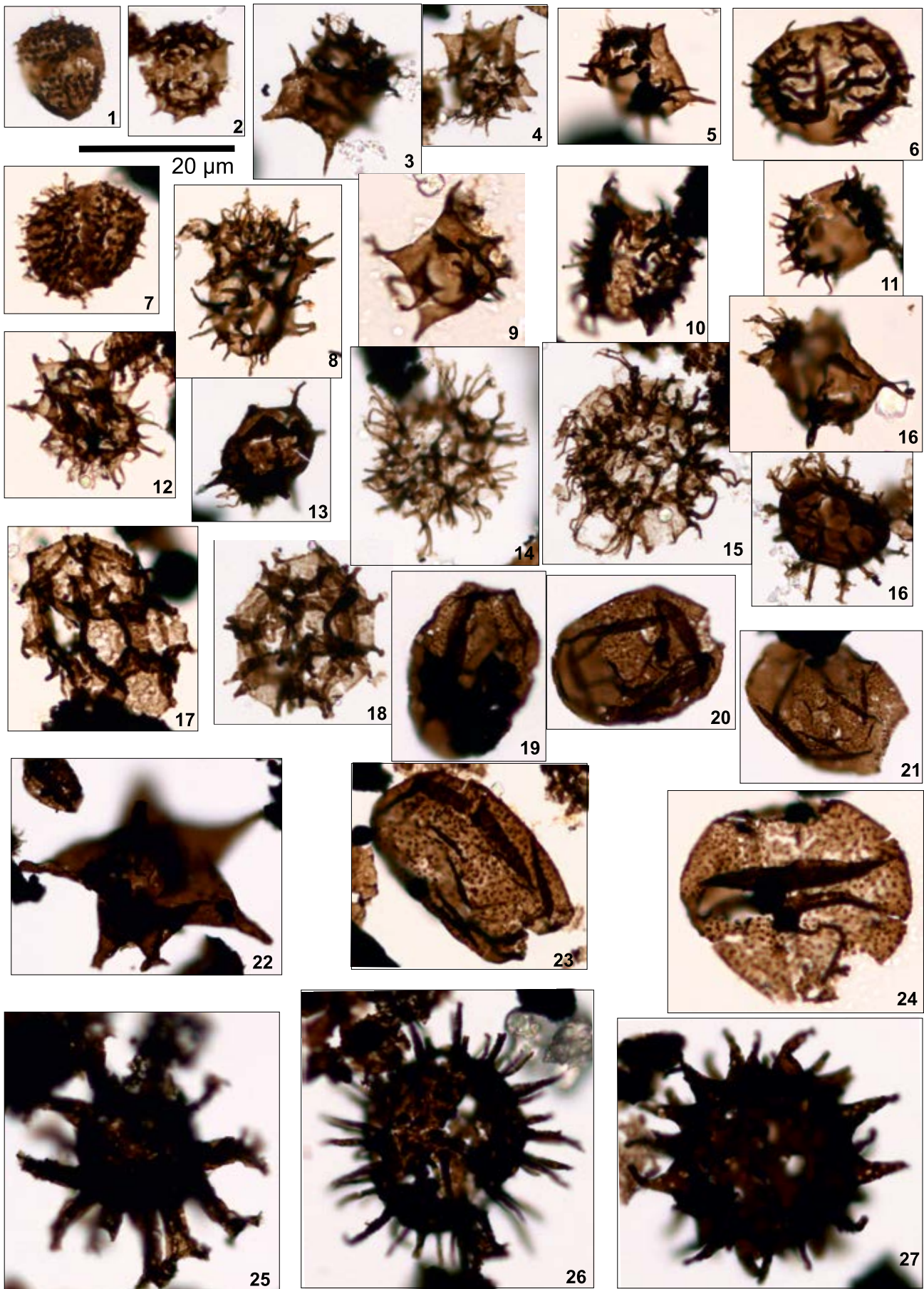


Fig. 21

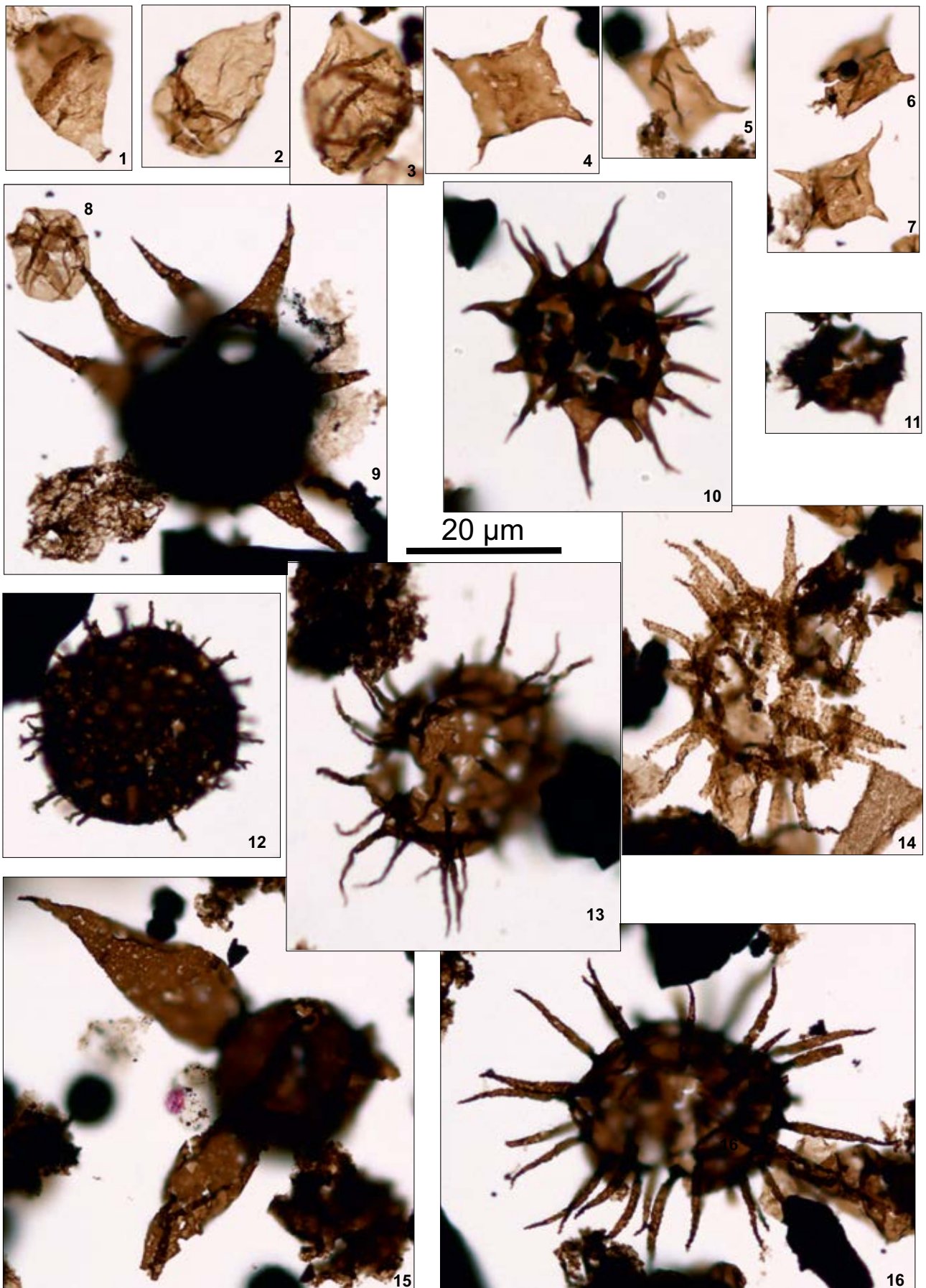


Fig. 22

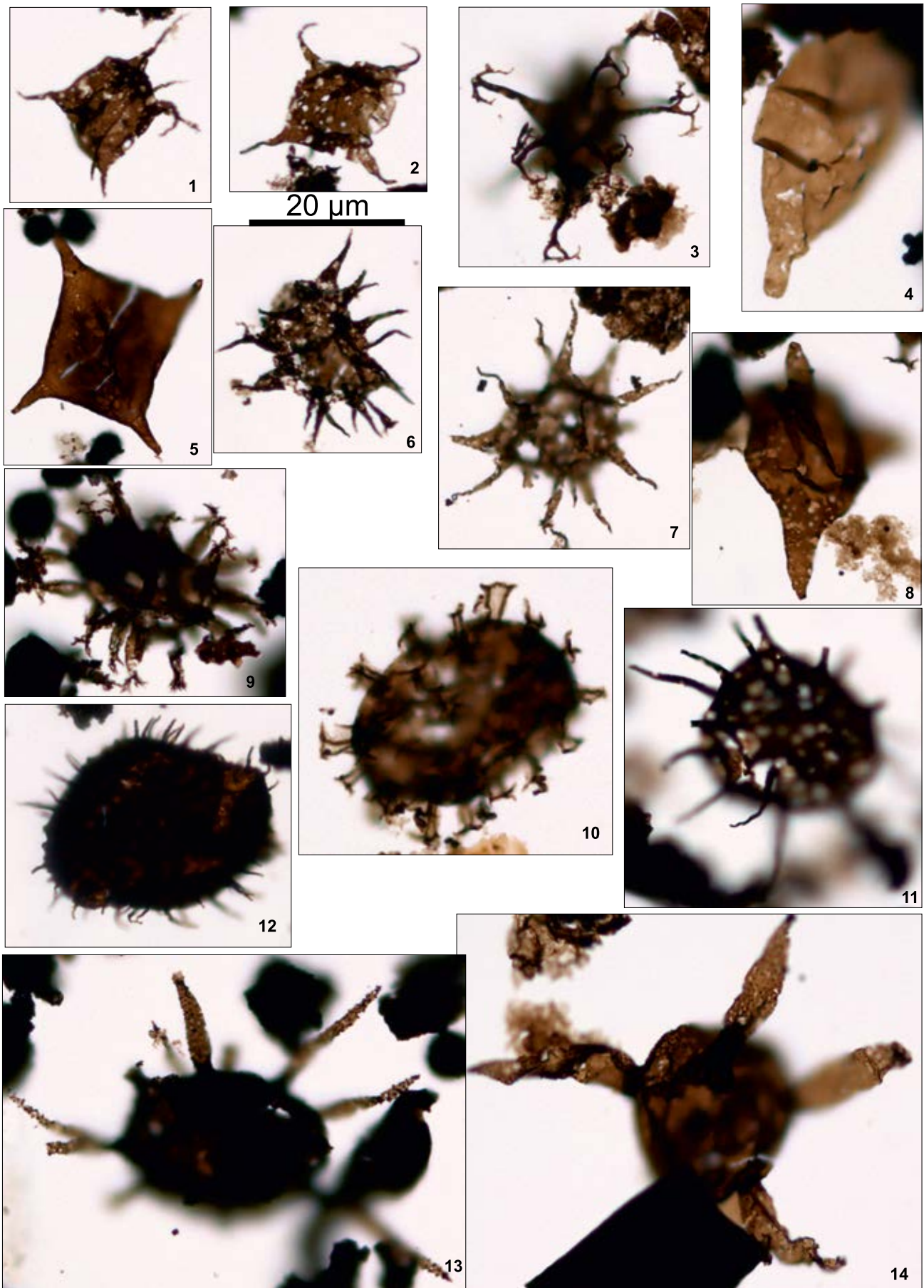


Fig. 23

### Fig. 21–23. Przykłady akritarch udokumentowane w ordowiku dolnym (tremadok–dolny arenig)

Examples of microflora from the Lower Ordovician (Tremadocian–Lower Arenig)

#### Fig. 21.

1 – *Acanthodiacrodium angustum* (Downie, 1958) Combaz, 1967; głęb. 594,5 m; 2 – *Acanthodiacrodium* sp.; głęb. 594,5 m; 3 – *Arbusculidium destombesii* Deunff, 1968; głęb. 594,5 m; 4 – *Dasydiacrodium* sp.; głęb. 594,0 m; 5 – *Barakella* sp.; głęb. 594,0 m; 6, 7, 9, 10, 11 – *Acanthodiacrodium* sp.; głęb. 594,0 m; 8 – *Arbusculidium destombesii* Deunff, 1968; głęb. 594,0 m; 12 – *Dasydiacrodium* sp.; głęb. 594,0 m; 13 – *Dasydiacrodium* sp.; głęb. 594,5 m; 14, 15 – *Vulcanisphaera africana* Deunff, 1961; głęb. 594,5 m; 16 – *Cymatiogalea* sp.; głęb. 594,5 m; 17 – *Vulcanisphaera turbata* Martin, 1981; głęb. 594,0 m; 18 – *Vulcanisphaera turbata* Martin, 1981; głęb. 594,5 m; 19, 20, 21 – *Dasydorus cirritus* Playford, Martin, 1984; głęb. 521,1 m; 22. *Goniosphaeridium balticum* (Eisenack, 1951) Eisenack, 1969; głęb. 521,1 m; 23, 24 – *Dasydorus cirritus* Playford, Martin, 1984; głęb. 594,0 m; 25 – *Peteinosphaeridium* sp.; głęb. 521,1 m; 26 – *Baltisphaeridium* sp.; głęb. 521,1 m; 27 – *Goniosphaeridium* sp.; głęb. 521,1 m

#### Fig. 22.

1, 2, 3 – *Pirea sinensis* Li, 1987; głęb. 492,1 m; 4 – *Veryhachium lardii* (Deflandre, 1946, Deunff, 1959) Loeblich, 1970; głęb. 492,1 m; 5, 6, 7 – *Veryhachium lardii* (Deflandre, 1946, Deunff, 1959) Loeblich; 8 – *Leiosphaeridia* sp.; głęb. 474,3 m; 9 – *Goniosphaeridium splendens* (Paris, Deunff, 1970) Turner, 1984; głęb. 474,3 m; 10 – *Goniosphaeridium polygonale* Eisenack (1931) 1969; głęb. 594,5 m; 11 – *Barakella* sp.; głęb. 594,5 m; 12 – *Polancistrodorus* sp.; głęb. 474,3 m; 13 – *Baltisphaeridium longispinosum longispinosum* (Eisenack, 1951) Górka, 1969; głęb. 474,3 m; 14 – *Baltisphaeridium denticulatum* Lu, 1987; głęb. 492,1 m; 15 – *Baltisphaerosum dispar* Turner, 1984; głęb. 474,3 m; 16 – *Baltisphaeridium denticulatum* Lu, 1987; głęb. 474,3 m;

#### Fig. 23.

1 – *Barakella felix* Cramer, Diez, 1977; głęb. 469,0 m; 2 – *Barakella fortunata* Cramer, Diez, 1977; głęb. 469,0 m; 3 – *Vogtlandia notabilis* Volkova, 1990; głęb. 474,3 m; 4 – *Pirea levigata* Tongiorgi, Yin, Di Milia, 1995; głęb. 473,3 m; 5 – *Veryhachium lardii* (Deflandre, 1946; Deunff, 1959) Loeblich, 1970; głęb. 474,3 m; 6, 7 – *Polygonium gracile* Vavrdová, 1966; głęb. 469,0 m; 8 – *Polygonium* sp.; głęb. 474,3 m; 9 – *Peteinosphaeridium* sp.; głęb. 469,0 m; 10 – *Peteinosphaeridium exornatum* Tongiorgi, Yin, Di Milia, 1995; głęb. 474,3 m; 11 – *Baltisphaeridium fragile* Tongiorgi, Yin, Di Milia, 1995; głęb. 469,0 m; 12 – *Baltisphaeridium brevispinosum* (Eisenack, 1931) Eisenack, 1958; głęb. 469,0 m; 13 – *Baltisphaeridium denticulatum* Lu, 1987; głęb. 469,0 m; 14 – *Baltisphaerosum dispar* Turner, 1984; głęb. 474,3 m

Gatunek *Rhopaliophora florida* dokumentowano w utworach od dolnego flo (Raevskaya i in., 2004) w Rosji do najwyższych utworów górnego dapingu południowych Chin (Yin i in., 1998; Tongiorgi i in., 2003; Li i in., 2010).

*Rhopaliophora mamilliformis* występuje w ordowiku dolnym Baltiki (Raevskaya i in., 2004), ordowiku dolnym i środkowym Chin (Lu, 1987; Tongiorgi i in., 1995, 2003; Li i in., 2010) i Iranu (Ghavidel-syooki, 2003) oraz w utworach flo Argentyny (Achab i in., 2006). Dolna granica jego występowania to osady flo w południowych Chinach (Li i in., 2014) górna to górny daping w tym samym obszarze (Li i in., 2014).

*Rhopaliophora membrana* opisano z flo Chin (Lu, 1987; Tongiorgi i in., 2003; Li i in., 2010), ordowiku dolnego i środkowego Iranu (Ghavidel-syooki, 2003), ordowiku dolnego Rosji i Pomorza Polski (Raevskaya i in., 2004). Występowanie tego gatunku rozpoczyna się w dolnym flo, a kończy w darriwilu (Li i in., 2014).

*Rhopaliophora palmata* został znaleziony w wielu lokalizacjach utworów dapingu południowych Chin (Li i in., 2014). Poza tym regionem był dokumentowany we flo–dapingu i tremadoku Hiszpanii (Mette, 1989), dolnym tremadoku lub flo Anglii (Cooper, Molyneux, 1990), flo Argentyny (Rubinstein i in., 1999; Rubinstein, Toro, 2001), Pakistanu (Tongiorgi i in. 1994), Rosji i północnej Polski (Raevskaya, 1999; Raevskaya i in., 2004), flo–dapingu Australii (Playford, Wicander, 1988). Występuje również we flo–dapingu i dolnym darriwilu Australii (Combaz, Peniguel, 1972; Playford, Martin, 1984) oraz od dolnego darriwilu do katu Estonii (Uutela, Tynni, 1991).

W analizowanym interwale stwierdzono gatunek *Sacculidium inornatum* znany z dapingu Szwecji (Ribecai, Tongiorgi, 1995); Rosji (Ribecai i in., 2002), Norwegii (Ribecai i in., 2000) oraz dapingu–darriwilu Szwecji (Ribecai i in., 2002). Występowanie tego gatunku ogranicza się do omawianego interwału głębokości.

W uzyskanych asocjacjach pojawia się łatwy do rozpoznania gatunek *Aremoricium rigaudae* opisany po raz pierwszy z syluru Francji (Deunff, 1955). Następnie rozpoznany w ordowiku środkowym Szwecji (Kjellström, 1971a), Estonii (Uutela, Tynni, 1991), Francji (Deunff, 1955, 1958; Henry, 1969) i USA (Loeblich, MacAdam, 1971).

Odmieniami od pozostałych asocjacji znalezionych w badanym interwale są zespoły udokumentowane w próbkach z głęb. 363,2–394,5 m, które są zdominowane przez okazy jednego rodzaju *Stelliferidium* reprezentowanego praktycznie przez jeden gatunek *Stelliferidium stelligerum*. Takson ten charakteryzuje się dość dużym zasięgiem występowania w utworach ordowiku, gdzie został udokumentowany od dolnego tremadoku do darriwilu. Znaleziono go w wielu obszarach świata m.in.: dolnym tremadoku Algierii (Vecoli, 1996, 1999; Vecoli i in., 1999), tremadoku Francji (Martin, 1972; Rauscher, 1971, 1974; Baudelot, Brassière, 1977; Cocchio, 1982), Belgii (Vangustaine, 1974), Hiszpanii (Wolf, 1980; Mette, 1989), Irlandii (Connery, Higgs, 1999), Polski (Górka, 1967, 1969), granicy tremadoku i flo–dapingu Hiszpanii (Wolf, 1980), flo Pomorza Polski (Raevskaya i in., 2004), flo–dapingu Francji (Raucher, 1974), Sardynii (Albani i in., 1985), Pakistanu (Quintavalle i in., 2000), dapingu Maroka (Elaouad-Debbaj, 1984), flo–dapingu i darriwilu

Tabela 8

## Wykaz zbadanych palinologicznie próbek z utworów ordowiku

List of palynologically examined Ordovician samples

Oznaczone akritarchy Designated acritarchs	Głębokość Depth [m]		
	291,0–338,0	348,0–450,0	452,2–609,4
1	2	3	4
<i>Acanthodiacrodium angustum</i>			x
<i>Acanthodiacrodium sp.</i>			x
<i>Arbusculidium destombesii</i>			x
<i>Aremoricanium rigaudae</i>	x	x	
<i>Baltisphaeridium brevispinosum</i>	x	x	x
<i>Baltisphaerosum bystrentos</i>	x		
<i>Baltisphaeridium calcispinae</i>		x	
<i>Baltisphaeridium constrictum</i>		x	
<i>Baltisphaeridium denticulatum</i>			x
<i>Baltisphaeridium dispar</i>		x	x
<i>Baltisphaeridium filosum</i>	x	x	
<i>Baltisphaeridium fragile</i>			x
<i>Baltisphaeridium ingerae</i>		x	
<i>Baltisphaeridium lancettispinae</i>		x	
<i>B. longispinosum longispinosum</i>	x		x
<i>Baltisphaeridium multipilosum</i>	x		
<i>Baltisphaerosum sp.</i>		x	
<i>Barakella felix</i>			x
<i>Barakella fortunata</i>			x
<i>Barakella sp.</i>			x
<i>Cymatiogalea sp.</i>			x
<i>Dasydiacrodium sp.</i>			x
<i>Dasydorus cirritus</i>		x	x
<i>Goniosphaeridium balticum</i>			x
<i>Goniosphaeridium christianii</i>		x	
<i>Goniosphaeridium polygonale</i>			x
<i>Goniosphaeridium splendens</i>			x
<i>Liliosphaeridium brevicalex</i>	x		
<i>Liliosphaeridium hypertrophicum</i>	x	x	
<i>Liliosphaeridium intermedium</i>	x	x	
<i>Liliosphaeridium kaljoi</i>		x	
<i>Liliosphaeridium pocillum</i>		x	
<i>Liliosphaeridium sp.</i>		x	
<i>Lophosphaeridium sp.</i>		x	
<i>Navifusa silmilis</i>	x		
<i>Ordoviciidium elegantulum</i>	x		
<i>Ordoviciidium heteromorphicum</i>	x		
<i>Pachysphaeridium sp.</i>	x		
<i>Peteinosphaeridium exornatum</i>			x
<i>Peteinosphaeridium robustiramosum</i>		x	
<i>Peteinosphaeridium trifurcatum</i>		x	
<i>Peteinosphaeridium sp. 1</i>	x		
<i>Peteinosphaeridium sp. 2</i>		x	
<i>Peteinosphaeridium sp. 3</i>			x
<i>Pirea levigata</i>	x		x
<i>Pirea sinensis</i>			x
<i>Pirea sp.</i>		x	

Tabela 8 cd.

1	2	3	4
<i>Polancistrodorus sp.</i>			x
<i>Polygonium gracile</i>			x
<i>Polygonium polyacanthum</i>	x		
<i>Polygonium sp.</i>	x		
<i>Polygonium sp.</i>		x	
<i>Rhopaliphora florida</i>		x	
<i>Rhopaliphora cf. florida</i>		x	
<i>Rhopaliphora mamilliformis</i>		x	
<i>Rhopaliphora membrana</i>		x	
<i>Rhopaliphora palmata</i>		x	
<i>Sacculidium inornatum</i>		x	
<i>Solisphaeridium sp.</i>		x	
<i>Stelliferidium stelligerum</i>		x	
<i>Stelliferidium sp.</i>		x	
<i>Veryhachium irroratum</i>	x		x
<i>Veryhachium lardii</i>			
<i>Veryhachium reductum</i>	x	x	
<i>Veryhachium sp.</i>	x		x
<i>Vogtlandia notabilis</i>			x
<i>Vulcanisphaera africana</i>			x
<i>Vulcanisphaera turbata</i>			

riwilu Maroka (Fournier-Vanas, 1985), darriwilu Tunezji (Vecoli, 1990) i Pakistanu (Quintavalle i in., 2000) oraz darriwilu Szwecji (Staplini i in., 1965).

Przeważająca część znalezionych w analizowanym odcinku profilu taksonów znana jest z utworów dapingu i darriwilu. Niektóre z nich charakteryzują się większym zasięgiem i dokumentowane były również w kacie i w sandbie. Na obecnym etapie badań analizowany odcinek profilu korelować należy z utworami ordowiku środkowego – daping–darriwil.

Stan zachowania oraz morfologię oznaczonych okazów ilustrują figury 24, 25, 26, 27, 28.

## Sandb (niższy karadok)

W 15 próbkach z głęb. 291,0–338,0 m poza sześcioma taksonami występującymi w niższej części profilu pojawiają się nowe rodzaje i gatunki (tab. 8). Należą do nich: *Baltisphaeridium bystrentos*, *Baltisphaeridium multipilosum*, *Liliosphaeridium brevicalex*, *Ordoviciidium elegantulum* i *Ordoviciidium heteromorphicum*. *Baltisphaeridium bystrentos* występuje w ordowiku środkowym USA (Loeblich, Tappan, 1978) i Wielkiej Brytanii (Turner, 1984, 1985) oraz ordowiku środkowym i górnym Estonii (Uutela, Tynni, 1991). *Baltisphaeridium multipilosum* jest dokumentowany od ordowiku dolnego do syluru górnego w obrębie obszaru bałtyckiego i w Europie (Eisenack i in., 1973; Stempień-Sałek, 2011). *Liliosphaeridium brevicalex* występuje w dapingu Szwecji (Bagnoli, Ribecai, 2001), dapingu Chin (Tongiorgi i in., 2003) i sandbie–kacie Finlandii (Tynni, 1975). *Ordoviciidium elegantulum* opisano z utworów sandbu–katu Wielkiej Brytanii (Turner, 1984, 1985), ordowiku środkowego Szwecji (Górka, 1967), Finlandii (Uutela, 1998),

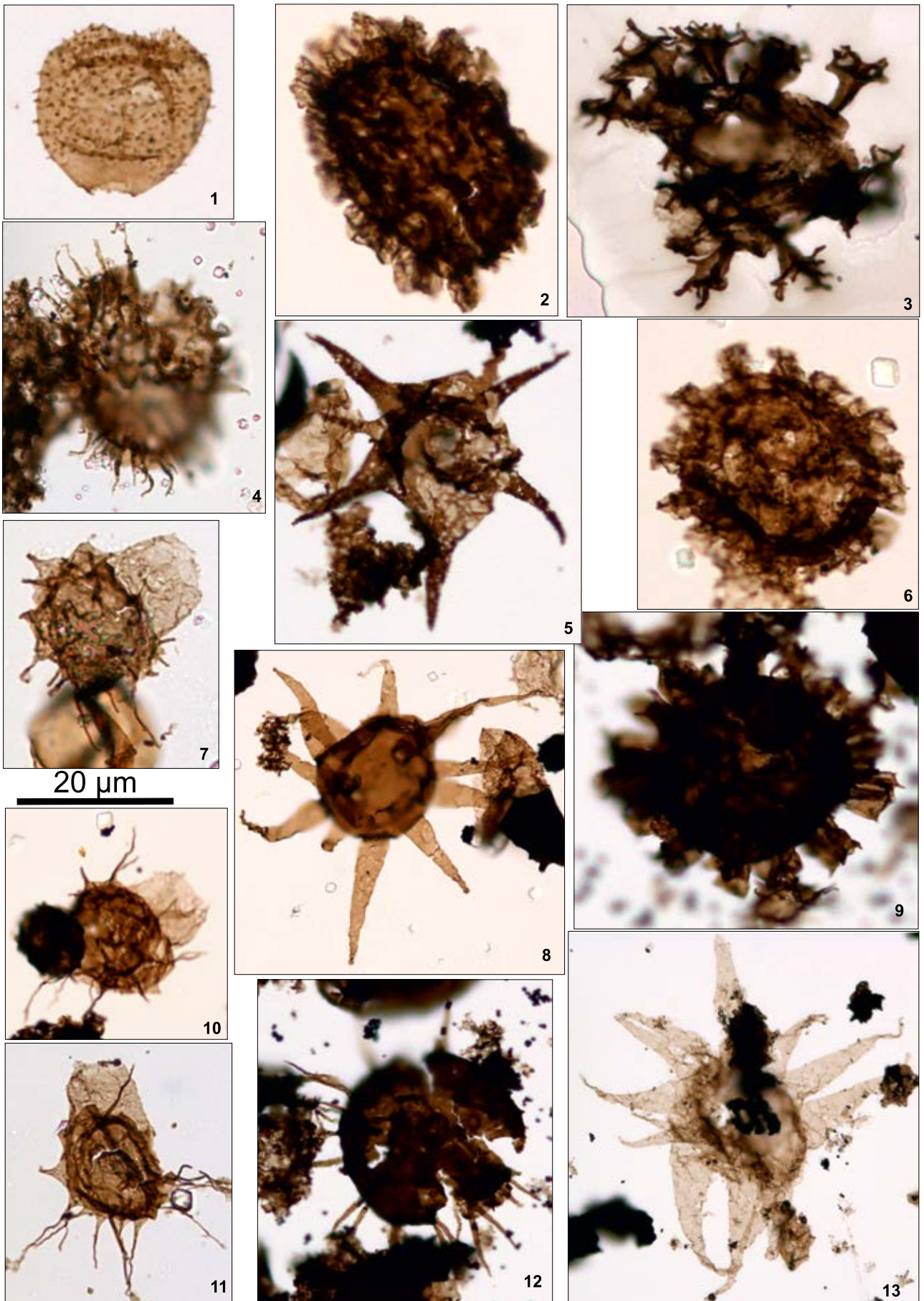


Fig. 24

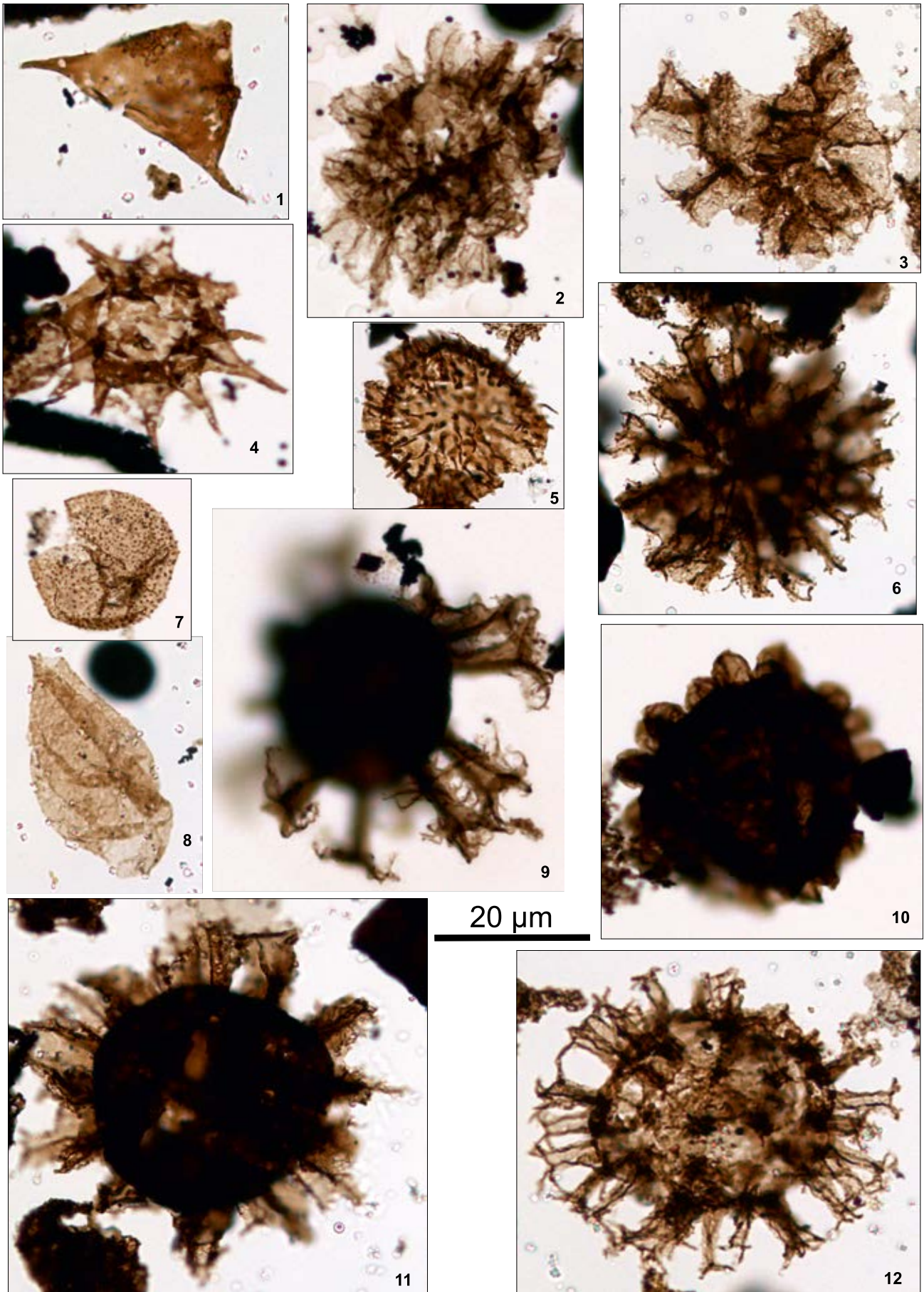


Fig. 25

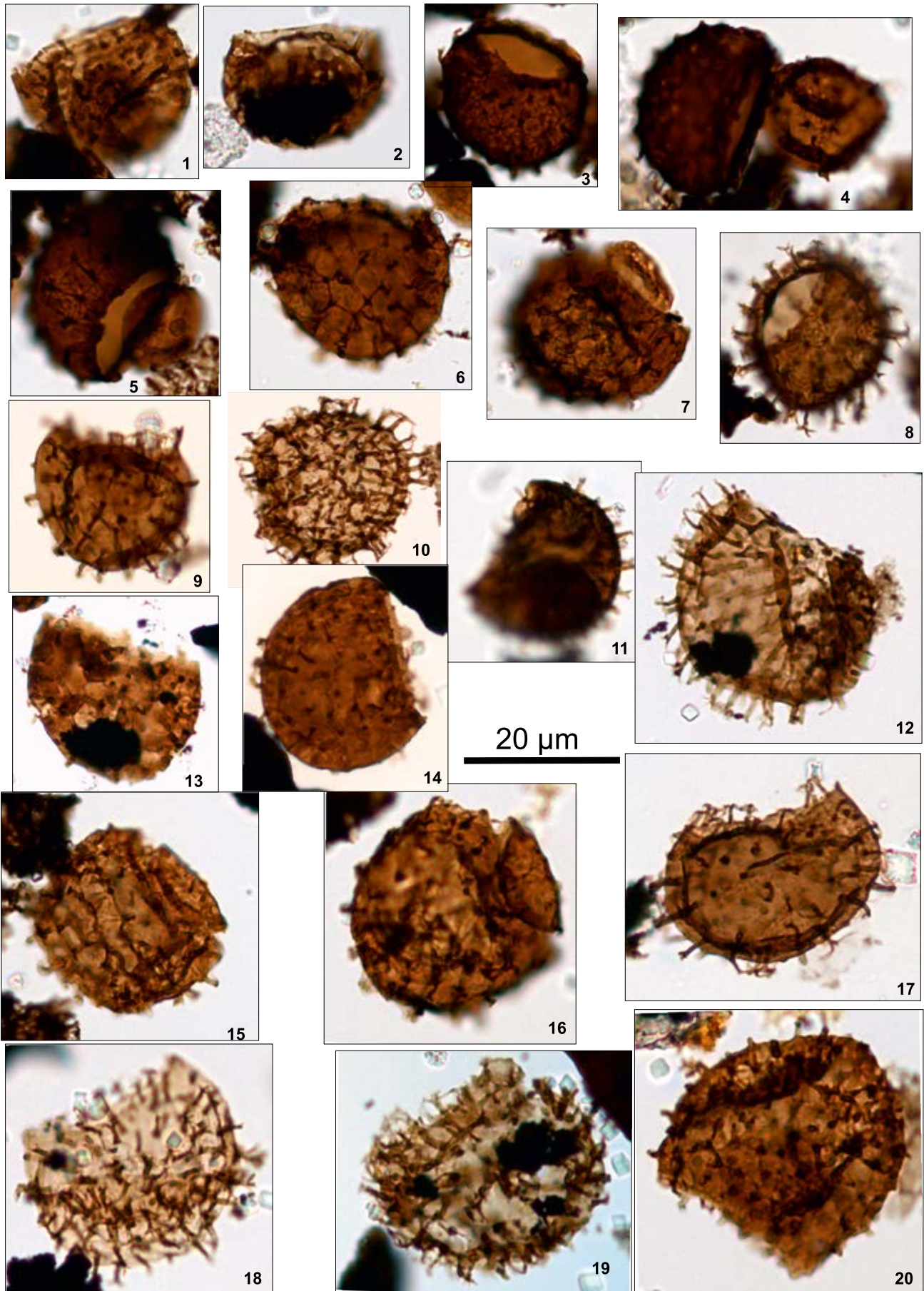


Fig. 26

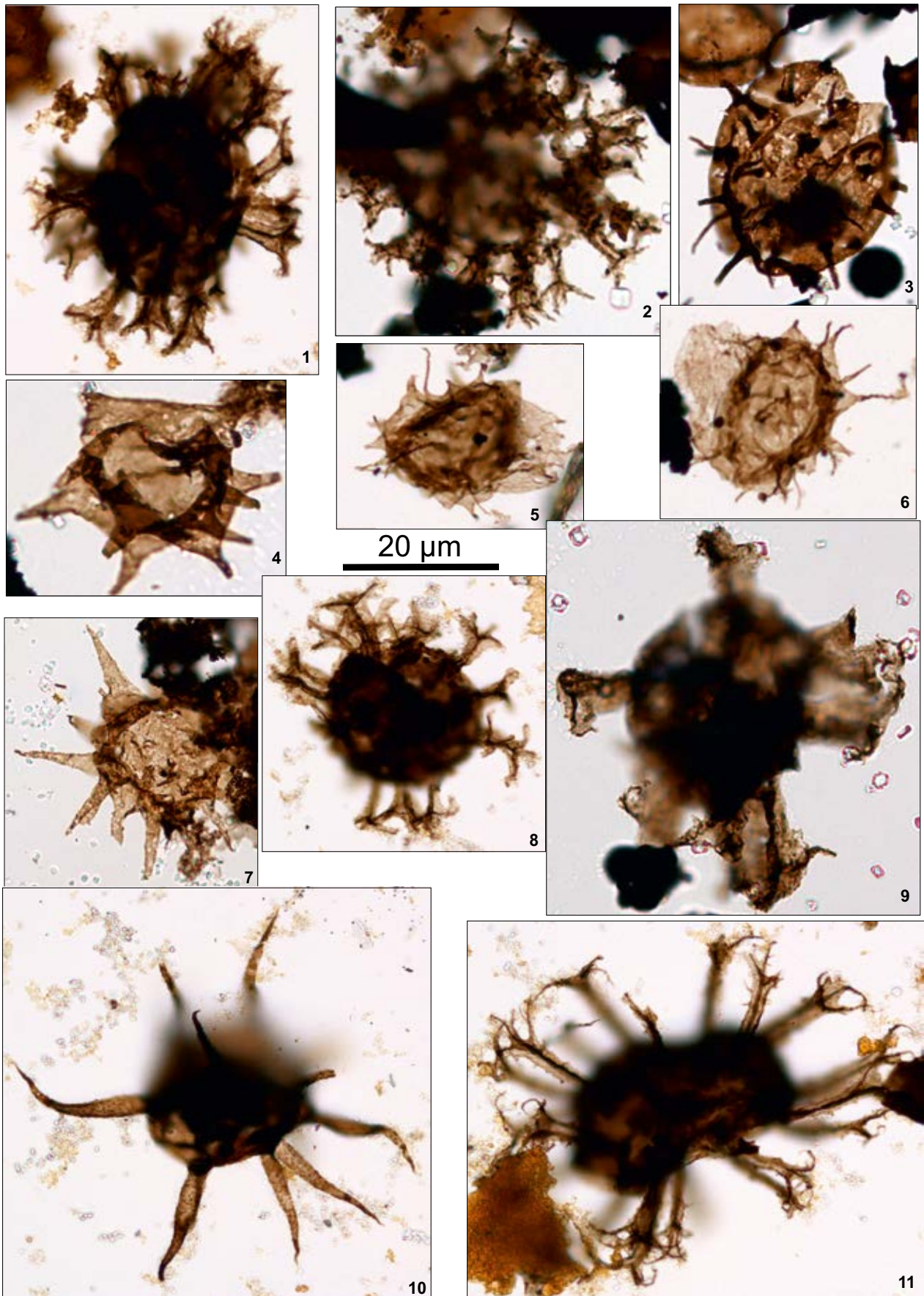


Fig. 27

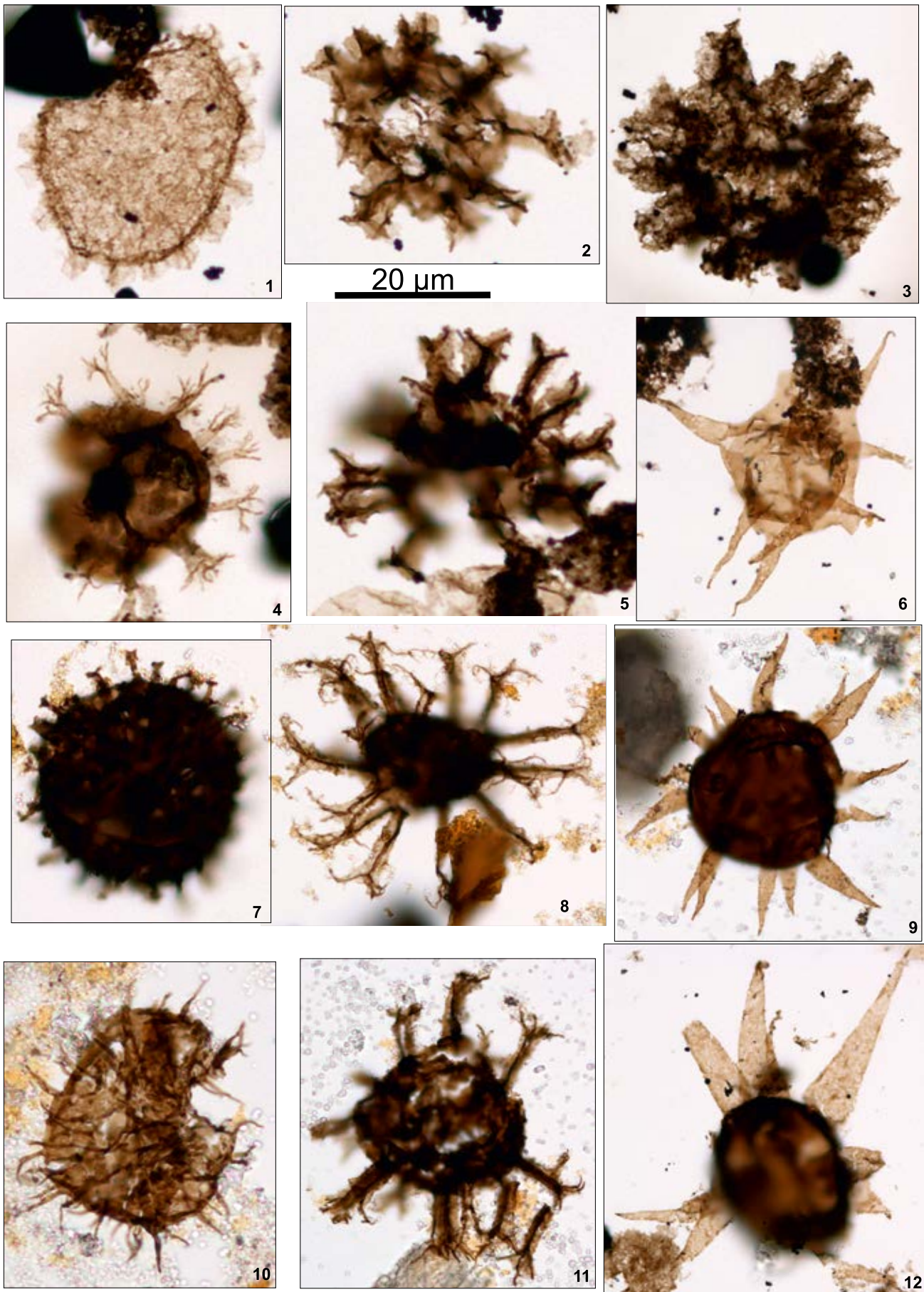


Fig. 28

**Fig. 24, 25, 26, 27, 28. Przykłady akritarch udokumentowane w ordowiku środkowym (dolny arenig-lanwirn)**

Examples of microflora from the Middle Ordovician (Lower lower Arenig-Llanwirn)

**Fig. 24.**

1 – *Dasydorus cirritus* Playford, Martin, 1984; głęb. 405,0 m; 2 – *Rhopaliophora mamilliformis* Li, 1987; głęb. 394,0 m; 3 – *Liliosphaeridium kaljoi* Uutela, Tynni, 1991; głęb. 405,0 m; 4 – *Baltisphaeridium filosum* Kjellström, 1976; głęb. 377,3 m; 5 – *Polygonium* sp.; głęb. 366,0 m; 6 – *Rhopaliophora mamilliformis* Li, 1987; głęb. 394,0 m; 7, 10, 11 – *Aremoricanium rigaudae* Deunff, 1955; głęb. 394,0 m; 8 – *Baltisphaeridium constrictum* Kjellström, 1976; głęb. 394,0 m; 9 – *Rhopaliophora cf. florida* Yin, Di Milia, Tongiorgi, 1998; głęb. 377,0 m; 12 – *Baltisphaeridium ingerae* Kjellström, 1976; głęb. 414,0 m; 13 – *Baltisphaerosum* sp.; głęb. 405,0 m

**Fig. 25.**

1 – *Veryhachium reductum* Deunff, (1959) Downie, Sarjeant, 1963; głęb. 377,3 m; 2 – *Rhopaliophora membrana* Li, 1987; głęb. 414,0 m; 3 – *Liliosphaeridium pocillum* Bagnoli, Ribecai, 2001; głęb. 377,3 m; 4 – *Polygonium* sp.; głęb. 366,0 m; 5 – *Baltisphaeridium brevispinosum* (Eisenack, 1931) Eisenack, 1958; głęb. 377,3 m; 6 – *Liliosphaeridium* sp.; głęb. 377,3 m; 7 – *Lophosphaeridium* sp.; głęb. 439,0 m; 8 – *Pirea* sp.; głęb. 377,3 m; 9 – *Liliosphaeridium hypertrophicum* (Eisenack, 1976) Playford, Ribecai, Tongiorgi, 1995; głęb. 405,0 m; 10 – *Rhopaliophora palmata* (Combaz, Péniguel, 1972) Playford, Martin, 1984; głęb. 405,0 m; 11 – *Liliosphaeridium* sp.; głęb. 377,0 m; 12 – *Liliosphaeridium intermedium* (Eisenack, 1976) Playford, Ribecai, Tongiorgi, 1975; głęb. 377,3 m

**Fig. 26.**

1, 2 – *Stelliferidium* sp.; głęb. 363,2 m; 3, 4, 5, 6, 7 – *Stelliferidium stelligerum* (Górka, 1967) Deunff, Górka, Rauscher, 1974; głęb. 389,2 m; 8 – *Stelliferidium stelligerum* (Górka, 1967) Deunff, Górka, Rauscher, 1974; głęb. 377,3 m; 9, 10, 17 – *Stelliferidium* sp.; głęb. 394,0 m; 11, 12, 13 – *Stelliferidium* sp.; głęb. 363,2 m; 14 – *Stelliferidium* sp.; głęb. 394,0 m; 15, 16 – *Stelliferidium stelligerum* (Górka, 1967) Deunff, Górka, Rauscher, 1974; głęb. 389,2 m; 18, 19 – *Stelliferidium* sp.; głęb. 363,2 m; 20 – *Stelliferidium* sp.; głęb. 389,2 m

**Fig. 27.**

1 – *Rhopaliophora florida* Yin, Di Milia, Tongiorgi, 1998; głęb. 357,0 m; 2 – *Peteinosphaeridium robustiramosum* Tongiorgi, Yin, Di Milia, 1995; głęb. 363,2 m; 3 – *Solisphaeridium* sp.; głęb. 363,2 m; 4 – *Polygonium* sp.; głęb. 363,2 m; 5, 6 – *Aremoricanium rigaudae* Deunff, 1955; głęb. 353,1 m; 7 – *Polygonium* sp.; głęb. 377,3 m; 8 – *Rhopaliophora florida* Yin, Di Milia, Tongiorgi, 1998; głęb. 357,0 m; 9 – *Liliosphaeridium pocillum* Bagnoli, Ribecai, 2001; głęb. 363,2 m; 10 – *Baltisphaeridium lancettispinae* Górka 1969; głęb. 357,0 m; 11 – *Liliosphaeridium hypertrophicum* (Eisenack, 1976) Playford, Ribecai, Tongiorgi, 1995; głęb. 357,0 m

**Fig. 28.**

1 – *Rhopaliophora membrana* Li, 1987; głęb. 353,1 m; 2 – *Peteinosphaeridium* sp.; głęb. 353,1 m; 3 – *Rhopaliophora mamilliformis* Li, 1987; głęb. 353,1 m; 4 – *Peteinosphaeridium trifurcatum* (Eisenack, 1931) Eisenack, 1969; głęb. 353,1 m; 5 – *Peteinosphaeridium* sp.; głęb. 353,1 m; 6 – *Goniosphaeridium christianii* Kjellström, 1976; głęb. 353,1 m; 7 – *Sacculidium inornatum* Ribecai, Raevskaya, Tongiorgi, 2002; głęb. 357,0 m; 8 – *Liliosphaeridium hypertrophicum* (Eisenack, 1976) Playford, Ribecai, Tongiorgi, 1995; głęb. 357,0 m; 9 – *Baltisphaeridium calcispinae* Górka, 1969; głęb. 348,0 m; 10 – *Baltisphaeridium brevispinosum* (Eisenack, 1931) Eisenack, 1958; głęb. 348,0 m; 11 – *Liliosphaeridium hypertrophicum* (Eisenack, 1976) Playford, Ribecai, Tongiorgi, 1995; głęb. 348,0 m; 12 – *Baltisphaerosum dispar* (Turner, 1984) Uutela, Tynni, 1991; głęb. 353,1 m

Kanady (Martin, 1983) i USA (Tappan, Loeblich, 1971) oraz ordowiku górnego USA (Colbath, 1979, 1980) i Polski (Stempień-Szałek, 2011). *Ordovicidium heteromorphicum* rozpoznano w ordowiku środkowym Finlandii (Tynni, 1982), Szwecji (Kjellström, 1971; Górka, 1987) Wielkiej Brytanii (Turner, 1984), ordowiku środkowego i górnego Estoni (Uutela, Tynni, 1991) i ordowiku górnego Polski (Stempień-Szałek, 2011).

Wymienione taksony znane przede wszystkim z utworów ordowiku. Większość z nich występuje w utworach ordowiku górnego – sandbu.

Stan zachowania oraz morfologię oznaczonych okazów ilustrują figury 29, 30, 31.

W próbkce z głęb. 287,8 m oraz w 25 próbkach z głęb. 622,7–819,0 m pomimo drobiazgowych poszukiwań nie znaleziono oznaczalnych okazów mikroskamieniałości. W badanych preparatach stwierdzono jedynie występowanie fragmentów bezpostaciowej substancji organicznej. Uzyskane dane nie dają żadnych podstaw do oznaczenia wieku tego odcinka profilu (tab. 8, 9).

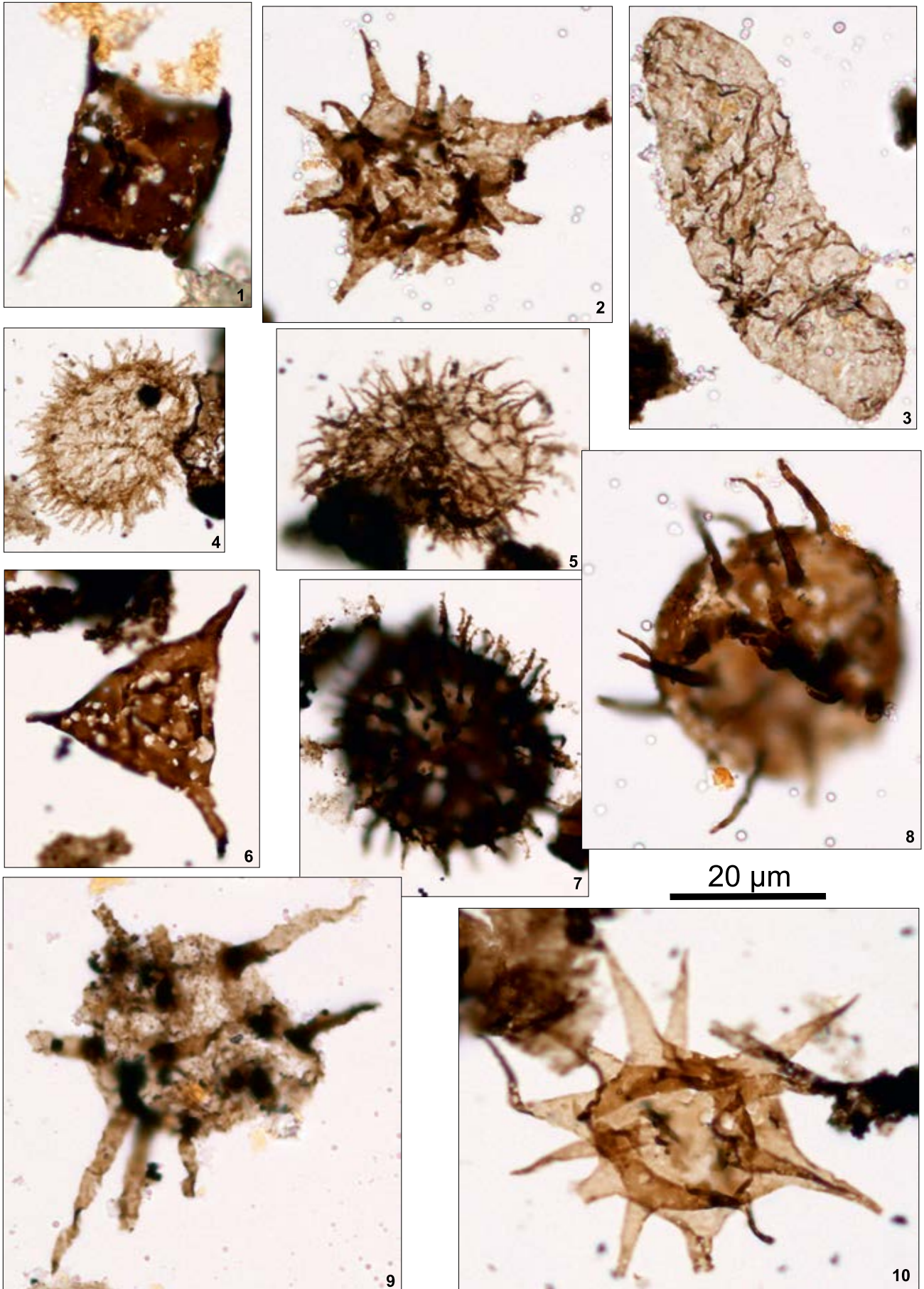


Fig. 29

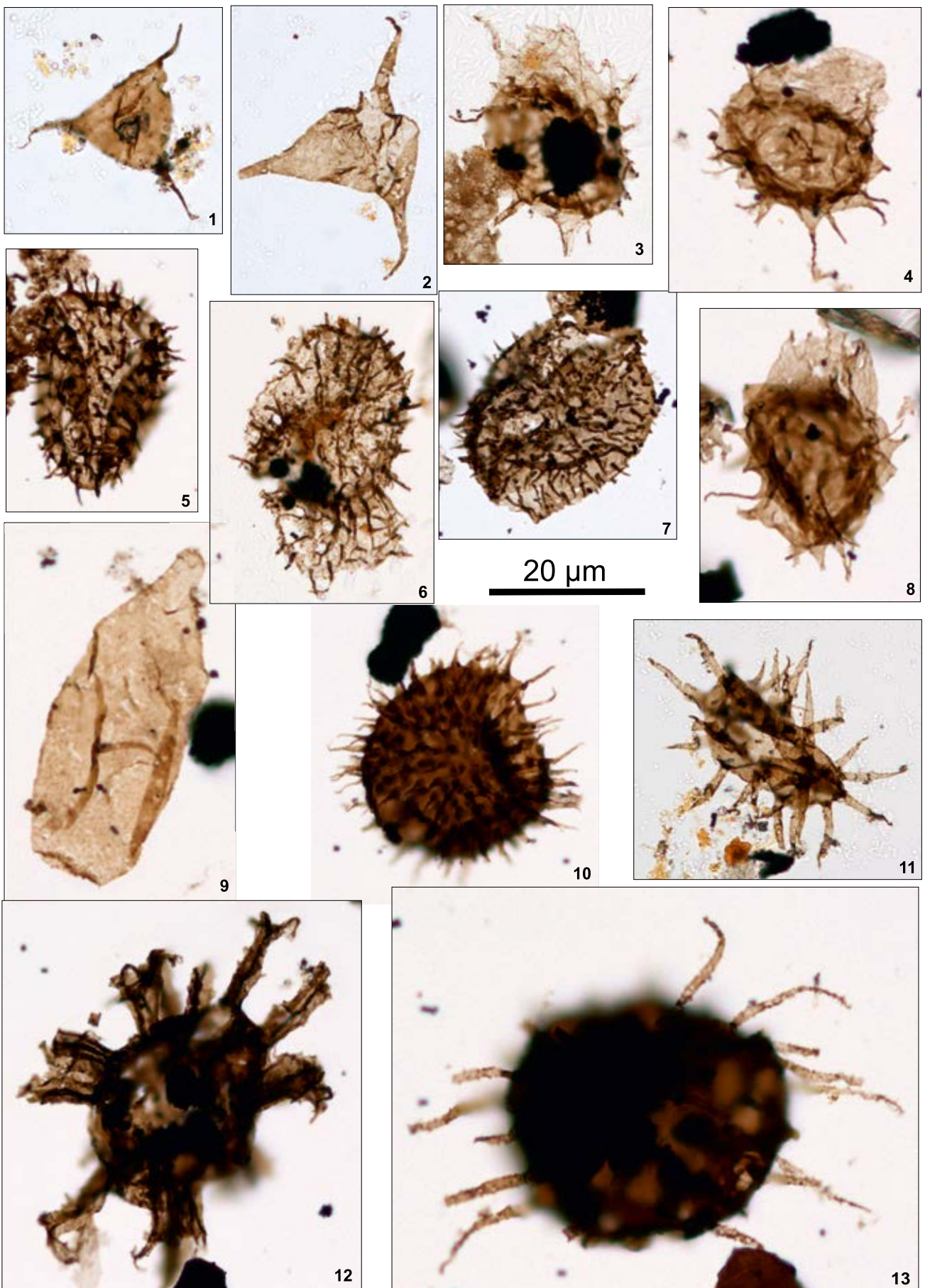


Fig. 30

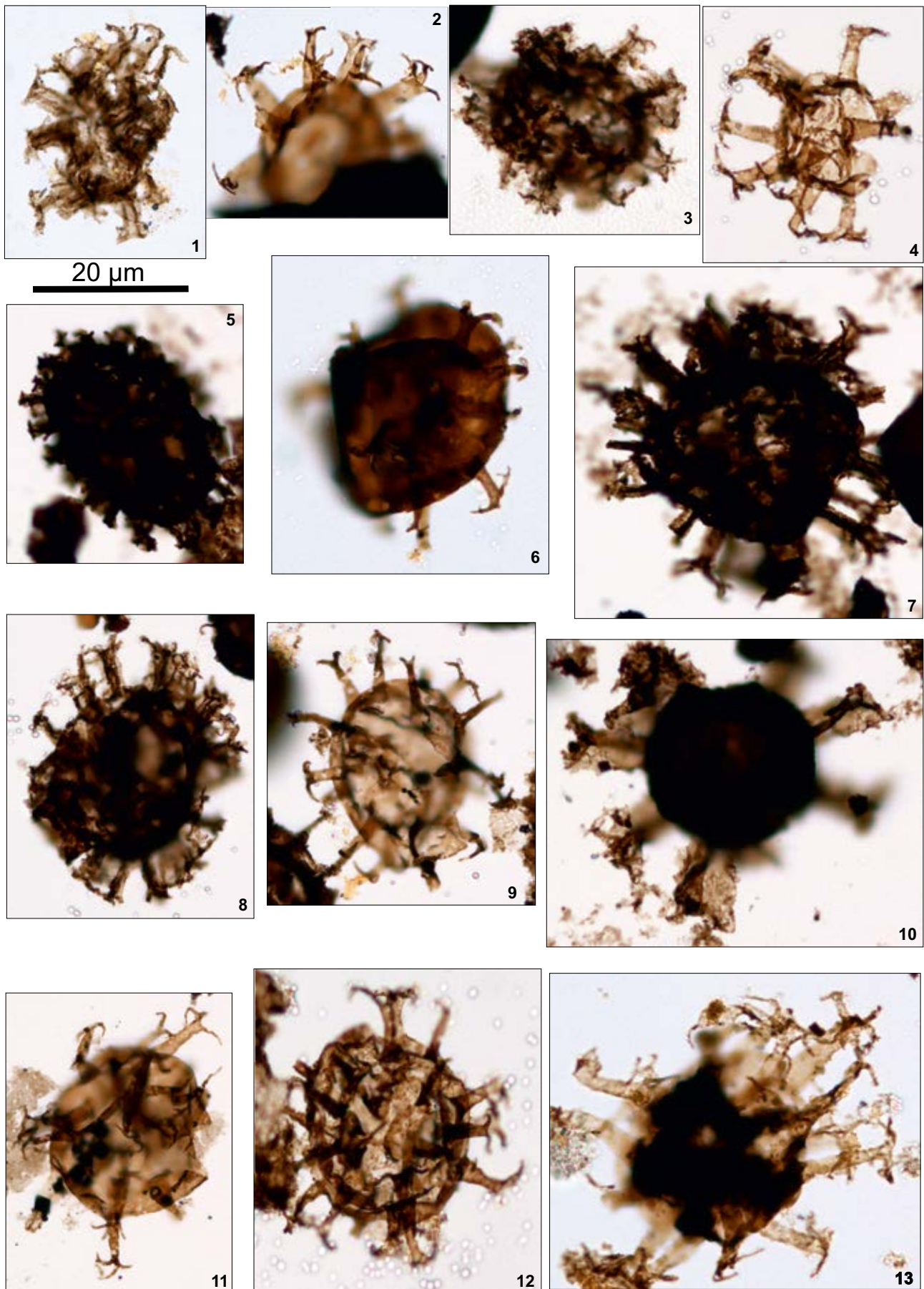


Fig. 31

**Fig. 29, 30, 31. Przykłady akritarch udokumentowane w górnym ordowiku (sandb)**

Examples of microflora from the Upper Ordovician (Sandbian)

**Fig. 29.**

1 – *Veryhachium* sp.; głęb. 297,0 m; 2 – *Polygonium* sp.; głęb. 318,0 m; 3 – *Navifusa silmilis* (Eisenack, 1965) Turner, 1984; głęb. 318,0 m; 4, 5 – *Baltisphaeridium brevispinosum* (Eisenack, 1931) Eisenack, 1958; głęb. 337,5 m; 6 – *Veryhachium reductum* Deunff, 1958; głęb. 297,0 m; 7 – *Baltisphaeridium brevispinosum* (Eisenack, 1931) Eisenack, 1958; głęb. 329,4 m; 8 – *Pachysphaeridium* sp.; głęb. 329,0 m; 9 – *Baltisphaerosum bystrentos* (Loeblich, Tappan, 1978) Turner, 1984; głęb. 338,0 m; 10 – *Polygonium polyacanthum* (Eisenack, 1965) Sarjeant, Stancliffe, 1994; głęb. 337,5 m

**Fig. 30.**

1, 2 – *Veryhachium reductum* Deunff, (1959) Downie, Sarjeant, 1963; głęb. 291,0 m; 3 – *Aremoricanium rigaudae* Deunff, 1955; głęb. 297,0 m; 4 – *Aremoricanium rigaudae* Deunff, 1955; głęb. 357,0 m; 5 – *Baltisphaeridium multipilosum* Eisenack (1931) 1958; głęb. 306,0 m; 6 – *Baltisphaeridium multipilosum* Eisenack (1931) 1958; głęb. 297,0 m; 7 – *Baltisphaeridium multipilosum* Eisenack (1931) 1958; głęb. 293,8 m; 8 – *Aremoricanium rigaudae* Deunff, 1955; głęb. 353,1 m; 9 – *Pirea levigata* Tongiorgi, Yin, Di Milia, 1995; głęb. 337,5 m; 10 – *Baltisphaeridium filosum* Kjellström, 1976; głęb. 337,5 m; 11 – *Polygonium* sp.; głęb. 291,0 m; 12 – *Lilosphaeridium hypertrophicum* (Eisenack, 1976) Playford, Rebecai, Tongorgi, 1995; głęb. 337,5 m; 13 – *Baltisphaeridium longispinosum longispinosum* (Eisenack, 1951) Górka, 1969; głęb. 337,5 m

**Fig. 31.**

1 – *Ordoviciidium heteromorphicum* (Kjellström, 1971) Loeblich, Tappan, 1978; głęb. 291,0 m; 2, 6 – *Ordoviciidium elegantulum* Tappan, Loeblich, 1971; głęb. 291,0 m; 3 – *Lilosphaeridium intermedium* (Eisenack, 1976) Playford, Ribecai, Tongiorgi, 1975; głęb. 297,0 m; 4, 12 – *Ordoviciidium elegantulum* Tappan, Loeblich, 1971; głęb. 318, 0 m; 5 – *Peteinosphaeridium* sp.; głęb. 306,0 m; 7 – *Peteinosphaeridium* sp.; głęb. 306,0 m; 8 – *Peteinosphaeridium* sp.; głęb. 318,0 m; 9 – *Ordoviciidium heteromorphicum* (Kjellström, 1971) Loeblich, Tappan, 1978; głęb. 318,0 m; 10 – *Lilosphaeridium brevicalex* Bagnoli, Ribecai, 2001; głęb. 306,0 m; 11 – *Ordoviciidium elegantulum* Tappan, Loeblich, 1971; głęb. 337,5 m; 13 – *Ordoviciidium heteromorphicum* (Kjellström, 1971) Loeblich, Tappan, 1978; głęb. 295,0 m

**Jolanta PACZEŚNA****ŚRODOWISKA DEPOZYCJI UTWORÓW ORDOWIKU**

W profilu utworów ordowiku wyodrębnia się kilka odcinków, różniących się zapisem sedymentologicznym.

Na głęb. 292,5–446,0 m dominują szarozielone lub zielone iłowce, rzadziej – iłowce o czarnym zabarwieniu. W stropowej części interwału występują szarozielone i czarne mułowce oraz nieliczne warstwy dolomitów. Cechą charakterystyczną iłowców szarozielonych jest regularna laminacja iłowcami ciemnoszarymi i czarnymi. W niektórych odcinkach profilu występuje nieregularne smugowanie szarozielonych iłowców ciemnoszarym materiałem ilastym. W całym, powyższym interwale laminy są często nieregularnie poprzerywane. Nieciągłość lamin jest spowodowana tektonicznie uruchomioną niestabilnością osadu, wywołaną prawdopodobnie wstrząsami sejsmicznymi.

Charakterystycznym elementem profilu są odcinki brekcji tektonicznych o znacznej miąższości, dochodzącej do 4,0 m. Brekcje zbudowane są z nieobtoczonych klastów piaskowców, dolomitów, iłowców i mułowców, spojonych iłowcem szarym lub szarozielonym. Opisane wyżej utwory noszą cechy typowych sejsmitów przy założonej, relatywnie niskiej amplitudzie wstrząsów.

W odcinku 394,2–429,55 m pojawiają się po raz pierwszy w profilu ordowiku środkowego, bardzo dla niego charakterystyczne olistostromy, czyli brekcje sedymentacyjne. Wspomniany wcześniej interwał profilu charakteryzuje się również silnym zaangażowaniem tektonicznym i wystąpieniem stref uskokowych, z którymi zapewne są związane olistostromy. Współwystępowanie zapisu tektonicznego

i sedymentologicznego wskazuje na aktywność sejsmiczną dna morskiego. W tym kontekście brekcje sedymentacyjne reprezentują utwory typu sejsmitów.

Większość zbrekcjowanych odcinków profilu litologicznego zbudowana jest z dużych, do 8 cm długości, nieobtoczonych klastów beżowego mułowca o nieregularnym kształcie, tkwiących w ciemnoszarym spoiwie ilastym, miejscami laminowanymi jasnobrązowymi laminami mułowca lub iłowca. W klastach mułowca wyraźnie widać laminację poziomą. Klasty są ostrokrawędziste, nie obtoczone.

W omawianym interwale głębokości, w utworach ordowiku występują stosunkowo liczne wkładki zkwarcytowanych, jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych o niewielkiej miąższości, dochodzącej do 5,0 cm. Wkładki piaskowcowe są w odcinku rozmieszczone nieregularnie.

Na głęb. 323,5–324,0 m, we wkładce piaskowca drobnoziarnistego, występuje przekątne warstwowanie o dużej skali. Na głęb. 335,0–336,0 m w iłowcach występują dwie wkładki piaskowca drobnoziarnistego o miąższości 5,0 cm warstwowane poziomo. Obecność warstwowania przekątnego i poziomego w piaskowcach wskazuje na krótkotrwały wzrost energii środowiska sedymentacji materiału piaszczystego. Warstwowanie poziome jest podkreślone ciemniejszym zabarwieniem. Na głęb. 340,0 m, w piaskowcu drobnoziarnistym, występuje pionowa, drobna jamka mieszkalna organizmu, wypełniona czarnym iłowcem.

W odcinku 364,0–365,0 m występuje zespół warstw silnie zkwarcytowanego piaskowca. Pojedyncze warstwy

Tabela 9

## Występowanie wybranych taksonów akritarch w utworach ordowiku

Occurrence of selected acritarcha taxa in the Ordovician deposits

Chronostratygrafia Chronostratigraphy				Wiek Age [Ma]	Głębokość Depth [m]
ORDOWIK	GÓRNY	Hirnant	Aszgil	443,7	
		Kat		449,0	
		Sandb	Karadok	460,9	287,8; 291,0; 292,1; 293,8; 295,0; 297,0; 304,0; 306,0; 310,0; 316,8; 318,0; 324,5; 329,0; 337,5; 338,0
	ŚRODKOWY	Darrivil	Lanwirn	468,1	348,0; 353,1; 357,0; 363,2; 366,0; 370,35; 372,35; 377,3; 389,2; 394,0; 394,5; 405,0; 414,0; 427,3; 439,0; 450,0
			Arenig	478,6	452,2; 457,0; 469,0; 474,3; 492,1; 505,5; 508,5; 509,5; 510,0; 521,1; 528,2; 562,0; 564,4; 588,5; 594,0; 594,5; 609,4
		Daping			
		Flo			
	DOLNY	Tremadok	Tremadok	488,3	
	?				622,7; 627,7; 637,6; 647,8; 658,4; 659,4; 665,5; 674,4; 674,5; 681,1; 685,4; 687,2; 693,0; 694,5; 699,0; 701,0; 704,0; 713,0; 735,0; 755,0; 762,0; 789,0; 796,0; 805,0; 819,0;
	EDIAKAR				826,0; 842,0; 866,0; 877,0; 877,3; 889,0; 901,0; 913,0; 932,0; 942,0; 967,0; 984,0; 1004,0; 1015,5; 1034,0; 1043,0; 1052,0; 1062,0; 1062,2; 1078,2; 1084,5; 1092,0; 1115,5; 1133,0; 1157,0; 1163,0; 1172,9; 1184,7; 1197,8; 1214,0; 1225,0; 1241,5; 1265,6; 1270,0; 1284,5; 1302,6; 1315,5; 1335,2; 1345,2; 1361,0; 1376,2; 1395,5; 1411,8; 1427,1; 1440,0; 1455,9; 1464,1; 1478,2; 1495,1; 1514,0; 1529,7; 1545,0; 1556,3; 1570,8; 1585,0; 1586,0; 1605,0; 1618,3; 1629,8; 1650,0

osiągają maksymalną miąższość do 30,0 cm. Piaskowiec jest laminowany ciemnoszarą substancją ilastą. Na głęb. 371,3–371,5 m występuje warstwa zlepieńca, w którym w ciemnoszarym iłowcu tkwią ostrokrawędziste klasty beżowego mułowca. Skała nosi cechy brekcji sedymentacyjnej.

Na głęb. 394,2–396,0 m pojawia się brekcja sedymentacyjna zbudowana z dużych, do 12,0 cm długości, kawałków mułowca beżowego. Klasty mułowca tkwią w ciemnoszarym spoiwie ilastym. W dużych klastach występuje wyraźna laminacja pozioma (fig. 32A), która wskazuje, że powolna sedymentacja mułu odbywała się z zawiesiny w bardzo spokojnych warunkach. Spoiwo ilaste jest miejscami laminowane laminami mułowca lub iłowca.

Na głęb. 411,4–411,7 m występuje wkładka jasnoszarego piaskowca drobnoziarnistego ze źle widoczną laminacją smużystą.

Od głęb. 446,0 m następuje wyraźna zmiana zabarwienia skał z szarzielonej na ciemnoszarą. W całym interwale do głęb. 519,0 m dominują szare i ciemnoszare iłowce, nieregularnie laminowane szarzielonym iłowcem lub jasnobrązowymi marglami dolomitycznymi oraz mułowcami (fig. 32B). Ciemniejsze laminy są rozmieszczone co 2–4 cm. Ku spągowi odcinka ciemnoszare laminy iłowca osiągają miąższość 2 cm, a laminy jasnoszar-zielone dochodzą do 3 mm miąższości. Na głęb. 470,0–472,0 m występuje wyraźna regularność laminacji. Ỉłowce są drobnolaminowane a laminy osiągają miąższość 1 mm. Na głęb. 471,0 m występują pakiety lamin o miąższości 1 cm, w których w stropie i spągu pakietu występują ciemne laminy o miąższości 2 mm, w środku pakietu występują cieńsze laminy jasnoszaro zielone o miąższości 1 mm.

Na głęb. 489,0–494,0 m pojawiają się jasnoszaro zielone iłowce, bardzo regularnie laminowane ciemnoszarymi iłowcami co 1 cm. W jasnoszaro zielonych odcinkach profilu iłowców cienkie laminy są porożrywane i nieregularnie rozmieszczone wskutek oddziaływania impulsów tektonicznych. Od głęb. 506,0–520,0 m w profilu pojawia się coraz więcej wkładek jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych, których ilość ku spągowi odcinka wyraźnie wzrasta.

Trzecim odcinkiem profilu, wyraźnie różniącym się cechami sedymentologicznymi od wyżej dwóch omówionych odcinków, jest odcinek na głęb. 520,0–647,0 m, gdzie wyraźnie dominują iłowce szare, przewarstwiające się z bardzo licznymi, cienkimi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych o niewielkiej miąższości 0,3–12,0 cm.

We wkładkach piaskowcowych występują bardzo cienkie zestawy przekątnej laminacji riplemarkowej o miąższości nieprzekraczającej 1 cm (fig. 32C) oraz laminacja smużysta (fig. 32Da; 33A). Oba typy laminacji są genetycznie związane z riplemarkami.

Ich powstanie jest wynikiem kilkukrotnego następowania po sobie faz działania prądu i faz jego zaniku (Dalrymple in., 1990). W fazie działania prądu, trakcyjnie zostaje doniesiony grubszy materiał piaszczysty. W fazie braku ruchu wody, z zawiesiny jest deponowany osad drobnoziarnisty, najczęściej muł.

Na głęb. 580,0–637,0 m skały mają charakter heterolitu piaskowcowo-iłowcowego. Cienkie warstwy iłowca, o miąższości 0,5 cm, przewarstwiają się z cienkimi warstwami piaskowca drobnoziarnistego o miąższości 0,2–0,3 cm (fig. 32D).

W cienkich warstwach piaskowców drobnoziarnistych występują nieliczne, drobne wielozestawy riplemarków wstępujących (fig. 32Db; 33B).

Riplemarki wstępujące powstają w warunkach intensywnej dostawy i bardzo szybkiej depozycji materiału niesionego w zawieszynie oraz równie gwałtownej, obfitej dostawie materiału trakcyjnego. Riplemarkowe struktury sedymentacyjne występują w bardzo licznych środowiskach sedymentacji, od przybrzeżnych środowisk równi pływowych, dla których są charakterystycznymi strukturami sedymentacyjnymi, po różnorodne środowiska głębokowodne, zlokalizowane poza szelfem kontynentalnym. O ich powstaniu decyduje przede wszystkim mechanika transportu materiału zawiesinowego i trakcyjnego.

W piaskowcach drobnoziarnistych są obecne nieliczne, pojedyncze, pionowe jamki mieszkalne organizmów. Ich obecność wskazuje na dobre warunki natlenienia, umożliwiające egzystencję organizmom filtrującym pokarm z zawiesiny.

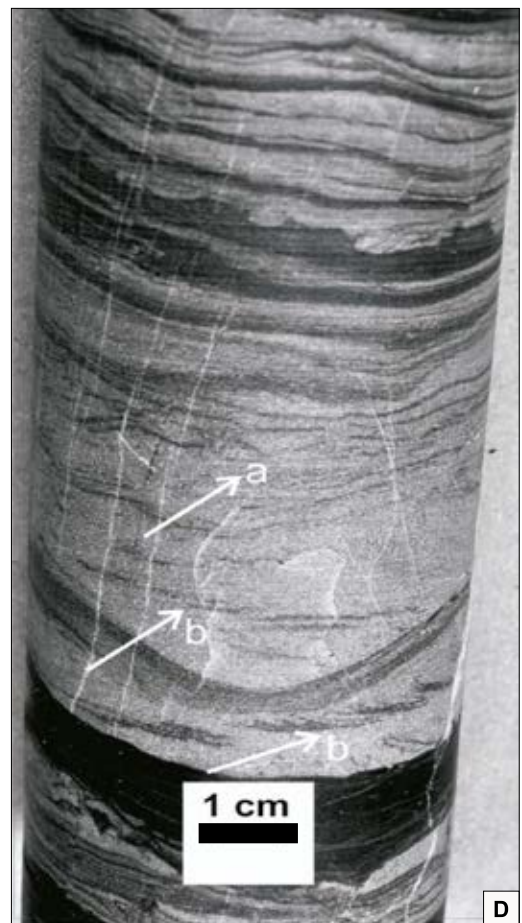
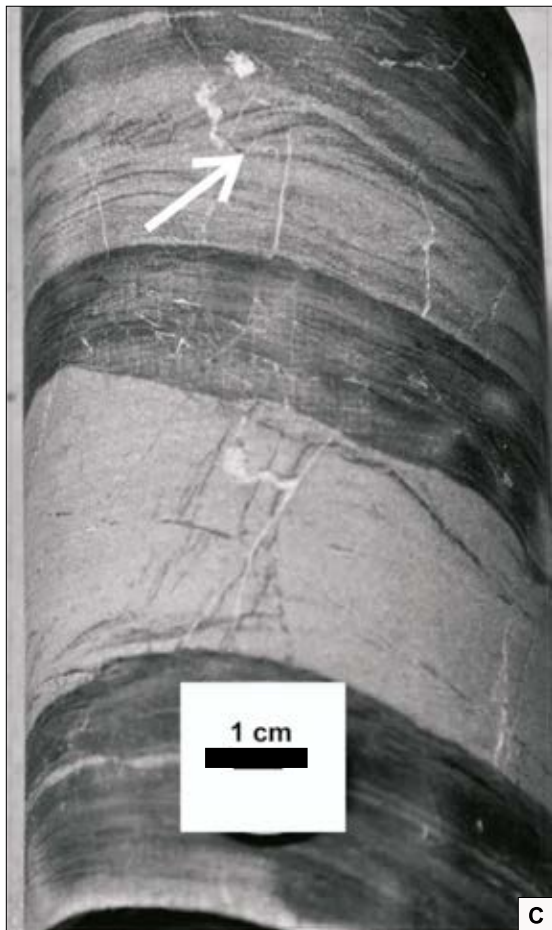
W omawianym interwale głębokości występuje dziesięć odcinków profilu o miąższości 0,2–4,0 m, zbudowanych z brekcji sedymentacyjnej. Brekcję budują szare, jasnobrązowe lub brązowe klasty iłowców i mułowców oraz nieliczne klasty zbudowane z piaskowców kwarcyticznych, spojone ciemnoszarym lub czarnym iłowcem. Klasty są najczęściej ostrokrawędziste, niekiedy lekko obtoczone, o rozmiarach 0,2–10,0 cm. Na głęb. 637,0–641,0 m w strefie tektonicznej występuje brekcja tektoniczna, zbudowana z ostrokrawędzistych klastów mułowca. Poniżej odcinka z brekcją tektoniczną występuje interwał przewarstwiających się piaskowców drobnoziarnistych z iłowcami, wśród

**Fig. 32. Charakterystyczne utwory i struktury sedymentacyjne w sukcesji ordowiku**

**A** – brekcja sedymentacyjna zbudowana z klastów mułowca i iłowca, w centralnie położonym kłaście mułowca widoczna delikatna laminacja pozioma, głęb. 394,0 m; **B** – poziomo laminowane mułowce i iłowce, głęb. 307,0 m; **C** – przekątna laminacja riplemarkowa w piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 598,0 m; **D** – laminacja smużysta (a) i riplemarki wstępujące (b) w piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 583,0 m

Characteristic deposits and sedimentary structures in the Ordovician succession

**A** – sedimentary breccia consists of mudstone and claystone clasts, in the central located clast delicate planar lamination visible, depth 394.0 m; **B** – planar laminated mudstones and claystones, depth 307.0 m; **C** – cross-ripple lamination in the fine-grained sandstone, depth 598.0 m; **D** – flaser lamination (a) and climbing ripple cross-lamination (b) in the fine-grained sandstones, depth 583.0 m





**Fig. 33. Charakterystyczne utwory i struktury sedymentacyjne w sukcesji ordowiku**

**A** – laminacja smużysta (białe strzałki) w piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 587,0 m; **B** – riplemarki wstępujące (białe strzałki) w piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 594,0 m; **C** – brekcja sedymentacyjna zbudowana z klastów piaskowca drobnoziarnistego, głęb. 580,0 m; **D** – brekcja sedymentacyjna zbudowana z klastów piaskowca drobnoziarnistego, głęb. 590,0 m

Characteristic deposits and sedimentary structures in the Ordovician succession.

**A** – flaser lamination (white arrows) in the fine grained sandstone, depth 587.0 m; **B** – climbing ripple cross-lamination (white arrows) in the fine-grained sandstone, depth 594.0 m; **C** – sedimentary breccia consists of fine-grained sandstone clasts, depth 580.0 m; **D** – sedimentary breccia consists of fine-grained sandstone clasts, depth 590.0 m

←

których pojawia się cienka warstwa brekcji sedymentacyjnej o miąższości 0,3 m.

Najniższy odcinek profilu ordowiku cechuje obecność bardzo miąższych interwałów zbudowanych z brekcji sedymentacyjnej o miąższości 9,0–34,0 m. Na głęb. 682,5–693,0 m występują również cienkie warstwy brekcji sedymentacyjnej o miąższości 0,2 cm, przewarstwiające się z czarnymi iłowcami. Brekcję we wszystkich odcinkach budują klasty mułowców i iłowców o szarym kolorze. Klasty są ostrokrawędziste, tkwią w ciemnoszarym spoiwie ilastym. Brekcja jest słabo zaangażowana tektonicznie.

W profilu ordowiku w otworze Bibiela PIG 1 występują dwa rodzaje brekcji sedymentacyjnych, różniące się składem litologicznym klastów. Część odcinków brekcji zawiera tylko klasty mułowcowe i iłowcowe. Mniej liczne są odcinki brekcji, w której obok klastów iłowcowych i mułowcowych występują klasty piaskowców kwarcyticznych lub związanych piaskowców drobnoziarnistych. Ostatnie z wymienionych są w przeciwieństwie do klastów iłowcowych i mułowcowych lekko obtoczone (fig. 33C).

Dwa różne rodzaje brekcji sedymentacyjnej mogą różnić się genezą. Brekcja sedymentacyjna zbudowana wyłącznie z klastów iłowcowych i mułowcowych ma charakter spływu w wyniku poślizgu masy osadu iłowcowo-mułowcowego (ang. *mud slide*) po lekko nachylonej powierzchni na dnie zbiornika morskiego. Brekcje zawierające obok klastów iłowcowych i mułowcowych lekko obtoczone klasty piaskowcowe reprezentują prawdopodobnie spływy masowe materiału okrucowego (ang. *debris flow*), powstałe w wyniku oddziaływania sił grawitacji na masy nieskonsolidowanego osadu, znajdujące się na nachylonej powierzchni dna morskiego (Einsle, 2000). W obu przypadkach uruchomienie systemu spustowego nastąpiło w wyniku aktywności tektonicznej, prawdopodobnie sejsmicznej dna morskiego.

Brekcje sedymentacyjne powstają w środowiskach głębokowodnych, na skłonach i u podnóża skłonów kontynentalnych. Są też częste na podmorskich skarpach uskoków synsedymentacyjnych w środowiskach głębokowodnych.

## Leszek KRZEMIŃSKI

### PETROGRAFIA I GEOCHEMIA NIEORGANICZNA OSADOWYCH SKAŁ ORDOWIKU

#### Material i metody badań

Charakterystyka petrograficzna oparta została na obserwacjach makroskopowych rdzenia wiertniczego oraz badaniach mikroskopowych 50 płytek cienkich odkrytych w świetle przechodzącym i odbitym (mikroskop polaryzacyjny Jenapol), w kilku przypadkach uzupełnionych analizą EDS w mikrosondzie elektronowej Hitachi SU3500 (anal. E. Krzemińska). Klasyfikację skał klastycznych oparto na terminologii Pettijohna i in. (1972), a nielicznych skał węglanowych na schemacie Dunhama (1962), w obu przypadkach w postaci uproszczonej przedstawionej przez Jaworowskiego (1987). Badania geochemiczne objęły 16 próbek skał osadowych ordowiku, wśród których przeważają różne odmiany iłowców (13 próbek), a ponadto pojedyncze próbki waki kwarcowej, szarowaki (waki litycznej) i skały krzemionkowej (czertu). Analizy chemiczne wykonano w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego. Pierwiastki główne i podrzędne oznaczono metodą fluorescencyjnej spektroskopii rentgenowskiej (XRF) z dyspersją długości fali za pomocą spektrometru Philips PW 2400 w próbkach

stapianych. Tą samą metodą XRF, ale w preparatach proszkowych prasowanych, oznaczono koncentracje 10 pierwiastków śladowych: Zn, Cu, Ga, V, Rb, Ba, Sr, Nb, Hf i Zr. Straty prażenia  $SO_3$ , Cl i F oznaczono metodą wagową (anal. I. Iwasińska-Budzyk). Koncentracje Cr, Co, Ni, Pb, Mo, U, Cd, As, Th, Sc, Y i czternastu pierwiastków ziem rzadkich (REE) oznaczono metodą spektrometrii mas z jonizacją w plazmie indukcyjnie sprzężonej (ICP-MS) przy użyciu spektrometru Perkin Elmer ELAN DRC II, po uprzednim pełnym rozkładzie kwasowym próbek z HF (anal. D. Karmasz). Zawartość węgla całkowitego (TC) i całkowitego węgla organicznego (TOC) oznaczono metodą miareczkowania kulometrycznego (anal. M. Jaskólska). Dokładność oznaczeń (odtwarzalność) pierwiastków głównych jest w granicach 1–4%, większości pierwiastków śladowych analizowanych metodą XRF 1–8% i Hf 20%. Dokładność analityczna w metodzie ICP-MS jest w przedziale 5–8% dla Th, Ce, Pr i Nd, 11–18% dla Sc, Y, La, Sm, Eu i Gd oraz 22–27% dla ciężkich REE od Tb do Lu. Precyzja analityczna (niepewność powtarzalności) w metodzie XRF jest w granicach 0,1–1% dla pierwiastków głównych, 0,5–4% dla większości pierwiastków śladowych,

7% dla Hf i 10% dla Cr, natomiast w metodzie ICP-MS dla wszystkich analizowanych pierwiastków w przedziale 0,5–3%.

### Charakterystyka petrograficzna

#### Arenity i waki kwarcowe oraz pyłowce

W tej grupie przeważają drobno- i bardzo drobnoziarniste arenity kwarcowe o spoiwie typu cementu kwarcowego, często z domieszką spoiwa syderytowego lub syderoplesytowego, mineralogicznie i strukturalnie dojrzałe, zawierające ultrastabilny zespół minerałów ciężkich. Arenity najliczniej występują na głęb. 269,3–284,7 m (ok. 40% profilu), gdzie w skałach ilastych tworzą ławice o miąższości od 20 cm do 2,1 m. Powszechna laminacja i mikrolaminacja smużysta i niekiedy soczewkowa wskazuje na słabą działalność prądów sztormowych. W stropowej części tego odcinka profilu spotyka się ponadto gruboziarniste pyłowce i bardzo drobnoziarniste waki kwarcowe, również mineralogicznie dojrzałe. Piaskowce i pyłowce tego interwału mogły być deponowane w środowisku otwartego szelfu (szelf proksymalny?). Cienko- i średnioławicowe arenity licznie reprezentowane są także na głęb. 553,2–649,1 m. W próbce z głęb. 626,2 m napotkano śladowe ilości okruchów felzytowych i maficznych skał wulkanicznych. Obecna w tym interwale mikrolaminacja smużysta arenitów i spotykane niekiedy warstwowanie przekątne i laminy wzbogacone w minerały ciężkie mogą wskazywać na słaby udział falowania sztormowego w środowisku szelfu dystalnego. Kwarcowe arenity występują także w niewielkiej ilości na głęb. 493–534 m, gdzie tworzą dość liczne, ale cienkie ławice o miąższości 5–25 cm (8,5% profilu), oraz na głęb. 290,4–493 m w postaci ławic o miąższości 1,5–50 cm (2% profilu). W tym ostatnim odcinku, zdominowanym przez sedymentację materiału ilasto-krzemionkowego, reprezentują one zapewne warstwy tempestitów w środowisku górnego skłonu kontynentalnego, gdzie szczególnie silne prądy sztormowe powodowały przerzucanie materiału drobnopiaszczystego poza krawędź szelfu.

#### Opis próbek

**Próbka Bib-253 (głęb. 272,5 m).** Zielonawoszary pyłowiec piaszczysty, gruboziarnisty o znacznej zawartości bardzo drobnoziarnistej frakcji piaszczystej i niewielkiej ilości pyłowej frakcji drobnoziarnistej. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max}=0,20$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}}=0,06$  mm. Materiał ilasty stanowi ok. 20% spoiwa porowego typu matriks. Lokalnie w skali preparatu skała ma charakter bardzo drobnoziarnistego arenitu kwarcowego lub bardzo drobnoziarnistej waki kwarcowej. Ziarna kwarcu są ostrokrawędziste i półobtoczone, a materiał ziarnowy jest dobrze wysortowany. Szkielet ziarnowy obejmuje kwarc i muskowitz oraz akcesoryczne skalenie (w tym mikroklin), turmalin, cyrkon, tlenowodorotlenki żelaza i tlenki tytanu. Niezbyt liczne są zdeformowane fragmenty brunatnych ilowców, które mają charakter intraklastów, a gdy są silniej rozrta tworzą pseudomatriks. Mikrolaminacja smużysta jest niezbyt wyraźna i nieregularna.

**Próbka Bib-256 (głęb. 275,4 m).** Ciemnoszara waka kwarcowa bardzo drobnoziarnista z laminacją smużystą i soczewkową. Część lamin ma charakter mułowców. Zawartość spoiwa typu matriks jest zmienna w poszczególnych laminach. Spoiwo stanowi średnio ok. 50% objętości skały. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max}=0,30$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}}=0,08$  mm. Ziarna kwarcu są przeważnie ostrokrawędziste, rzadziej półobtoczone, a materiał ziarnowy jest dobrze wysortowany. Szkielet ziarnowy obejmuje kwarc, muskowitz, niewielką ilość skaleni oraz akcesorycznie brunatne okruchy skał krzemionkowych i ilowców w roli pseudomatriks oraz turmalin i cyrkon. Bardzo mała jest również zawartość rozproszonej substancji organicznej. Obecne są pograży o średnicy ok. 6 mm, zbudowane z drobnoziarnistego arenitu kwarcowego o spoiwie głównie kwarcowym, rzadziej ilastym.

**Próbka Bib-259 (głęb. 278,5 m).** Jasnoszary arenit kwarcowy drobnoziarnisty, laminowany równolegle ciemnoszarymi wakami kwarcowymi i mułowcami. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max}=0,38$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}}=0,18$  mm. Ziarna kwarcu są zazwyczaj ostrokrawędziste, rzadziej półobtoczone, a materiał ziarnowy jest dobrze wysortowany. Przeważa spoiwo o charakterze cementu kwarcowego przy skąpej zawartości spoiwa ilasto-pyłowego, a lokalnie także węglanowego. Część porów wypełniona jest kryptokrystaliczną krzemionką. Szkielet ziarnowy obejmuje kwarc, w tym nieliczne ziarna polikrystaliczne, okruchy węglanowych mikrytów, rzadziej sparytów oraz akcesoryczne skalenie, muskowitz, turmalin, cyrkon, hematyt i rutyl. Skała pocięta jest przez liczne żyłki o grubości do 2 mm, węglanowe i węglanowo-kwarcowe z wypełnieniami chalcedonowymi.

**Próbka Bib-263 (głęb. 282,5 m).** Jasnoszary arenit kwarcowy drobnoziarnisty o niewyraźnej mikrolaminacji smużystej. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max}=0,35$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}}=0,15$  mm. Ziarna kwarcu są zazwyczaj półobtoczone, a materiał ziarnowy jest bardzo dobrze wysortowany. Spoiwo piaskowca ma głównie charakter cementu kwarcowego przy bardzo podrzędnym udziale spoiwa ilastego typu matriks i śladowej ilości spoiwa węglanowego i żelazistego. Szkielet ziarnowy stanowi kwarc, nieliczne skalenie i muskowitz, a ponadto akcesoryczne ilości cyrkonu, turmalinu, brunatnego spinelu chromowego, anatazu, tlenowodorotlenków żelaza oraz okruchów skał krzemionkowych, węglanowych i ilowców.

**Próbka Bib-535 (głęb. 554,0 m).** Jasnobrązowoszary arenit kwarcowy, bardzo drobnoziarnisty z mikrolaminacją smużystą i soczewkową oraz warstwowaniem przekątnym. Część mikrosoczewek jest hydraulicznie wzbogacona w ziarna cyrkonu i turmalinu. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max}=0,23$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}}=0,08$  mm. Ziarna kwarcu są w większości półobtoczone, a materiał ziarnowy jest bardzo dobrze wysortowany. Przeważa spoiwo w postaci cementu kwarcowego, a podrzędne jest spoiwo syderytowe lub syderoplesytowe z bardzo małym udziałem ilastej matriks. Szkielet ziarnowy obejmuje kwarc, pospolity muskowitz, drobne okru-

chy mikrytowych skał węglanowych, skał ilasto-krzemionkowych i węglanowo-krzemionkowych. W ilości akcesorycznej występują skalenie, turmalin, cyrkon, fragmenty fosforanowe i tlenowodorotlenki żelaza. Obecne są prostopadłe do laminacji żyłki węglanowe i węglanowo-kwarcowe, niekiedy z udziałem mikrokrystalicznej krzemionki.

**Próbka Bib-540 (głęb. 559,2 m).** Jasnoszary arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty z niewielkim udziałem ilastej matriks (<10% obj.). Obecna jest mikrolaminacja smużysta, spowodowana obecnością cienkich lamin bardzo drobnoziarnistej waki kwarcowej. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max} = 0,28$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,08$  mm. Ziarna kwarcu są w większości półobtoczone i obtoczone, a materiał ziarnowy jest bardzo dobrze wysortowany. Szkielet ziarnowy obejmuje kwarc, podrzędny muskowitz, nieliczne skalenie i minerały akcesoryczne turmalin, cyrkon, apatyt i brunatny spinel chromowy (śladowo). Żyłki węglanowe i węglanowo-kwarcowe osiągają grubość 6 mm.

**Próbka Bib-590 (głęb. 609,4 m).** Jasnoszary arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty laminowany ciemniejszym materiałem o składzie bardzo drobnoziarnistych wak kwarcowych. Dodatkowo obecna jest mikrolaminacja w postaci ciemniejszych, cienkich smug wzbogaconych w minerały ciężkie, m.in. anataz i apatyt. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max} = 0,35$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,09$  mm. Ziarna kwarcu są w większości półobtoczone, a materiał ziarnowy jest bardzo dobrze wysortowany. Przeważa spoiwo w postaci cementu kwarcowego, a podrzędne jest spoiwo syderytowe lub syderoplesytowe z bardzo małym udziałem ilastej matriks. Szkielet ziarnowy obejmuje kwarc, pospolity muskowitz i bladozielony łuszczek, drobne okruchy mikrytowych skał węglanowych, skał ilasto-krzemionkowych i węglanowo-krzemionkowych. W ilości akcesorycznej występują skalenie, turmalin, cyrkon, apatyt, fragmenty fosforanowe i tlenowodorotlenki żelaza. Pospolite są diagenetyczne węglany oraz liczne drobne agregaty fyllokrzemianowe.

**Próbka Bib-607 (głęb. 626,2 m).** Jasnoszary arenit kwarcowy, bardzo drobnoziarnisty, laminowany ciemniejszym materiałem mułowcowym. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max} = 0,40$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,08$  mm. Ziarna kwarcu są w większości półobtoczone, a materiał ziarnowy jest bardzo dobrze wysortowany. Przeważa spoiwo w postaci cementu kwarcowego, a podrzędne jest spoiwo syderytowe. Skład szkieletu ziarnowego obejmuje kwarc, pospolity muskowitz i jasnozielony łuszczek, drobne okruchy skał ilasto-krzemionkowych i mułowców. Pospolite są kryptokrystaliczne agregaty fyllokrzemianowe, zielone i brunatne, oraz węglany diagenetyczne. Sporadycznie spotyka się okruchy maficznych i felzytowych skał wulkanicznych. W ilości akcesorycznej występują skalenie, turmalin, cyrkon, apatyt, czerwono-brązowe fragmenty fosforanowe i tlenowodorotlenki żelaza. Skała jest silnie impregnowana żyłowym kwarcem.

**Próbka Bib-627 (głęb. 646,1 m).** Zielony arenit kwarcowy, bardzo drobnoziarnisty, bezstruktury. Największe ziar-

no kwarcu  $d_{\max} = 0,30$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,08$  mm. Ziarna kwarcu są w większości półobtoczone, a materiał ziarnowy jest bardzo dobrze wysortowany. Przeważa spoiwo typu cementu kwarcowego, a podrzędne jest spoiwo ilasto-żelaziste i węglanowe. Lokalnie występuje spoiwo pirytowe. Piryt tworzy także nagromadzenia związane z systemem żyłek węglanowych. Szkielet ziarnowy obejmuje kwarc, pospolity muskowitz, rzadziej łuszczek bladozielony, nieliczne skalenie, bardzo małe okruchy skał ilasto-krzemionkowych i akcesoryczne turmalin, cyrkon, anataz i rutil. Pospolite są diagenetyczne mikrokrystaliczne agregaty fyllokrzemianowe, brunatne i zielone.

#### Waki lityczne i mułowce piaszczyste

Do grupy tej należą występujące tylko w dolnej części profilu ordowiku bardzo drobnoziarniste piaskowce i mułowce piaszczyste, strukturalnie i mineralogicznie niedojrzałe, tworzące laminy i cienkie przewarstwienia o maksymalnej miąższości 10 cm w plastycznie zdeformowanych czarnych iłowcach o charakterze utworów osuwiskowych. Środowisko sedimentacji interpretowane jest jako dolna część skłonu przy aktywnej krawędzi kontynentalnej.

#### Opis próbek

**Próbka Bib-666 (głęb. 685,7 m).** Ciemnoszara waka lityczna bardzo drobnoziarnista, częściowo średnioziarnista, z silnie zaburzonymi przerostami mułowcowymi i warstewkami iłowca. Możliwe jest zaburzone warstwowanie frakcjonalne. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max} = 0,85$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,08$  mm, a lokalnie 0,35 mm. Ziarna kwarcu są w większości ostrokrawędziste, rzadziej półobtoczone, a materiał ziarnowy jest słabo wysortowany. Zawartość spoiwa typu matriks jest bardzo zmienna od ok. 20% do ponad 30% obj. W składzie szkieletu ziarnowego przeważa kwarc, ale liczne są także plagioklasy i skalenie potasowe, okruchy skał głównie wulkanicznych felzytowych, rzadziej maficznych oraz skał głębinowych, iłowców, metamułowców, skał krzemionkowych i węglanowych. W ilościach akcesorycznych występują bioklasty fosforanowe, apatyt, turmalin, cyrkon, muskowitz, biotyt, tlenki żelaza i tytanu. Liczne są mikrokrystaliczne agregaty chlorytowe lub glaukonitowe oraz drobne skupienia mikroframboidów pirytowych o średnicy rzędu 0,01–0,02 mm.

**Próbka Bib-684 (głęb. 703,8 m).** Czarny mułowiec piaszczysty, przewarstwiający się ze zlepionym drobno-okruchowym. Materiał ilasty stanowi ok. 60% obj. mułowca. Największe ziarno kwarcu  $d_{\max} = 0,30$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,06$  mm. Ziarna kwarcu są w większości ostrokrawędziste, rzadziej półobtoczone. W składzie materiału pyłowo-piaszczystego występują kwarc, skalenie, okruchy skał głównie wulkanicznych, bioklasty fosforanowe, tlenki żelaza, zielone agregaty fyllokrzemianowe, nieliczne organiczne okruchy węglanowe oraz akcesoryczny muskowitz i tlenki tytanu. Pospolite są fragmenty substancji organicznej, przeważnie wydłużone, odpowiedzialne za wykształcenie się

mikrolaminacji smużystej, a także drobne framboidalne skupienia pirytowe.

#### Łowce i iłowce krzemionkowe

Odmiana iłowców krzemionkowych zielonoszarych, rzadziej ciemnoszarych do czarnych, charakteryzuje się przeważnie bardzo małą zawartością materiału piaszczysto-pyłowego poniżej 1% obj. Udział w ich składzie krzemionki biogenicznej waha się od ok. 25 do 60% całkowitej zawartości  $\text{SiO}_2$  (zob. Geochemia nieorganiczna). Iłowce krzemionkowe występują na głęb. 290,4–534 m, gdzie stanowią 90–95% profilu osadowego obok cienkich przeławień bardzo drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych i brekcji intraklastycznych (odpowiednio ok. 2% i 3% profilu na głęb. 290,4–493 m). Szczególnie duży jest udział krzemionki biogenicznej w górnej części tego odcinka, gdzie występują także ławice dolomitów krzemionkowych i skał krzemionkowych. W dolnej części odcinka, na głęb. 493–534 m, udział materiału piaszczysto-pyłowego wzrasta do 1–3% obj. Wykształcenie osadów tej odmiany wskazuje na powolną sedymentację prawie wyłącznie z zawiesiny w słupie wody, ale przy udziale bardzo słabych prądów trakcyjnych o czym świadczy powszechna laminacja smużysta i miejscami soczewkowa, początkowo w środowisku szelfu dystalnego (493–534 m), a następnie na krawędzi szelfu i w górnej części skłonu pasywnej krawędzi kontynentalnej (290,4–493 m). Na głęb. 550,9–649,1 m występują ciemnoszare do czarnych, rzadziej szarzielone iłowce nie zawierające biogenicznej krzemionki, wyraźnie bogatsze w materiał piaszczysto-pyłowy, którego udział wynosi 3–5% obj. Wchodzą one w skład cienko- i średnioławicowego kompleksu piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowego, deponowanego prawdopodobnie w dystalnej strefie otwartego szelfu. Na głęb. 271,0–290,4 m występuje odmiana laminowanych iłowców również nie zawierających biogenicznej krzemionki, szarzielonych i szarych, w której znaczny udział materiału piaszczysto-pyłowego dochodzi do 30% obj. Iłowce te tworzą przeławienia o miąższości dochodzącej do 3,9 m w kompleksie bardzo drobnoziarnistych arenitów i wak kwarcowych oraz pyłowców, gdzie stanowią ok. 50% profilu. Odmiana ta interpretowana jest jako osad deponowany w środowisku bardziej proksymalnego szelfu otwartego. Swoisty charakter mają czarne iłowce nie zawierające substancji krzemionkowej, o bardzo zmiennym udziale materiału piaszczysto-pyłowego od ok. 1 do 10% obj. i znacznej zawartości  $\text{Na}_2\text{O}$  (zob. Geochemia nieorganiczna). Na głęb. 649,1–708,1 m tworzą one przeławienia różnej miąższości (od 20 cm do 12,5 m; ok. 50% profilu) z brekcją polimiktyczną. Typowe dla tych iłowców są plastyczne deformacje synsedymentacyjne, klasty jasnoszarych iłowców i drobnoziarnistych piaskowców oraz cienkie przewarstwienia i laminy szarych mułowców piaszczystych i różnoziarnistych wak litycznych, mineralogicznie i strukturalnie niedojrzałych. Mają one znamiona utworów osuwiskowych w dolnej części skłonu aktywnej krawędzi kontynentalnej lub na stożku wewnętrznym, w górnych partiach głębokomorskich stożków napływowych.

#### Opis próbek

**Próbka Bib-255 (głęb. 274,5 m).** Ciemnoszary iłowiec laminowany drobnoziarnistym arenitem kwarcowym przechodzącym w wakę kwarcową. Interwały iłowcowe, obok obfitej frakcji pyłowo-piaszczystej, zawierają ponad 70% obj. materiału ilastego, głównie illitowego, zabarwionego tlenowodorotlenkami żelaza. Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,18$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,05$  mm. Ziarna kwarcu są ostrokrawędziste i półobtoczone. W składzie mineralnym oprócz kwarcu występuje podrzędny muskowit, nieliczne ziarna skaleni i grudki substancji organicznej oraz okruchy mułowca i bardzo drobnoziarnistej waki kwarcowej. Szkielet ziarnowy lamin psamitowych obejmuje kwarc, muskowit, nieliczne skalenie, okruchy iłowców, substancję organiczną i akcesoryczne turmalin, cyrkon i śladową ilość chlorytu.

**Próbka Bib-265 (głęb. 284,8 m).** Zielonoszary iłowiec bez mikrostruktur sedymentacyjnych, zawierający ok. 30% obj. materiału piaszczysto-pyłowego. Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,30$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,04$  mm. Materiał ilasty illitowy jest produktem silnej diagenetycznej metasomatozy potasowej. Skład mineralny frakcji pyłowo-piaszczystej obejmuje ostrokrawędziste ziarna kwarcu, drobne blaszki muskowitu, nieliczne skalenie i akcesoryczne ziarna turmalinu, tlenków żelaza i tytanu oraz cyrkonu. Skała zawiera bardzo mało substancji organicznej oraz pozbawiona jest okruchów fosforanowych.

**Próbka Bib-277 (głęb. 296,6 m).** Ciemnoszary iłowiec krzemionkowy laminowany iłowcem zielonawoszarym. W obrazie mikroskopowym widoczna jest mikrolaminacja smużysta podkreślona przez substancję organiczną. Skała zawiera ok. 1% obj. materiału piaszczysto-pyłowego. Główną masę stanowi illitowy materiał ilasty i rozproszona krzemionka biogeniczna, w analizie mikroskopowej trudna do oszacowania pod względem ilościowym. Analiza chemiczna skały wskazuje, że zawartość krzemionki biogenicznej może dochodzić do 44% wag.  $\text{SiO}_2$  (co odpowiada 55% całkowitej zawartości  $\text{SiO}_2$ ). Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,10$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,03$  mm. Skład mineralny frakcji pyłowo-piaszczystej obejmuje półobtoczone i ostrokrawędziste ziarna kwarcu, muskowit, okruchy fosforanowe, pojedyncze skorupki radiolari z wypełnieniem kwarcem mezokrystalicznym, kwarcowe igły gąbek, nieliczne agregaty fyllokrzemianowe typu glaukonitu. Nieciągle smugi wzbogacone są w wąskie strzępy substancji organicznej, gdzieś tam słabo spirytyzowanej. W postaci rozproszonej obecne są mikroframboidy pirytowe o średnicy najczęściej ok. 0,01 mm. Liczne są mikrożyłki węglanowe i wypełnione kwarcem mezokrystalicznym.

**Próbka Bib-305 (głęb. 324,1 m).** Zielonoszary iłowiec krzemionkowy nieregularnie laminowany iłowcem ciemnoszarym. W obrazie mikroskopowym widoczna jest bardzo słaba

ba mikrolaminacja smugowa. Skała prawie w całości składa się z illitowego materiału ilastego i krzemionki biogenicznej, która może stanowić do 58% całkowitej zawartości  $\text{SiO}_2$ . Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,10$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,03$  mm. Materiał piaszczysto-pyłowy w ilości poniżej 1% obj. obejmuje głównie kwarc oraz nieliczne bioklasty fosforanowe o wielkości maksymalnej 0,2 mm, muskowitz, kwarcowe i chalcedonowe wypełnienia skorupki radiolarii, niekiedy sfosfatyzowane oraz igły gąbek.

**Próbka Bib-326 (głęb. 345,3 m).** Szrozielony iłowiec krzemionkowy z wyraźną laminacją smużystą i soczewkową. Skała prawie w całości składa się z illitowego materiału ilastego i krzemionki biogenicznej, która może stanowić do 40% całkowitej zawartości  $\text{SiO}_2$ . Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,12$  mm. Materiał piaszczysto-pyłowy w ilości znacznie poniżej 1% obj. obejmuje kwarc, muskowitz, bardzo małą ilość drobnych fragmentów fosforanowych i chalcedonowe wypełnienia skorupki radiolarii. Charakterystyczne są mikrożyłki kwarcowo-chalcedonowe, niekiedy z udziałem węglanów. Bardzo podobne są próbki szarozielonawych i zielonawoszarych iłowców krzemionkowych Bib-378 (głęb. 397,6 m) i Bib-381 (głęb. 400,1 m).

**Próbka Bib-334 (głęb. 353,4 m).** Zielonoszary iłowiec krzemionkowy laminowany iłowcem ciemnoszarym, zawierający poniżej 1% obj. materiału piaszczysto-pyłowego. Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,15$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,03$  mm. Obecne są pojedyncze, bardzo drobne bioklasty fosforanowe i chalcedonowe wypełnienia skorupki radiolarii oraz igły gąbek. Skała zawiera śladową ilość substancji organicznej z kulistymi mikrokonkreccjami pirytowymi o średnicy ok. 0,02 mm oraz liczne żyłki węglanowe z rozproszoną mineralizacją pirytową.

**Próbka Bib-349 (głęb. 368,2 m).** Zielonoszary do szarozielonego iłowiec krzemionkowy prawie bez udziału materiału piaszczysto-pyłowego, podobny do próbek 305, 326, 334. Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,20$  mm. Obecna jest bardzo nieregularna laminacja iłowcem ciemnoszarym, tektonicznie zaburzona. Liczne mikrożyłki i soczewki kwarcu mikro- i mezokrystalicznego.

**Próbka Bib-354 (głęb. 373,5 m).** Ciemnoszary iłowiec krzemionkowy z nieregularną mikrolaminacją smużystą spowodowaną nagromadzeniem niewielkiej ilości substancji organicznej, podobny do próbki 277. W illitowym materiale ilastym rozproszony jest materiał piaszczysto-pyłowy w ilości 1–2% obj. Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,16$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}} = 0,06$  mm. Substancja organiczna jest słabo spirytywana z mikrokonkreccjami o średnicy 0,01 mm. Nieliczne są skorupki radiolarii zbudowane z mezokrystalicznego kwarcu, fragmenty mikroorganizmów z krzemionki bezpostaciowej oraz bioklasty fosforanowe. Liczne są mikrożyłki węglanowe i wypełnione kwarcem mikro- i mezokrystalicznym.

**Próbka Bib-358 (głęb. 377,5 m).** Zielonoszary do szarozielonego iłowiec krzemionkowy prawie bez udziału materiału piaszczysto-pyłowego, podobny do próbki 349. Zawiera bardzo liczne mikrożyłki kwarcowe, częściowo mikrokrystaliczne.

**Próbki Bib-411 (głęb. 430,5 m), Bib-417 (głęb. 436,1 m), Bib-423 (głęb. 442,5 m).** Zielonoszare do szarozielonego iłowce krzemionkowe z zawartością materiału piaszczysto-pyłowego poniżej 1% obj. Obecna jest mniej lub bardziej wyraźna laminacja i mikrolaminacja smugowa. Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,15$  mm. W próbce Bib-411 ciemniejsze laminy wzbogacone są w fosforanowe okrucy organiczne, w tym fragmenty skorupki małżoraczków. Pospolite są chalcedonowe skorupki radiolarii i elementy szkieletowe gąbek. Spotyka się także skorupki radiolarii(?) zbudowane z ciemnej substancji organicznej, wypełnione kwarcem lub chalcedonem. Skąpo rozproszona substancja organiczna zawiera kuliste mikrokonkreccje pirytowe, które są także rozproszone w illitowej masie ilastej.

**Próbka Bib-443 (głęb. 462,1 m).** Ỉłowiec krzemionkowy jasnoszary z odcieniem zielonym, niewyraźnie laminowany nieco ciemniejszym materiałem ilastym, z mikrolaminacją smużystą. W illitowym materiale ilastym rozproszony jest materiał piaszczysto-pyłowy w ilości ok. 1% obj. Skała prawie w całości składa się z illitowego materiału ilastego i krzemionki biogenicznej, która może stanowić do 45% całkowitej zawartości  $\text{SiO}_2$ . Materiał ziarnowy o największym ziarnie kwarcu  $d_{\text{max}} = 0,13$  mm obejmuje ponadto drobne blaszki muskowitzu, pojedyncze chalcedonowe skorupki radiolarii, kwarcowe fragmenty szkieletowe gąbek i podłużne bioklasty fosforanowe. Liczne są skupienia hipidiomorficznych kryształów pirytu o wielkości do 0,35 mm, a także mikrożyłki i soczewki kwarcowe, w tym mikrokrystaliczne, niekiedy z udziałem pirytu.

**Próbka Bib-459 (głęb. 478,2 m).** Zielonoszary iłowiec krzemionkowy z laminacją smużystą i soczewkową. Materiał piaszczysto-pyłowy stanowi poniżej 1% obj. skały (kwarc, muskowitz). W illitowym materiale ilastym rozproszona jest biogeniczna krzemionka kryptokrystaliczna w ilości do 30% całkowitej zawartości  $\text{SiO}_2$ . Liczne są także segregacje krzemionkowe i chalcedonowe igły gąbek, natomiast bioklasty fosforanowe występują w ilości śladowej.

**Próbki Bib-461 (głęb. 480,9 m) i Bib-473a (głęb. 492,5 m).** Zielonoszare iłowce krzemionkowe laminowane iłowcem ciemnoszarym. Krzemionka biogeniczna, rozproszona w illitowym materiale ilastym, występuje w ilości ok. 30% całkowitej zawartości  $\text{SiO}_2$ . Skały podobne są do tej w próbce Bib-459, ale występują w nich soczewki wzbogacone w materiał piaszczysto-pyłowy (średnio 2–3% obj. całej skały) oraz soczewki relatywnie bogatsze w fosforanowe bioklasty i ciemną substancję organiczną. Nieliczne są zaokrąglone agregaty glaukonitowe. Skały pocięte są żyłkami kwarcowo-chalcedonowymi z udziałem węglanów, o grubości do 0,5 mm.

**Próbka Bib-475 (głęb. 494,7 m).** Zielonoszary iłowiec podobny do skały w próbie Bib-473a, ale ze zbudowanymi laminami: mułowców wapnistych, piaszczystych mułowców z glaukonitem, dolomitu piaszczystego (dolosparytu) z detrytycznym kwarcem, glaukonitem i minerałami ilastymi oraz drobnoziarnistej waki kwarcowej z glaukonitem, z podrzędnym spoiwem węglanowym. Jedna lamina arenitu kwarcowego zawiera bogatą mineralizację pirytową w postaci idiomorficznych kryształów i skupień o wielkości do 0,7 mm.

**Próbka Bib-480 (głęb. 499,5 m).** Jasnozielonoszary iłowiec laminowany zawierający 2–3% obj. materiału piaszczysto-pyłowego. Laminę zbudowaną są z beżowoszarzych mułowców oraz drobnoziarnistej waki kwarcowej z glaukonitem, fosforanowymi bioklastami, muskowitem i diagenetycznymi węglanami. Skała zawiera duże, kuliste konkracje chalkopirytowe lub markasytowe o średnicy do 3 mm. Skałę tną regularne żyłki węglanowe skośne do warstwowania.

**Próbka Bib-490 (głęb. 509,2 m).** Czarny iłowiec krzemionkowy niewyraźnie laminowany, zawierający poniżej 1% obj. materiału piaszczysto-pyłowego i krzemionkę biogeniczną w ilości ok. 25% całkowitej zawartości  $\text{SiO}_2$ . W badaniach mikroskopowych skała podobna jest do wyżej opisanych zielonoszarych iłowców krzemionkowych, ale zawiera większą ilość rozproszonej substancji organicznej (TOC 0,97% wag.) oraz soczewki i podłużne skupienia drobnych mikrokonkracji pirytowych układających się równolegle do warstwowania.

**Próbka Bib-545 (głęb. 564,7 m).** Ciemnoszary iłowiec, dość silnie spękany, bezstrukturalny, zawierający 3–5% obj. materiału piaszczysto-pyłowego. Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}}=0,25$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}}=0,05$  mm. Materiał piaszczysto-pyłowy oprócz ostrokrawędzistych, rzadziej półobtoczonych ziaren kwarcu, obejmuje muskowit i pojedyncze okruchy mikrokrystalicznych skał krzemionkowych o wielkości do 0,30 mm. Pospolite są diagenetyczne tlenki tytanu i nieliczne węglany. Wzdłuż siatki spękań skała przesycona jest mikrokrystalicznym syderitem. Miejscami towarzyszą im mikrożyłki wypełnione drobnokrystalicznym dolomitem z nielicznymi kryształami pirytu i podrzędnie chalkopirytu o wielkości do 0,25 mm.

**Próbka Bib-549 (głęb. 568,3 m).** Hornfels plamisty barwy beżowej. Termicznie przeobrażony i zmetasomatyzowany iłowiec na bezpośrednim kontakcie z intruzją skały magmowej. Tekstura plamista spowodowana jest obecnością izometrycznych agregatów ilasto-syderytowych o rozmiarach najczęściej ok. 0,20 mm. Skała zbudowana jest z mieszaniny minerałów ilastych i doprowadzonego kwarcu mikrokrystalicznego, w której tkwią nieliczne ziarna detrytycznego kwarcu. Gęsta siatka spękań wypełniona jest węglanami, kwarcem i ciemną substancją organiczną przechodzącą miejscami w grafit.

**Próbka Bib-663 (głęb. 682,4 m).** Czarny iłowiec z mikrolaminacją smużystą, zawierający średnio ok. 10%

obj. materiału piaszczysto-pyłowego, przy jego zmiennym udziale w poszczególnych laminach. Największe ziarno kwarcu  $d_{\text{max}}=0,60$  mm, najczęstsze ziarno ma wielkość  $d_{\text{mf}}=0,05$  mm. Materiał ziarnowy obejmuje ostrokrawędziste ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego, okruchy drobno- i średnioziarnistych waki litycznych bądź arkozowych, skalenie, muskowit, okruchy skał ilasto-krzemionkowych, agregaty glaukonitowe, brunatne bioklasty i grudki fosforanowe oraz pojedyncze skorupki radiolarii wypełnione krzemionką i śladową ilość biotytu. Pospolity jest diagenetyczny piryt w postaci owalnych skupień o rozmiarach do 0,7 mm, złożonych z drobnych mikrokonkracji kulistych, spirytyzowanych grudek substancji organicznej i w formie rozproszonej. Liczne są spęknięcia wypełnione węglanami.

**Próbka Bib-666 (głęb. 685,7 m).** Czarny iłowiec z mikrolaminacją smużystą, zawierający ok. 1% obj. materiału piaszczysto-pyłowego w postaci ziaren kwarcu, skaleni, muskowitu i nielicznych agregatów glaukonitowych. Tworzy przewarstwienie w nierównoziarnistej wacie litycznej.

#### Iłowce krzemionkowo-fosforanowe i fosforyty

Ciemnoszare iłowce krzemionkowe wzbogacone w biogeniczne fosforany można traktować jako odmianę iłowców krzemionkowych. W większej ilości występują one na głęb. 443,8–458,3 m, gdzie przewarstwiają się z szarzielonymi iłowcami krzemionkowymi. Przymuszczać należy, że obecne są także w nieco dłuższym odcinku profilu tj. na 430–480 m. Na głęb. 450,3 m stwierdzono obecność cienkich lamin fosforytów *sensu stricte*. Osad prawdopodobnie jest związany z górną częścią skłonu kontynentalnego, w strefach upwellingu, z okresowym wzrostem pierwotnej bioproduktywności.

#### Opis próbek

**Próbka Bib-431 (głęb. 450,3 m).** Ciemnoszary iłowiec krzemionkowo-fosforanowy laminowany iłowcem zielonoszarym, zawierający poniżej 1% obj. materiału piaszczysto-pyłowego, przeważający ilościowo illitowy materiał ilasty i krzemionkę biogeniczną w ilości ok. 30% całkowitej zawartości  $\text{SiO}_2$ . Bardzo wyraźna jest mikrolaminacja pozioma, podkreślona przez substancję organiczną. Materiał piaszczysto-pyłowy składa się z ostrokrawędzistych ziaren kwarcu ( $d_{\text{max}}=0,20$  mm) i akcesorycznego muskowitu. Pospolite są peloidy fosforanowe oraz sfosfatyzowane kuliste i podłużne formy organiczne. Zwarte soczewkowe skupienia substancji organicznej o rozmiarach do 0,6 mm przepełnione są kulistymi mikrokonkracjami pirytowymi. W niewielkiej ilości występują skorupki radiolarii, wypełnione kwarcem mezokrystalicznym i fragmenty szkieletowe gąbek, a sporadycznie także sfosfatyzowane skorupki małżoraczków. Dwie nieco ciemniejsze, tektonicznie porożywane laminacje fosforytowe o grubości 1,5–3,0 mm zbudowane są głównie z fosforanów w postaci brunatnych amorficznych impregnacji, w których tkwią kuliste formy organiczne. Zarówno w partiach bardziej ilastych, jak

i w warstewkach fosforytowych nierzadkie są mikrożyłki i nieregularne diagenetyczne segregacje mikro- i mezokrystalicznego kwarcu.

#### Iłowce tufitowe skatakłazowane

Mieszana grupa skał piroklastyczno-teryogenicznych reprezentowana jest przez skatakłazowane, kruche iłowce z niewielką domieszką wulkanicznych ziaren kwarcu i cyrkonu. Występują one w postaci kilku cienkich warstw o maksymalnej miąższości 10 cm w kompleksie zielonawoszarych iłowców krzemionkowych ubogich w materiał piaszczysto-pyłowy.

#### Opis próbek

**Próbka Bib-468 (głęb. 487,8 m).** Jasnoszary, skatakłazowany iłowiec tufitowy o wtórnej teksturze równoległej utworzonej w wyniku deformacji ścinających. Głównym składnikiem jest drobnouseczkowy i kierunkowo uporządkowany (przez co przypomina teksturę lepidoblastyczną) rdzawy agregat fyllokrzemianowy o średniej dwójłomności i chemicznym składzie illitu, ale z możliwą domieszką smektytów. W jego obrębie występują nieliczne drobne skupienia kryptokrystalicznego chlorytu bądź glaukonitu. Masa fyllokrzemianowa jest bardzo silnie impregnowana przez węglany reprezentowane przez syderoplesyt i dolomit z domieszką Fe (mikroanaliza EDS), które krystalizowały przeważnie wzdłuż płaszczyzn ścinania, przyjmując formy robaczkowe. Bardzo skąpy materiał piaszczysto-pyłowy reprezentują detrytyczne, a częściowo może także piroklastyczne ziarna kwarcu ( $d_{max} = 0,18$  mm). Piroklastyczne pochodzenie mają także bardzo drobne i silnie wydłużone ziarna wulkanicznego cyrkonu o pokroju igiełkowym (Krzemińska, inf. ustna). Diagenetyczne kryształy pirytu obecne są w śladowej ilości.

#### Skały krzemionkowe (czerty)

Ten typ skalny reprezentowany jest przez 3 ławice o miąższości od 30 do 50 cm w wyższej części profilu na odcinku 290,4–292,5 m. Jasnoszare biogeniczne skały krzemionkowe stosunkowo ubogie w teryogeniczny materiał pylasty przedzielone są cienkimi ławicami szarozielonych iłowców krzemionkowych, z którymi są genetycznie powiązane jako skrajny człon szeregu czert–krzemionkowy iłowiec. Interpretowane są jako osad deponowany z zawiesiny słupa wody w warunkach niskiej energii wód w środowisku krawędzi zewnętrznego szelfu lub górnej części skłonu.

#### Opis próbek

**Próbka Bib-272 (głęb. 291,5 m).** Jasnoszara skała krzemionkowa zbudowana głównie z mikrokrystalicznego kwarcu i podrzędnie kwarcu mezokrystalicznego, powstałych w wyniku diagenetycznej transformacji pierwotnie bezpostaciowej krzemionki biogenicznej. Kilka procent obj. stanowią ziarna detrytycznego kwarcu frakcji pyłowej,

minerały ilaste typu illitu i akcesoryczne ziarna muskowitu i turmalinu. Pospolite są brunatne grudki i podłużne fragmenty fosforanowe pochodzenia organicznego oraz ślady igieł gąbek i skorupki radiolarii zbudowane z mezokrystalicznego kwarcu. W masie krzemionkowej rozproszony jest pigment substancji organicznej i tlenowodorotlenki żelaza. Piryty obecny jest w ilości śladowej.

#### Skały węglanowo-krzemionkowe

Mieszany typ skalny, reprezentowany przez skałę o zawartości powyżej 50% obj. biogenicznej krzemionki, jest genetycznie bezpośrednio powiązany z dolomitami krzemionkowymi na głęb. 298,6–319,9 m, od których różni się tylko mniejszą zawartością węglanowych szczątków szkieletowych. Występuje w co najmniej jednej ławicy na głęb. 308,0–309,8 m. Podobnie jak dolomity krzemionkowe, odmiana ta interpretowana jest jako tempestat deponowany w rejonie krawędzi zewnętrznego szelfu przy okresowym spadku energii prądów burzowych.

#### Opis próbek

**Próbka Bib-289 (głęb. 308,7 m).** Ciemnoszara skała krzemionkowa zbudowana z mikrokrystalicznego kwarcu biogenicznego i podrzędnie z bioklastów dolomitowych i dolomitu diagenetycznego. Niewielki jest udział (poniżej 5% obj.) detrytycznych ziaren kwarcu frakcji pyłowej i materiału ilastego rozproszonego w masie krzemionkowej. W ilości akcesorycznej występuje muskowit i zielone agregaty fyllokrzemianowe typu glaukonitu. Znaczny udział składników węglanowych (ok. 30% obj.) odróżnia ją od wyżej opisanej próbki skały krzemionkowej Bib-272. Pospolite są brunatne okruchy fosforanowe w postaci grudek i podłużnych bioklastów. W niewielkiej ilości zachowane są skorupki radiolarii i igły gąbek (w tym elementy szkieletowe czteropromienne) zbudowane z mikro- i mezokrystalicznego kwarcu lub węglanów. Ciemny pigment rozproszony w masie krzemionkowej to prawdopodobnie materia organiczna, natomiast piryty i tlenowodorotlenki żelaza występują w ilości śladowej.

#### Dolomity krzemionkowe

Skały węglanowe reprezentowane są przez greinstony bioklastyczne, zawierające znaczną ilość krzemionki biogenicznej, ubogie w teryogeniczny materiał piaszczysto-pyłowy. Występują tylko w wyższej części profilu ordowiku, na odcinku 298,6–319,9 m, gdzie tworzą 6 ławic o miąższości 20–140 cm, przedzielonych ławicami czarnych i szarozielonych laminowanych iłowców krzemionkowych. Interpretowane są jako osady prądów sztormowych dystalnej, głębszej strefy szelfu zewnętrznego lub płytszej strefy hemipelagicznej (górnego skłonu) o przejściowo wysokiej energii wód, z redeponowanym detrytem szkieletowym fauny bentonicznej, pochodzącym z płytszych środowisk i biogeniczną krzemionką tworzącą się *in situ*.

### Opis próbek

**Próbka Bib-283 (głęb. 302,3 m).** Dolomit krzemionkowy, szarozasobny do ciemnoszarego, biosparytowy, typu greinstonu bioklastycznego. Ziarnowe składniki allochemiczne w postaci dolomitowych bioklastów reprezentują pokruszone fragmenty ramienionogów, mszywiolów, szkarłupni, radiolarii i małżoraczków. Pospolite są także drobne, brunatne bioklasty fosforanowe. Składniki ziarnowe są bardzo wyraźnie uporządkowane z równoległym ułożeniem podłużnych bioklastów. Szkielet ziarnowy jest miejscami zwarty, ale częściej jest rozproszony, a przestrzenie międzyziarnowe wypełnione są przez rdzawo zabarwioną substancję krzemionkową lub ilasto-krzemionkową, która stanowi ok. 50% obj. skały, oraz krystaliczny cement węglanowy. W niewielkiej ilości występują agregaty glaukonitowe i spirytywana substancja organiczna. Materiał terygeniczny frakcji drobnopiaszczysto-pyłowej w ilości nie przekraczającej 1% obj. reprezentują ziarna kwarcu ( $d_{max} = 0,25$  mm,  $d_{mf} = 0,10$  mm), muskowitu i akcesorycznego turmalinu.

**Próbka Bib-295 (głęb. 314,5 m).** Dolomit krzemionkowy, jasnoszarobezowy, biosparytowy, typu greinstonu bioklastycznego. Skała różni się od próbki Bib-283 nieco większym rozmiarem ziaren i mniejszą zawartością substancji krzemionkowej (ok. 20% obj.). Węglanowe składniki ziarnowe reprezentowane są głównie przez bioklasty, wśród których przeważają szkieletowe fragmenty mszywiolów, a ponadto występują szczątki szkarłupni, ramienionogów, radiolarii i małżoraczków. Pospolite są brunatne bioklasty fosforanowe, a rzadsze są grudki spirytywanej materii organicznej. Oprócz węglanowych bioklastów dość liczne są okruchy skał węglanowo-krzemionkowych, ilasto-krzemionkowych i jasnych skał krzemionkowych zbudowanych z chalcedonu i mikrokrystalicznego kwarcu. Nieliczne są agregaty glaukonitowe i okruchy dolomikrytu. Przestrzenie międzyziarnowe wypełnione są cementem węglanowym przerastającym się z czerwonobrazową substancją krzemionkową. Materiał terygeniczny frakcji drobnopiaszczysto-pyłowej w ilości 2–3% obj. reprezentują ziarna kwarcu ( $d_{max} = 0,60$  mm,  $d_{mf} = 0,10$  mm) i muskowitu.

### Brekcje intraklastyczne

Ta odmiana brekcji osadowych reprezentowana jest przez para- i ortobrekcie zbudowane z intraklastów spojonych masą ilastą lub ilasto-krzemionkową. Na głęb. 307,0–395,9 m są to brekcie drobnookruchowe tworzące ławice o miąższości od kilku cm do 1,7 m stanowiące nie więcej niż 3% długości tej części profilu. Jedna ławica parabrekcie drobno- do średniookruchowej o grubości 35 cm występuje na głęb. 493–534 m, natomiast w kompleksie piaszkowo-mułwcowo-iłwcowym na głęb. 553,2–649,1 m udział dość licznych ławic średniookruchowych brekcji o miąższości 4 cm–2,7 m wzrasta do ok. 15% profilu. Na odcinku 649,1–708,1 m w składzie okruchów, obok dominujących intraklastów, pojawia się niewielka domieszka składników egzotycznych. Są to bardzo drobnoziarniste waki arkozowe

i lityczne oraz kwarc polkrystaliczny, Wymienione wyżej skały występują w niższej części profilu ordowiku. Brekcie intraklastyczne interpretowane są jako olistostromy bądź spływy rumoszowe częściowo skonsolidowanego osadu spojone masą ilastą lub ilasto-krzemionkową w środowisku szelfu dystalnego (553,2–649,1 m) i górnego skłonu kontynentalnego (307,0–395,9 m).

### Opis próbek

**Próbka Bib-353 (głęb. 372,3 m).** Parabrekcie drobnookruchowa intraklastyczna zbudowana z ostrokrawędzistych fragmentów zielonoszarych mułwców, iłwców i krzemionkowych iłwców, bardzo silnie zmienionych, często ze znacznym udziałem diagenetycznych węglanów. Niektóre okruchy są wtórnie silnie zsilifikowane. Obfite ciemnoszare spoiwo ilaste, bardzo ubogie we frakcję pyłową, zawierające drobne bioklasty i peloidy fosforanowe, jest słabo zsilifikowane.

**Próbka Bib-375 (głęb. 394,6 m).** Ortobrekcie drobnookruchowa intraklastyczna zbudowana z ostrokrawędzistych fragmentów zielonoszarych iłwców, krzemionkowych iłwców, mułwców i jasnobrazowych, bardzo drobnoziarnistych wak kwarcowych, silnie zmienionych metasomatycznie. Niezbyt obfite ciemnoszare spoiwo ilaste z domieszką substancji krzemionkowej i bardzo małą zawartością materiału pyłowo-piaszczystego jest przeważnie typu kontaktowego, a miejscami wypełniającego. Obecne są w nim skupienia kulistych mikrokonkrety pirytowych o rozmiarach do 1 mm.

**Próbka Bib-502 (głęb. 521,0 m).** Parabrekcie drobnookruchowa intraklastyczna z udziałem materiału średniookruchowego, zbudowana z ostrokrawędzistych litoklastów, wśród których przeważają bardzo drobnoziarniste arenity i waki kwarcowe, zsilifikowane i skarbonatyzowane. W podrzędnej ilości występują okruchy iłwców i krzemionkowych iłwców. Ciemnoszare do czarnego spoiwo ilaste typu wypełniającego jest dość silnie zsilifikowane i zawiera niewielką ilość materiału piaszczysto-pyłowego, nieliczne skupienia glaukonitowe i śladową ilość bioklastów fosforanowych.

**Próbka Bib-544 (głęb. 563,1 m).** Ortobrekcie średniookruchowa intraklastyczna składająca się głównie z ostrokrawędzistych okruchów bezowych bardzo drobnoziarnistych wak kwarcowych i arkozowych, często laminowanych mułwcem i krzemionkowym iłwcem, a w mniejszej ilości także z fragmentów mułwców i ziaren kwarcu polikrystalicznego. Ciemnoszare spoiwo mułowe ze znacznym udziałem materiału bardzo drobnopiaszczystego ma charakter spoiwa kontaktowego lub typu masy wypełniającej.

**Próbka Bib-560 (głęb. 579,0 m).** Ortobrekcie średniookruchowa, podobna do próbki Bib-544, zawiera bardzo małą ilość kontaktowego spoiwa ilastego i krzemionkowo-ilastego. W materiale okruchowym ostrokrawędziste frag-

menty szarych iłowców przeważają nad bardzo drobnopiaszczystymi wakami arkozowymi. Spotyka się zaokrąglone okruchy fosforytu lub fosforanowego iłowca o wielkości do 0,5 mm.

**Próbka Bib-608 (głęb. 627,3 m).** Parabrekacja średniokruchowa intraklastyczna zawierająca przeważające okruchy wak arkozowych i litycznych, drobno- i bardzo drobnopiaszczystych, laminowanych mułowcem, a ponadto fragmenty mułowców, iłowców, krzemionkowych iłowców i polikrystalicznego kwarcu. Ciemnoszare, obfite spoiwo ilaste typu masy wypełniającej zawiera znaczną ilość materiału piaszczysto-pyłowego, a także nieliczny glaukonit i śladową ilość peloidów fosforanowych. W spoiwie obecne są skupienia kulistych mikrokonkrekcji i drobnych kryształów pirytu, w tym kuliste formy framboidalne.

**Próbka Bib-614 (głęb. 633,1 m).** Ortobrekacja średniokruchowa, w której przeważają synsedymenacyjnie zdeformowane okruchy arenitów i wak kwarcowych, drobno- i bardzo drobnopiaszczystych z laminacją smużystą, a ponadto występują klasty pyłowców, mułowców i rzadziej iłowców. Czarne spoiwo mułowe o znacznej zawartości materiału bardzo drobnopiaszczystego z obfitym muskowitem jest typu kontaktowego, a miejscami także masy wypełniającej.

#### Brekcje i zlepienie polimiktyczne

Średniokruchowe para- i ortobrekacje polimiktyczne tworzą trzy grube ławice o miąższości 7,8–10,1 m w niższej części profilu ordowiku na głęb. 649,1–708,1 m. W warstwach czarnych iłowców przedzielających brekacje spotyka się ponadto cienkie przewarstwienia drobnokruchowych zlepieńców polimiktycznych. W składzie okruszków przeważają skały drobnoklastyczne, ale ponadto występuje znacząca domieszka fragmentów skał głębinowych, wulkanicznych, ziaren skalenia i polikrystalicznego kwarcu. Ciemne spoiwo ilaste zawiera zmienną ilość niewysortowanego materiału drobnopiaszczysto-pyłowego. Brekacje polimiktyczne interpretowane są jakoolistostromy dolnej części skłonu kontynentalnego lub debrytowe wypełnienie kanału zasilającego w górnej części stożka głębokomorskiego na przedpolu aktywnej krawędzi kontynentalnej.

#### Opis próbek

Próbka Bib-646 (głęb. 665,1 m). Parabrekacja średniokruchowa, polimiktyczna, zawierająca okruchy drobnopiaszczystej waki litycznej, głębinowej skały kwarcowo-skaleniowej, mułowców z glaukonitem i okruchami fosforanowymi, krzemionkowych iłowców, chalcedonitu i kwarcu polikrystalicznego. Największy półobtoczony okruszek, megaskopowo zielony, typu chalcedonitu mógł być pierwotnie piaskowcem silnie glaukonitowym, który następnie uległ silifikacji, a zaokrąglone agregaty glaukonitowe uległy transformacji w illit lub magnezowy hydromuskowit. Ten ostatni minerał o jasnozielonym zabarwieniu i słabym pleochroizmie jest glinokrzemianem potasu z domieszką magnezu, ale o bardzo

małej zawartości żelaza (mikroanaliza EDS; Krzemińska, inf. ustna). Pierwotna struktura osadowa została częściowo zachowana i można wyróżnić w składzie otoczaka składniki detrytyczne reprezentowane przez kwarc, skalenie, muskowit, wydłużone bioklasty fosforanowe i węglanowe oraz minerały akcesoryczne: cyrkon, turmalin i sfaleryt. Obfite ciemnoszare do czarnego spoiwo mułowe typu masy wypełniającej, zawiera znaczną ilość niewysortowanego materiału drobnopiaszczysto-pyłowego, pospolity muskowit i bladezielony łyszczyk, glaukonit i zaokrąglone okruchy fosforytowe. Miejscami występuje także czarne spoiwo ilaste o małym udziale frakcji piaszczysto-pyłowej.

**Próbka Bib-684 (głęb. 703,8 m).** Ortozlepieniec polimiktyczny drobnokruchowy o barwie szarozielonej, w którego składzie przeważają okruchy lityczne: mułowce, drobno- i bardzo drobnopiaszczyste waki lityczne, krzemionkowe iłowce, skały krzemionkowe, skały wulkaniczne, kwarc mono- i polikrystaliczny, skalenie, rzadziej okruchy skał głębinowych typu gnejsu. Pospolite są zielone agregaty typu glaukonitu i podłużne bioklasty fosforanowe. Okruszki są ściśle upakowane przy małej zawartości kontaktowego spoiwa wapnisto-ilastego.

#### Geochemia nieorganiczna

Większość zbadanych iłowców charakteryzuje się dość szerokim zakresem zawartości  $\text{SiO}_2$  od 62,4 do 80,1% wag. (tab. 10). Jak na skały ilaste są to wysokie zawartości, związane ze zmiennym udziałem biogenicznej krzemionki, który można szacować na 15 (pr. 535) do ponad 50% (pr. 277 i 305) całości  $\text{SiO}_2$ . W skale krzemionkowej (pr. 289) jest to ponad 90%. Pod tym względem wyróżnia się czarny iłowiec z dolnej partii profilu (pr. 663), który w ogóle nie zawiera krzemionki biogenicznej. Skały o największym udziale krzemionki biogenicznej można określić jako skały krzemionkowo-ilaste. Wysokiej zawartości  $\text{SiO}_2$  towarzyszą niskie zawartości  $\text{Al}_2\text{O}_3$  w zakresie od 15,9 (pr. 535) do poniżej 10% (pr. 277 i 305), a w skale krzemionkowej zaledwie 1,7% wag. Bardzo charakterystyczna jest dwudzielność profilu polegająca na bardzo niskiej zawartości  $\text{Na}_2\text{O}$  w skałach do głęb. 554 m w wąskim zakresie 0,13–0,21% wag. i 10-krotnie wyższej w dwóch próbkach ze spągu profilu (1,35 i 2,16% wag.). Przy na ogół niskiej do umiarkowanej zawartości  $\text{P}_2\text{O}_5$ , najczęściej w zakresie 0,03–0,26, a maksymalnie 1,4% wag., większość próbek wykazuje mniej lub bardziej wyraźne, względne wzbogacenie w fosfor biogeniczny, którego udział w całości  $\text{P}_2\text{O}_5$  można szacować na kilkanaście do ponad 90% (pr. 431 i 289). Tylko cztery próbki o najniższej zawartości  $\text{P}_2\text{O}_5$  nie zawierają fosforu biogenicznego. Pewnemu wzbogaceniu w fosfor biogeniczny nie towarzyszy jednak podwyższona zawartość całkowitego węgla organicznego (TOC), którego ilość nie przekracza 0,97% wag., nawet w czarnych łupkach ze spągu profilu, a w kilku próbkach są to bardzo niskie koncentracje, poniżej 0,1% wag. Świadczy to o silnej diagenetycznej mineralizacji materii organicznej. Zawartość całkowitego węgla nie-

Tabela 10

**Wyniki analizy chemicznej skał osadowych ordowiku**  
Results of chemical analysis of Ordovician sedimentary rocks

Próbka Sample	Bib-256	Bib-265	Bib-277	Bib-289	Bib-305	Bib-326	Bib-354	Bib-381	Bib-431	Bib-443	Bib-459	Bib-473a	Bib-490	Bib-535	Bib-663	Bib-666
Głębokość Depth [m]	275,4	284,8	296,6	308,7	324,1	345,3	373,5	400,1	450,3	462,1	478,2	492,5	509,2	554,0	682,4	685,7
Rodzaj skały Type of rock	waka Q	i zsz	i zsz/esz	krzem	i zsz/esz	i zsz/esz	i esz	i zsz/esz	i esz/zsz	i jsz	i zsz	i zsz	i cz	i esz	i cz	waka L
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	73,42	72,91	78,97	77,11	80,10	71,94	69,34	70,27	62,36	75,81	69,00	68,12	65,18	66,29	57,56	65,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,88	14,00	9,92	1,68	9,39	12,36	12,61	12,62	11,69	11,42	13,46	13,97	13,81	15,92	16,82	15,13
TiO <sub>2</sub>	0,849	0,982	0,538	0,092	0,485	0,644	0,617	0,648	0,548	0,566	0,665	0,722	0,736	1,086	0,912	0,834
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	2,47	1,97	1,51	2,00	1,30	3,17	5,09	4,31	7,80	3,21	4,09	4,47	5,83	4,53	7,39	5,63
MnO	0,034	0,018	0,017	0,421	0,044	0,055	0,087	0,689	0,235	0,119	0,135	0,309	0,134	0,147	0,082	0,084
CaO	0,29	0,15	0,64	5,88	0,78	0,67	0,28	0,27	2,11	0,37	0,64	0,29	0,41	0,20	0,36	0,39
MgO	0,94	1,03	0,84	2,85	0,92	1,38	1,37	1,28	1,92	0,85	1,63	1,54	1,50	1,35	2,47	2,11
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,16	0,15	0,13	0,14	0,15	0,14	0,15	0,16	0,21	0,18	0,19	0,20	0,21	1,35	2,16
K <sub>2</sub> O	4,11	4,59	2,85	0,40	2,46	3,70	3,23	3,22	2,81	2,56	3,36	3,53	3,66	3,44	4,73	3,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,149	0,031	0,132	0,259	0,263	0,251	0,160	0,147	1,393	0,239	0,206	0,123	0,171	0,065	0,211	0,132
(SO <sub>3</sub> )	<0,01	<0,01	0,04	0,07	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,09	0,08
(Cl)	0,065	0,076	0,070	0,064	0,070	0,065	0,063	0,066	0,062	0,069	0,060	0,064	0,061	0,059	0,064	0,054
(F)	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	4,50	4,00	4,20	9,00	4,00	5,50	6,90	6,30	8,80	4,50	6,50	6,60	8,20	6,60	7,90	4,20
Suma	99,87	99,92	99,88	99,96	99,95	99,89	99,89	99,97	99,92	99,92	99,93	99,93	99,92	99,90	99,94	99,80
TOC	0,24	0,10	0,29	0,23	0,07	0,16	0,34	0,12	0,39	0,07	0,08	0,11	0,97	0,18	0,55	0,14
TIC	0,27	0,03	0,08	2,20	0,16	0,36	0,51	0,56	1,06	0,26	0,70	0,68	0,49	0,65	0,50	0,08
CIA <sup>1</sup>	73,2	72,8	74,9	72,2	76,4	74,4	77,2	77,2	78,0	78,6	77,4	77,2	76,3	79,6	69,6	67,9
CIA <sup>2</sup>	85,5	85,5	85,5	77,5	85,5	85,5	85,5	85,5	85,5	85,5	85,5	85,5	85,5	85,5	77,5	71,0
Ni	27,4	22,5	39,8	4,5	20,2	58,1	55,1	38,6	58,0	31,8	47,7	34,7	56,2	58,6	50,4	33,6
Co	14,03	10,81	18,89	2,22	7,92	23,99	37,80	23,25	48,56	27,44	19,92	18,53	35,72	27,05	32,09	17,05
Cr	76	84	43	8	39	56	49	45	45	40	54	54	59	83	75	56
V	80	88	51	8	44	63	70	59	63	49	67	65	85	109	135	92
Pb	8,97	8,84	46,44	15,47	20,67	9,63	36,48	7,40	18,41	12,91	30,56	12,72	46,02	11,35	37,28	16,05
Zn	19	34	81	26	28	40	60	63	86	40	36	70	75	52	75	73
Mo	0,51	4,46	5,42	11,42	1,51	0,60	3,86	0,40	0,80	0,33	0,33	0,26	1,32	0,78	1,12	0,38
Cu	18	10	23	9	23	28	28	20	30	71	26	26	33	15	37	27
Cd	<0,05	0,17	0,65	0,18	0,09	0,06	0,40	0,28	0,20	<0,05	0,10	0,22	0,14	0,24	<0,05	<0,05
As	11	4	32	4	10	64	24	8	25	3	11	3	40	85	68	31

Tabela 10 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ba	285	236	128	265	113	230	180	224	197	272	243	271	306	409	290	855
Rb	122	152	100	17	93	131	117	128	111	104	129	136	131	127	164	113
Sr	155	93	332	225	399	319	291	297	229	78	184	199	162	188	110	105
Nb	17	18	13	6	11	13	27	14	14	12	14	14	15	21	18	15
Ga	15	15	11	<3	11	15	18	16	15	14	17	17	17	21	22	17
U	3,17	3,27	2,17	1,33	1,88	2,04	2,89	1,61	2,34	1,37	2,09	1,96	2,84	3,79	3,70	2,35
Th	16,08	13,93	8,01	1,80	7,17	9,58	10,32	10,61	9,68	9,83	11,85	12,31	11,46	13,63	12,73	7,81
Zr	351	306	120	48	117	135	265	127	141	96	126	130	136	247	169	186
Hf	8	8	<3	<3	<3	4	5	4	<3	4	5	4	5	7	4	4
Sc	12,6	15,0	12,0	1,9	9,7	14,9	14,3	14,4	12,5	13,1	16,9	16,0	15,5	17,7	19,5	13,5
Y	29,3	22,4	15,1	14,4	23,3	25,8	44,1	22,5	74,3	19,7	33,6	21,6	25,6	22,8	25,3	18,4
La	52,6	37,1	26,1	8,3	25,4	33,3	39,3	34,8	52,1	13,5	39,9	33,6	36,5	31,6	34,7	17,9
Ce	119,2	75,9	53,6	16,4	50,4	69,4	109,6	97,7	219,4	29,6	87,6	72,3	83,1	64,4	85,1	47,3
Pr	14,0	8,2	6,0	2,3	6,4	8,2	9,9	8,3	15,5	2,8	9,8	7,9	8,8	7,1	7,8	4,7
Nd	51,7	28,8	21,6	9,8	25,5	31,4	36,9	31,2	63,7	10,2	37,6	28,8	32,5	25,8	28,5	17,7
Sm	10,30	4,99	3,89	2,24	5,06	6,23	7,12	5,77	14,48	2,63	8,03	5,37	6,25	4,84	5,05	3,40
Eu	1,98	0,95	0,77	0,61	1,07	1,31	1,24	1,15	3,51	0,69	1,78	1,08	1,27	1,09	1,14	0,90
Gd	8,48	3,98	3,13	2,59	4,78	5,53	6,44	4,56	15,53	3,11	7,24	4,46	5,53	4,28	4,46	3,26
Tb	1,14	0,66	0,46	0,37	0,68	0,80	1,08	0,67	2,25	0,50	1,01	0,67	0,79	0,66	0,67	0,51
Dy	6,18	4,05	2,67	2,24	3,99	4,62	7,43	3,97	13,08	3,19	5,76	4,03	4,65	4,23	4,22	3,32
Ho	1,15	0,84	0,54	0,42	0,79	0,91	1,61	0,81	2,48	0,66	1,12	0,80	0,93	0,90	0,91	0,71
Er	3,35	2,71	1,69	1,14	2,14	2,57	4,95	2,36	6,23	1,94	3,13	2,39	2,64	2,86	2,89	2,29
Tm	0,45	0,40	0,25	0,14	0,28	0,35	0,69	0,32	0,71	0,27	0,40	0,33	0,36	0,43	0,44	0,35
Yb	2,91	2,68	1,60	0,81	1,73	2,16	4,41	2,08	3,79	1,88	2,65	2,25	2,37	2,95	2,97	2,39
Lu	0,46	0,42	0,26	0,11	0,26	0,34	0,65	0,32	0,52	0,29	0,41	0,33	0,36	0,47	0,46	0,38
V/Cr	1,1	1,0	1,2	1,0	1,1	1,1	1,4	1,3	1,4	1,2	1,2	1,2	1,4	1,3	1,8	1,6
Ni/Co	2,0	2,1	2,1	2,0	2,6	2,4	1,5	1,7	1,2	1,2	2,4	1,9	1,6	2,2	1,6	2,0
V/(V+Ni)	0,74	0,80	0,56	0,64	0,69	0,52	0,56	0,60	0,52	0,61	0,58	0,65	0,60	0,65	0,73	0,73
Th/U	5,1	4,3	3,7	1,4	3,8	4,7	3,6	6,6	4,1	7,2	5,7	6,3	4,0	3,6	3,4	3,3

Zawartości pierwiastków głównych w [% wag.], pierwiastków śladowych w [mg/kg];

<sup>1</sup> chemiczny wskaźnik przemian CIA=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO\*+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) mol., gdzie przyjęto CaO\* = 0 tzn; cały Ca wchodzi w strukturę węglanów i fosforanów, wg Nesbitt i Younga (1982);

<sup>2</sup> CIA po uwzględnieniu metasomatozy potasowej;

TOC – całkowity węgiel nieorganiczny; TOC – całkowity węgiel organiczny; LOI – straty prażenia; rodzaj skały: i – iłowiec; jsz – jasnoszary; zsz – zielonawoszary; czs – ciemnoszary; cz – czarny; krzem – skała krzemionkowa; waka Q – waka kwarcowa; waka L – waka lityczna;

Major elements in [wt.%], trace elements in [mg/kg];

<sup>1</sup> chemical index of alteration CIA=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+CaO\*+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) mol., where CaO\* = 0 was assumed, i.e. all Ca is included into carbonates and phosphates, according to Nesbitt and Young (1982);

<sup>2</sup> CIA after adjusting for potassium metasomatism;

TIC – total inorganic carbon; TOC – total organic carbon; LOI – loss on ignition; i – shale; jsz – light gray; zsz – greenish-gray; czs – dark gray; cz – black; krzem – siliceous rock; waka Q – quartz wacke; waka L – lithic wacke

organicznego (TIC) w zakresie 0,03–2,2% wag. odpowiada zawartości węglanów od poniżej 1% do zazwyczaj kilku procent i ponad 30% (w przeliczeniu na dolomit) w próbce skały krzemionkowej (pr. 289).

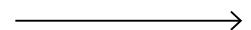
Znaczny niekiedy udział biogenicznej krzemionki powoduje, że na chemicznym diagramie klasyfikacyjnym Herrona (1988) osadów klastycznych, opartym na stosunkach  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  i  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}/\text{K}_2\text{O}$ , prawie wszystkie analizowane łożyska (z wyjątkiem pr. 663) znajdują się nie w polu łupka ilastego, ale w polach waki i arkoz (fig. 34A). Na anomalne położenie punktów projekcyjnych dodatkowy wpływ ma diagenetyczna metasomatoza potasowa odpowiedzialna za transformację w illit wtórnego kaolinitu, pochodzącego z wietrzenia plagioklastu, a w znacznie mniejszym stopniu prawdopodobnie także transformacji detrytycznego plagioklastu w autigeniczny skałki potasowy, co podwyższa stosunek  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}/\text{K}_2\text{O}$ . Dla tego rodzaju skał diagram ten nie spełnia swojej podstawowej funkcji klasyfikacyjnej.

Trzy najważniejsze składniki tzn. minerały ilaste (reprezentowane przez  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), kwarc (+ krzemionka) i węglany (reprezentowane przez CaO) ilustruje trójkątny diagram  $5*\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--}2*\text{CaO}$  (fig. 34B). Mieszanina dwóch pierwszych składników odpowiada łupkowi ilastemu reprezentowanemu na diagramie przez tzw. średni łupek ilasty (Wedepohl, 1971, 1991), którego skład lokuje się blisko boku  $5*\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2$ . Najbardziej zbliżone do składu średniego łupka są wyniki analizy czarnego łożyska z głęb. 682,4 m. Pozostałe lokują się wzdłuż boku  $5*\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2$ , przy ekstremalnym położeniu próbki skały krzemionkowej w pobliżu narożnika  $\text{SiO}_2$ . W przypadku próbki waki litycznej (Bib-666) przesunięcie w kierunku narożnika  $\text{SiO}_2$  jest efektem większego niż w łupkach ilastych udziału detrytycznych ziaren kwarcu, a nie domieszki biogenicznej krzemionki, natomiast położenie waki kwarcowej (Bib-256) jest prawdopodobnie sumarycznym efektem obu tych czynników.

Pochodzenie krzemionki w skałe krzemionkowej z głęb. 308,7 m (pr. 289) oraz środowisko jej depozycji można

określić na podstawie kryteriów geochemicznych. Za najbardziej wiarygodne uchodzą Al, Ti, Fe i pierwiastki ziem rzadkich (Murray, 1994). Stosunek  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  – równy 21,7 – i stosunek  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_{3T})$  – równy 0,46 – wykluczają hydrotermalną genezę krzemionki związaną z aktywnością grzbietu oceanicznego, ponieważ te stosunki w czertach deponowanych w pobliżu stref spreadingu powinny być odpowiednio powyżej 30 i poniżej 0,4. Stosunki tych pierwiastków dość jednoznacznie wskazują na środowisko pelagiczne. Również stosunek  $(\text{La}/\text{Ce})_N$  (znormalizowany do średniego łupka) równy 1,2 potwierdza osadową biologiczną genezę krzemionki, gdyż w czertach hydrotermalnych, dla których charakterystyczna jest silna ujemna anomalia ceru (Murray i in., 1990), wartość tego stosunku jest wyższa od 3. W połączeniu ze stosunkiem  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_{3T})$  wielkość  $(\text{La}/\text{Ce})_N = 1,2$  sugeruje środowisko znacznie oddalone od obszarów lądowych, takie jak wyspy oceaniczne i góry podmorskie (Ran i in., 2015). Osad deponowany był we względnie głębokim basenie w okresie zakwitnięcia organizmów planktonicznych o krzemionkowych szkieletach (radiolarie?) i jednocześnie słabej dostawie materiału terygenicznego. Te same kryteria geochemiczne zastosowane do najbliższych w profilu próbek 277 i 305 (głęb. 296,6 i 324,1 m), zawierających znaczną ilość krzemionki, ale jednocześnie bogatszych w materiał terygeniczny, wiążą je raczej ze środowiskiem krawędzi kontynentu lub łuku wysp (Ran i in., 2015). Próbkę skały krzemionkowej z głęb. 308,7 m byłaby zatem zapisem epizodycznego pogłębienia zbiornika.

Swoistość składu badanych skał ilastych widoczna jest bardzo wyraźnie przy porównaniu ich z drobnoziarnistymi skałami klastycznymi ordowiku, w tym łożyskami, z profilów wiertniczych w zachodniej części basenu bałtyckiego (otwory Hel IG 1 i Gdańsk IG 1: Podhalańska, 2009, oraz Kościerzyna IG 1 i Słupsk IG 1: Krzemiński, Poprawa, 2006), ze strefy Koszalin-Chojnice (Krzemiński, Poprawa, 2006) oraz z kilku otworów w masywie małopolskim, bloku górnośląskim i na platformie wschodnioeuropejskiej (fig. 34). Chodzi tu



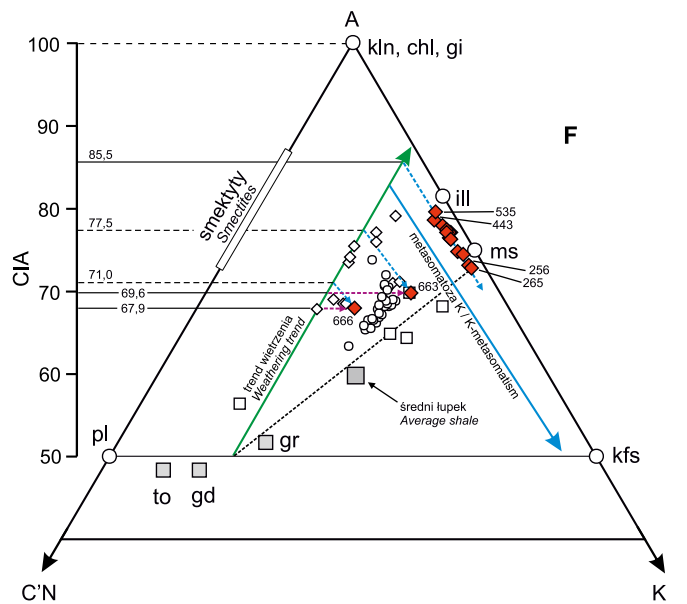
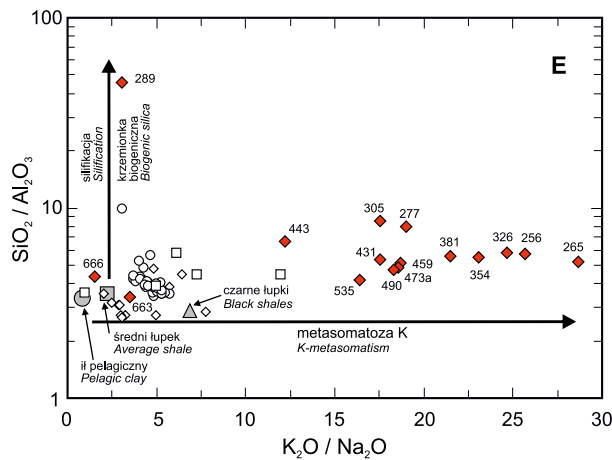
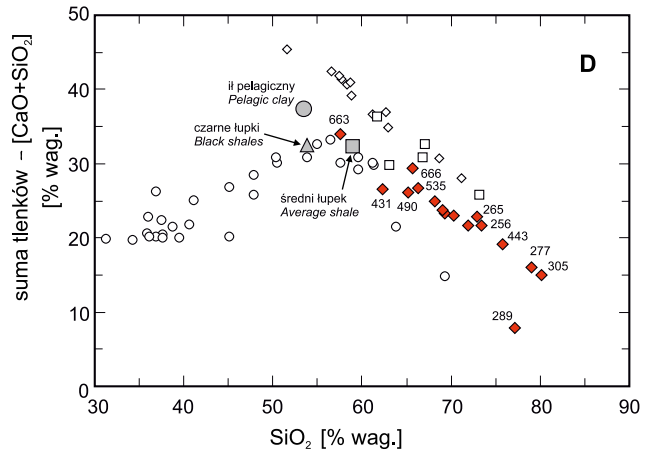
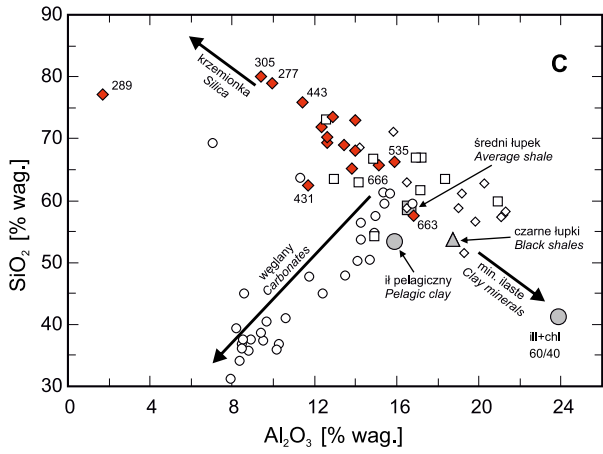
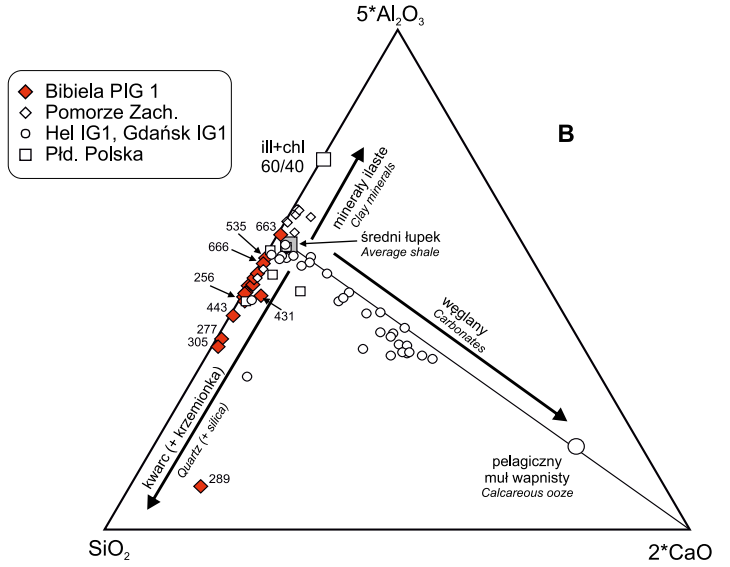
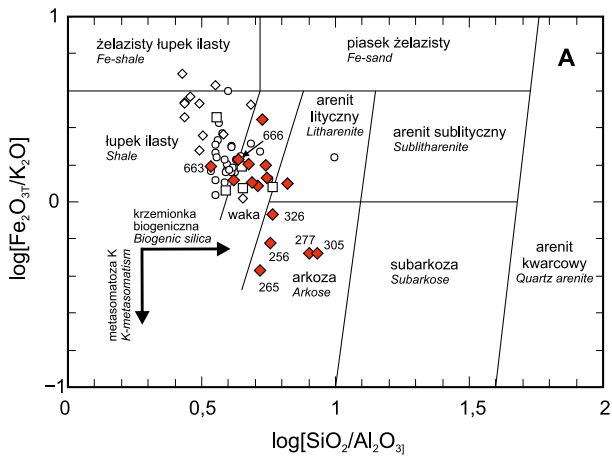
**Fig. 34. Diagramy chemiczne z analizami skał osadowych ordowiku z profilu Bibiela PIG 1 oraz z Pomorza i południowej Polski. Źródła danych: strefa Koszalin–Chojnice, Słupsk IG 1 i Kościerzyna IG 1 (Krzemiński, Poprawa, 2006), Hel IG-1 i Gdańsk IG-1 (Podhalańska, 2009), południowa Polska (masyw blok małopolski, blok górnośląski, platforma wschodnioeuropejska: dane niepubl.)**

**A** – diagram klasyfikacyjny Herrona (1988); **B** – trójkątny diagram (Brumsack, 1989) ilustrujący względny udział trzech najważniejszych składników tzn. kwarcu (krzemionki), kalcytu i minerałów ilastych. **C–E** – diagramy binarne. Średni łupek ilasty według Wedepohla (1971, 1991), il pelagiczny (Li, Schonmaker, 2003), czarne łupki (Baker, 1995), pelagiczny muł wapnisty (Li, 2000). **F**. Diagram A-C’N-K i chemiczny wskaźnik przemian (CIA);  $A=\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $C’N=\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}$ ,  $K=\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CIA}=100*\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  [mol.] (Nesbitt, Young, 1982, 1984); dla próbek z Bibieli PIG 1 przyjęto  $\text{CaO}^*=0$ ; ill, illit; ms, muskowitz; kln, kaolinit; chl, chloryt; gi, gibbsyt; kfs, skałki potasowy; pl, plagioklast; to, tonalit; gd, granodioryt; gr, granit

Chemical diagrams of analyzed Ordovician sedimentary rocks from Bibiela PIG 1 borehole and from the Pomerania and southern Poland.

Sources of data: Koszalin–Chojnice zone, Słupsk IG 1 and Kościerzyna IG 1 (Krzemiński, Poprawa, 2006), Hel IG 1 and Gdańsk IG 1 (Podhalańska, 2009), southern Poland (Małopolska massif block, Upper Silesia block, East European Platform: unpubl. data)

**A** – classification diagram after Herron (1988); **B** – ternary diagram (Brumsack, 1989) displaying the relative proportion of the three main components: quartz (silica), carbonate, and clay minerals; **C–E** – Binary plots of major oxides. Average shale after Wedepohl (1971, 1991), pelagic clay after Li and Schonmaker (2003), black shale from Baker (1995), and calcareous ooze from Li (2000). **F**. A-C’N-K diagram and chemical index of alteration (CIA);  $A=\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $C’N=\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}$ ,  $K=\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CIA}=100*\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  [mol.] (Nesbitt, Young, 1982, 1984); for samples from Bibiela PIG 1  $\text{CaO}^*=0$  was assumed; ill, illite; ms, muscovite; kln, kaolinite; chl, chlorite; gi, gibbsite; kfs, potassium feldspar; pl, plagioclase; to, tonalit; gd, granodiorite; gr, granite



przede wszystkim o bardzo silną diagenetyczną metasomatozę potasową materiału ilastego oraz większą rolę biogenicznej krzemionki w skałach z Biblii PIG 1, a także mniejszy udział materiału węglanowego w porównaniu ze skałami węglanowo-ilastymi z basenu bałtyckiego.

Stopień diagenetycznej metasomatozy potasowej ilustruje diagram  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (fig. 34E). Stosunek  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  jest w większości próbek 5 do 13 razy wyższy niż w standardowym łupku ilastym, z wyjątkiem skały krzemionkowej (pr. 289) i dwóch próbek z dolnej partii profilu, gdzie jest niewiele większy lub niższy niż w standardzie łupkowym („średnim łupku”). W przypadku pr. 289 znacznie niższy stosunek  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  niż w innych próbkach w tej części profilu może być jednak spowodowany metasomatycznym wzbogaceniem osadu w sód pochodzący z wody morskiej.

Intensywność wietrzenia chemicznego w obszarach źródłowych skał klastycznych można oszacować poprzez określenie zależności, jakie występują w składzie osadów pomiędzy pierwiastkami alkalicznymi, pierwiastkami ziem alkalicznych i glinem (Nesbitt, Young, 1982, 1984). Wietrzenie chemiczne polega w głównej mierze na degradacji skaleni będących najpospolitszymi minerałami niestabilnymi górnej skorupy. Wapń, sód i potas w trakcie wietrzenia chemicznego są w różnym stopniu odprowadzane ze skaleni, a ilość tych pierwiastków zachowana w profilu osadowym jest czułym wskaźnikiem stopnia wietrzenia chemicznego skał źródłowych. Wtórnymi produktami przemiany skaleni są głównie bogate w glin minerały ilaste, stąd jako miara intensywności wietrzenia chemicznego w obszarach źródłowych używany jest tzw. chemiczny wskaźnik przemian (CIA; Nesbitt, Young, 1982):

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100 \text{ mol.},$$

gdzie  $\text{CaO}^*$  reprezentuje wapń zawarty w fazach glinokrzemianowych, czyli skorygowany o zawartość w węglanach i fosforanach. Sposób korekcji podają Fedo i in. (1995). Wartość CIA określa szacunkowo względny stosunek zawartości wtórnych minerałów ilastych do zawartości minerałów pierwotnych, głównie skaleni. Jego wielkość mieści się w zakresie od ok. 50 lub mniej, w niezwietrzonych skałach magmowych, do 100 w ilach rezydualnych (Nesbitt, Young, 1984). Typowe łupki ilaste mają zazwyczaj pośrednie wartości CIA w zakresie ok. 70–75 oznaczające, że chemiczne wietrzenie ich skał źródłowych nie osiągnęło fazy, w której mobilne pierwiastki alkaliczne i ziem alkalicznych ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) są w całości usunięte do roztworu. Dla badanych próbek skał ordowiku obliczona poprawka na zawartość  $\text{CaO}$  w węglanach ( $\text{CO}_2$  obliczone z całkowitego węgla nieorganicznego) i fosforanach wskazuje, że we wszystkich próbkach cały wapń związany jest w fazach węglanowych i fosforanowych (apatyt), nie tylko w próbkach skrajnie ubogich w  $\text{Na}_2\text{O}$ , a więc w skalenie, ale także w dwóch próbach ze spągu profilu (pr. 663 i 666), które zawierają znaczne ilości sodu. Dlatego przyjęto, że  $\text{CaO}^* = 0$ .

Molowe proporcje zawartości  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , ( $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$ ) i  $\text{K}_2\text{O}$  w badanych skałach naniesiono na trójkątny diagram A–C’N–K (fig. 34F), na którym można określić skład mag-

mowego protolitu skał okruchowych. Zielona strzałka równoległa do boku A–C’N, opisana jako „trend wietrzenia”, reprezentuje teoretyczną ścieżkę zmian składu materiału osadowego, jakich można oczekiwać w wyniku wietrzenia źródłowych skał magmowych. Odchylenia punktów projekcyjnych od tej teoretycznej ścieżki wietrzenia oznaczają, że osad uległ diagenetycznemu wzbogaceniu w potas w wyniku metasomatozy, polegającej na transformacji glinowych minerałów ilastych (głównie kaolinitu) w illit (niebieskie strzałki) oraz detrytycznego plagioklastu w autigeniczny skałen potasowy (fioletowe strzałki) w wyniku reakcji z wodami porowymi, zawierającymi jony  $\text{K}^+$  (Fedo i in., 1995). Stosunki A–C’N–K wskazują, że skały źródłowe miały charakter granodiorytu–granitu, zarówno dla skał ilastych większej części profilu, jak i próbek z dolnej partii. Położenie na diagramie większości analiz wzdłuż boku A–K przy proporcjach  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  jak w illicie i muskowicie świadczy o bardzo zaawansowanym wietrzeniu chemicznym w ich obszarach źródłowych oraz późniejszej silnej metasomatozie potasowej produktów wietrzenia na etapie diagenety. Chemiczny wskaźnik przemian CIA wietrzeniowego rezydium (przed metasomatozą potasową minerałów ilastych) dla tych próbek jest bardzo wysoki i wynosi 85,5. Dla dwóch próbek z dolnej partii profilu (pr. 663 i 666) wskaźnik CIA sprzed metasomatozy rezydium ilastego jest natomiast znacznie niższy i wynosi odpowiednio 77,5 i 71,0, albo 69,6 i 67,9, jeżeli przyjmiemy, że metasomatoza potasowa obejmowała tylko detrytyczne plagioklasty, co wydaje się bardziej prawdopodobne, zwłaszcza dla próbki waki litycznej. Uwzględniając oba procesy metasomatyczne w tych dwóch próbkach, wskaźnik CIA rezydium wietrzeniowego mieściłby się pomiędzy skrajnymi wartościami 77,5 a 67,9. Ponieważ stopień wietrzenia chemicznego zależy bezpośrednio od klimatu, to przy tym samym charakterze litologicznym obszarów źródłowych powyższe relacje wskazywałyby na chłodny i relatywnie suchy klimat, w jakim powstawały osady z dolnej części profilu (pośredni stopień wietrzenia chemicznego) oraz klimat gorący i wilgotny dla reszty profilu (bardzo wysoki stopień wietrzenia chemicznego).

Spośród głównych pierwiastków Al jest składnikiem najbardziej odpornym na wpływ procesów biologicznych i diagenetycznych zachodzących w środowiskach morskich. Wysokie koncentracje tego pierwiastka w terygenicznych fazach glinokrzemianowych i bardzo niska zawartość w wodzie morskiej (Orians, Bruland, 1986) powodują, że można go uważać za dobry wskaźnik udziału glinokrzemianowej frakcji terygenicznej w większości osadów morskich. Tablica współczynników korelacji liniowej Pearsona ( $r$ ) dobrze pokazuje znaczenie frakcji terygenicznej jako nośnika poszczególnych pierwiastków (tab. 11). Na 33 wzięte pod uwagę pierwiastki, 11 pierwiastków koreluje się dodatnio z Al, natomiast w przypadku Ca i Mo jest to korelacja ujemna. Ponadto molibden bardzo dobrze koreluje się dodatnio z wapniem ( $r=0,77$ ). Dla większości z nich jest to korelacja doskonała lub bardzo dobra ( $|r|$  od 0,95 do 0,62), nie tylko dla typowo litogenicznych pierwiastków, takich jak K, Ti, Rb, Ga, Nb, Th, czy Sc, ale także pierwiastków wrażliwych na warunki redoks, panujące w wodzie morskiej

Tabela 11

## Macierz współczynników korelacji liniowej Pearsona (r) dla pierwiastków głównych i śladowych w skałach osadowych ordowiku (N=16)

Matrix of Pearson's linear correlation coefficients (r) for major and trace elements in Ordovician sedimentary rocks (N = 16)

	Al	Ti	K	Fe	Na	Mg	Ca	Sr	Ba	P	Mn	Rb	Ga	Nb	V	Zr	Sc	Th	U	Co	Cr	Ni	Cu	Zn	Pb	Cd	Mo	La	Ce	Nd	Dy	Yb	Y			
Al	1																																			
Ti	0,91	1																																		
K	0,89	0,87	1																																	
Fe	0,53	0,30	0,32	1																																
Na	0,39	0,32	0,24	0,44	1																															
Mg	-0,20	-0,26	-0,29	0,49	0,47	1																														
Ca	-0,85	-0,76	-0,81	-0,15	0,64	1																														
Sr	-0,41	-0,48	-0,35	-0,33	-0,44	-0,23	0,13	1																												
Ba	0,35	0,37	0,12	0,32	0,82	0,36	-0,10	-0,54	1																											
P	-0,16	-0,30	-0,22	0,48	-0,11	0,24	0,32	0,12	-0,19	1																										
Mn	-0,29	-0,35	-0,40	0,14	-0,17	0,32	0,37	0,16	-0,06	0,12	1																									
Rb	0,93	0,84	0,96	0,42	0,19	-0,29	-0,85	-0,31	0,06	-0,15	-0,27	1																								
Ga	0,92	0,69	0,56	0,69	0,38	0,69	-0,30	-0,48	0,39	-0,14	0,14	0,69	1																							
Nb	0,66	0,65	0,61	0,37	0,09	-0,22	-0,59	-0,14	0,08	-0,18	-0,31	0,59	0,60	1																						
V	0,90	0,90	0,84	0,56	0,51	0,05	-0,63	-0,49	0,38	-0,17	-0,35	0,81	0,84	0,65	1																					
Zr	0,51	0,70	0,64	0,00	0,05	-0,33	-0,48	-0,29	0,15	-0,23	-0,42	0,48	0,26	0,75	0,56	1																				
Sc	0,95	0,83	0,86	0,51	0,21	-0,22	-0,83	-0,31	0,13	-0,17	-0,24	0,94	0,89	0,62	0,83	0,37	1																			
Th	0,80	0,85	0,87	0,23	-0,07	-0,42	-0,75	-0,40	-0,01	-0,18	-0,27	0,84	0,50	0,62	0,71	0,72	0,79	1																		
U	0,66	0,80	0,71	0,35	0,22	-0,01	-0,43	-0,35	0,16	-0,15	-0,47	0,61	0,64	0,74	0,86	0,76	0,60	0,68	1																	
Co	0,46	0,22	0,29	0,80	0,01	0,04	-0,29	-0,08	-0,07	0,55	-0,02	0,41	0,40	0,48	0,39	0,04	0,51	0,29	0,29	1																
Cr	0,85	0,97	0,91	0,23	0,19	-0,28	-0,71	-0,44	0,22	-0,26	-0,44	0,84	0,59	0,65	0,87	0,77	0,79	0,89	0,86	0,19	1															
Ni	0,62	0,43	0,47	0,66	0,02	-0,05	-0,47	0,05	0,00	0,26	-0,16	0,58	0,53	0,55	0,53	0,12	0,71	0,41	0,42	0,85	0,40	1														
Cu	0,20	-0,05	0,04	0,28	0,13	-0,17	-0,28	-0,31	0,02	0,15	-0,17	0,16	-0,04	-0,04	0,05	-0,31	0,25	0,03	-0,24	0,46	-0,11	0,25	1													
Zn	0,38	0,16	0,20	0,70	0,35	0,21	-0,22	-0,01	0,19	0,33	0,12	0,31	0,25	0,22	0,34	-0,20	0,38	0,01	0,15	0,66	0,05	0,56	0,20	1												
Pb	0,06	-0,10	0,06	0,24	0,08	0,08	-0,08	0,14	-0,20	-0,03	-0,32	0,07	0,05	0,19	0,15	-0,18	0,16	-0,10	0,20	0,35	-0,08	0,36	0,17	0,49	1											
Cd	-0,06	-0,05	-0,07	-0,12	-0,17	-0,30	-0,12	0,25	-0,31	-0,13	-0,04	-0,09	-0,20	0,28	-0,05	0,11	-0,03	-0,08	0,08	0,13	-0,10	0,07	-0,02	0,55	0,48	1										
Mo	-0,78	-0,59	-0,62	-0,43	-0,21	0,36	0,77	0,16	-0,22	-0,09	0,13	-0,71	-0,32	-0,29	-0,52	-0,20	-0,74	-0,63	-0,20	-0,43	-0,52	-0,54	-0,43	-0,22	0,15	0,29	1									
La	0,48	0,44	0,61	0,37	-0,25	-0,23	-0,40	0,03	-0,28	0,35	-0,13	0,59	0,18	0,50	0,41	0,57	0,49	0,71	0,51	0,48	0,55	0,51	-0,20	0,14	0,05	-0,08	-0,45	1								
Ce	0,29	0,17	0,31	0,58	-0,16	0,00	-0,14	0,06	-0,22	0,75	0,06	0,34	0,10	0,34	0,23	0,31	0,27	0,39	0,29	0,68	0,23	0,51	-0,06	0,36	0,03	-0,01	-0,35	0,86	1							
Nd	0,30	0,22	0,39	0,42	-0,24	-0,10	-0,20	0,11	-0,26	0,60	-0,06	0,37	0,05	0,34	0,23	0,42	0,28	0,50	0,34	0,52	0,33	0,47	-0,17	0,17	0,01	-0,14	-0,39	0,95	0,95	1						
Dy	0,16	0,03	0,13	0,56	-0,18	0,05	-0,01	0,07	-0,20	0,83	-0,03	0,18	0,06	0,31	0,10	0,23	0,15	0,24	0,19	0,69	0,10	0,49	0,04	0,27	0,03	-0,10	-0,28	0,74	0,95	0,89	1					
Yb	0,59	0,49	0,53	0,61	0,06	-0,05	-0,43	-0,14	0,01	0,32	-0,25	0,54	0,52	0,85	0,55	0,62	0,55	0,56	0,61	0,71	0,51	0,64	0,05	0,30	0,14	0,07	-0,40	0,73	0,73	0,70	0,75	1				
Y	0,13	-0,03	0,08	0,58	-0,17	0,09	0,02	0,09	-0,23	0,85	-0,01	0,15	0,07	0,30	0,07	0,15	0,13	0,16	0,15	0,71	0,03	0,50	0,08	0,30	0,07	-0,10	-0,24	0,68	0,92	0,83	0,99	0,74	1			
As	0,46	0,47	0,35	0,40	0,28	0,18	-0,23	0,00	0,22	-0,03	-0,29	0,35	0,56	0,37	0,63	0,13	0,49	0,21	0,60	0,41	0,46	0,68	-0,01	0,33	0,23	0,02	-0,23	0,10	0,04	0,03	0,02	0,26	0,02	0,02	0,02	

Korelacje statystycznie istotne dla poziomu ufności 95% (poziom istotności  $p < 0,05$ ; test dwustronny) wyróżniono pogrubioną czcionką, dla poziomu ufności 99% ( $p < 0,01$ ) – pojedynczym podkreśleniem, a dla poziomu ufności 99,9% ( $p < 0,001$ ) – podkreśleniem podwójnym.

Statistically significant correlations at the 95% confidence level (i.e.  $p < 0,05$ , 2-tailed) are marked in bold typeface, for the confidence level of 99% ( $p < 0,01$ ) – with a single underline, and for the confidence level of 99,9% ( $p < 0,001$ ) – with double underline.

i w osadzie oraz pierwiastków zaliczanych do mikroskładników pokarmowych (*micronutrients*): V, Cr, Ni, U. Wynika z tego, że są to pierwiastki wchodzące wyłącznie lub prawie wyłącznie w skład materiału terygenicznego (litogenicznego) o pochodzeniu fluwialnym i/lub eolicznym (np. Brumsack, 1989; Calvert, Pedersen, 1993; Tribovillard i in., 2006). Pierwiastki te przeważnie dobrze lub bardzo dobrze korelują się ujemnie z wapniem. Nieco słabsza korelacja dodatnia z Al występuje w przypadku Fe ( $r=0,53$ ) wchodzącego po części w skład faz węglanowych oraz Zr ( $r=0,51$ ) łatwo ulegającego hydraulicznemu frakcjonowaniu (minerał cyrkon). Ze słabą lub bardzo słabą korelacją dodatnią z Al mamy do czynienia w przypadku Co, As, Zn, Ba i części REE ( $r$  od 0,48 do 0,30), natomiast brak jakiegokolwiek korelacji z Al wykazują P, Mn, Pb, Cd, Cu ( $|r| \leq 0,29$ ). Jednocześnie Co bardzo dobrze koreluje się dodatnio z Fe i Ni (odpowiednio  $r=0,80$  i  $0,85$ ), a nieco słabiej z Zn i REE; Zn dość dobrze koreluje się dodatnio z Fe i Co (odpowiednio  $r=0,70$  i  $0,66$ ), a As z Ni i V (odpowiednio  $r=0,68$  i  $0,63$ ). Dla P, Pb, Cu i Cd korelacje z pozostałymi pierwiastkami są statystycznie nieistotne nawet dla poziomu ufności 95%. Jedynie fosfor na ogół bardzo dobrze koreluje się dodatnio z Y ( $r=0,85$ ) i pierwiastkami ziem rzadkich o pośrednich masach atomowych (np. dla Dy  $r=0,83$ ), gorzej z lekkimi i ciężkimi REE. Jednocześnie brak korelacji REE z Al z wyjątkiem Yb ( $r=0,59$ ). Na koncentracje w osadzie takich pierwiastków jak P, Mn, Mo, Cu, Pb, Cd, Co, Zn i As decydujący wpływ miał materiał biogeniczny (bioproduktywność) oraz fazy hydrogeniczne i autigeniczne wytrącane na drodze nieorganicznej z wody morskiej i wód porowych (por. Li, Schoonmaker, 2003; Sageman, Lyons, 2003).

Przy bardzo dobrej korelacji dodatniej V, Cr, Ni i U z Al i innymi pierwiastkami litogenicznymi nie zaskakuje brak wzbogacenia badanych skał w metale śladowe i mikronutrienty w porównaniu ze standardem ilastym. Jako miarę przyjęto wskaźnik względnego wzbogacenia EF określony za pomocą stosunku  $(\text{pierwiastek}/\text{Al})_{\text{próbka}} / (\text{pierwiastek}/\text{Al})_{\text{śr. łupek}}$ . Skały wzbogacone w dany pierwiastek w stosunku do standardu łupkowego mają  $EF > 1$ , a zubożone  $EF < 1$  z tym, że o istotnym wzbogaceniu można mówić przy  $EF \geq 5$  (por. Turgeon, Brumsack, 2006). Brak wzbogacenia badanych skał w V, Cr, Ni i U, dla których wskaźnik EF ma wartości od 0,4 do 1,2, z wyjątkiem słabego wzbogacenia w uran próbki skały krzemionkowej 289 ( $EF \text{ U} = 3,6$ ; tab. 12). W przypadku Ba, Co, Zn i As, których koncentracje tylko w bardzo ograniczonym stopniu kontrolowane są przez materiał terygeniczny, wskaźnik EF mieści się w dość szerokim przedziale 0,3–8,9, przy czym wyraźne wzbogacenie w 4 próbkach występuje tylko w przypadku arsenu. W przypadku baru, który dobrze koreluje się dodatnio z Na ( $r=0,82$ ), a z glinem się nie koreluje, widoczne jest zwykle zubożenie w stosunku do standardu łupkowego, z wyjątkiem najbogatszej w sód (detrytyczne skalenie) waki litycznej ( $EF \text{ Ba} = 1,6$ ; pr. 666) i skały krzemionkowej ( $EF \text{ Ba} = 4,5$ ; pr. 289), w której bar ma najprawdopodobniej pochodzenie organiczne. Zubożenie lub tylko słabe wzbogacenie badanych próbek obserwuje się również w przypadku pierwiastków Nielitogenicznych: P, Mn, Mo, Cd, Pb i Cu, dla których wskaźniki wzbogacenia mieszczą

się przeważnie w zakresie 0,2–4,1. Istotne wzbogacenie w te pierwiastki, zwłaszcza w cztery pierwsze z wymienionych, występuje łącznie tylko w czterech próbkach. Najwyższymi wskaźnikami wyróżnia się próbka skały krzemionkowej (pr. 289), ze znacznym udziałem organogenicznych węglanów, w której EF dla Mn osiąga wartość 38, dla fosforu 16, dla Cd 13,7 i dla Mo 87. Kadm należy do tych metali śladowych, których koncentracje w organizmach planktonicznych mogą przewyższać o ponad dwa rzędy wielkości ich koncentracje we frakcji terygeniczej (Brumsack, 2006). Biorąc więc pod uwagę brak zazwyczaj istotnego wzbogacenia badanych skał w większość metali, których koncentracje wzrastają w warunkach anoksycznych i suboksycznych, przyjęć trzeba, że wzbogacenie w kadm próbek 289 i 277 ( $EF \text{ Cd} = 8,4$ ) nastąpiło głównie w wyniku wzrostu bioakumulacji, przy podrzędnej roli deficytu tlenu w wodzie morskiej czy wodach porowych. Względne wzbogacenie lub zubożenie badanych osadów w poszczególne składniki w porównaniu ze standardem łupkowym ilustrują charakterystyki pajęczce próbek przedstawione na figurze 35. Charakterystyki REE+Y pokazano na figurze 36, a wykresy chemostratygraficzne koncentracji ważniejszych pierwiastków, wskaźników wzbogacenia EF i parametrów REE prezentuje figura 37.

Niejednoznaczne, a niekiedy wzajemnie sprzeczne, są wskazania uzyskane na podstawie stosunków koncentracji pierwiastków wrażliwych na warunki redoks panujące w osadzie i wodach dennych, a mianowicie V/Cr, Ni/Co, V/(V+Ni) i Th/U (Jones, Manning, 1994; Hatch, Leventhal, 1992). Wartości V/Cr w badanych próbkach w zakresie 1,0–1,8 wskazywałyby na warunki dysoksydacyjne do suboksycznych, natomiast Ni/Co w przedziale 1,2–2,6 na sedymentację w dobrze natlenionym środowisku. Z kolei wskaźnik V/(V+Ni) w zakresie 0,52–0,80 odpowiada środowisku anoksycznemu. Stosunek Th/U w większości próbek zawiera się w przedziale 3,3–7,2, wskazując na dobre warunki tlenowe w strefie dennej zbiornika. Wyjątkiem jest skała krzemionkowa (pr. 289) ze stosunkiem 1,4 odpowiadającym środowisku z deficytem tlenu. Powyższe niezgodności prawdopodobnie spowodowane są znaczącym udziałem materiału litogenicznego w ogólnym bilansie zastosowanych tu pierwiastków wskaźnikowych, które w większości dobrze korelują się dodatnio z glinem ( $r=0,90$ – $0,62$ ), a więc można je uważać za pierwiastki tylko częściowo autigeniczne. Stosunki tych pierwiastków należy traktować jako względne wskaźniki warunków redoks środowiska (por. Rimmer, 2004). Tym niemniej wydaje się, że w czasie sedymentacji badanych osadów dominowało dobrze natlenione normalne środowisko morskie i tylko epizodycznie dochodziło do pogorszenia warunków tlenowych, najczęściej bez powstania właściwej anoksji z brakiem wolnego tlenu w wodach dennych i w osadzie.

Warunki anoksyczne reprezentuje tylko skała krzemionkowa z głęb. 308,7 m (pr. Bib-289), na co wskazują koncentracje autigenicznego Mo ( $EF = 87$ ) i U ( $EF = 3,6$ ), szczególnie użyteczne w analizie paleośrodowiskowej. Oba pierwiastki zachowują się konserwatywnie w środowisku oksydnym i charakteryzują się długim czasem pozostawania w wodzie morskiej, a w konsekwencji stosunek molowy

Tabela 12

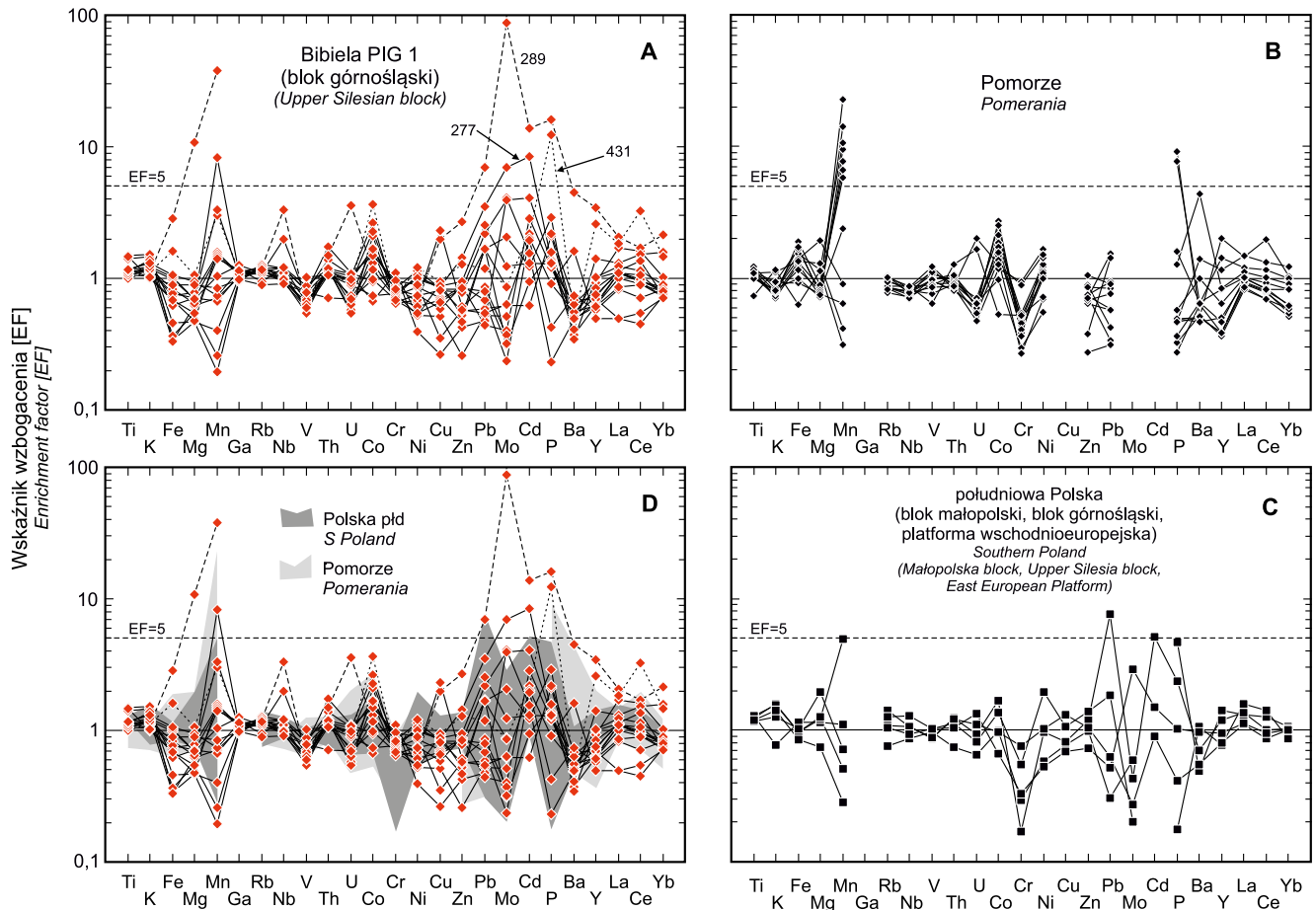
**Zestawienie wyników oznaczeń koncentracji glinu i fosforu, wskaźników wzbogacenia (EF) pierwiastków głównych i śladowych oraz niektórych charakterystycznych parametrów pierwiastków ziem rzadkich w skałach osadowych ordowiku**

Summary of results for the determination of aluminum and phosphorus concentrations, enrichment factors (EF) of major and trace elements, and some characteristic parameters of rare earth elements in Ordovician sedimentary rocks

Próbka Sample	Głębokość Depth [m]	Rodzaj skały Type of rock	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TOC		EF Si	EF P	EF Mn	EF Ba	EF Co	EF Ni	EF Cu	EF Pb	EF Zn	EF Mo	EF U	Mo/U mol	EF Cd	EF As	EF Nd	ΣREE+Y (ppm)	Ce/Ce*
						[%wag]																	
Bib-256	275,4	waka Q	12,88	0,149	0,24	1,6	1,2	0,4	0,6	1,0	0,5	0,5	0,5	0,3	0,5	1,1	0,4	<0,5	1,4	1,7	303	0,91	
Bib-265	284,8	i zsz	14,00	0,031	0,10	1,5	0,2	0,2	0,5	0,7	0,4	0,3	0,5	0,4	4,1	1,0	3,4	1,6	0,5	0,9	194	0,90	
Bib-277	296,6	i zsz/csz	9,92	0,132	0,29	2,2	1,4	0,3	0,4	1,7	1,0	0,9	3,5	1,4	7,0	1,0	6,2	8,4	5,4	0,9	138	0,89	
Bib-289	308,7	krzem	1,68	0,259	0,23	13,0	16,0	37,9	4,5	1,2	0,7	2,0	7,0	2,7	87,0	3,6	21,3	13,7	4,0	2,5	62	0,78	
Bib-305	324,1	i zsz/csz	9,39	0,263	0,07	2,4	2,9	0,7	0,3	0,7	0,5	0,9	1,7	0,5	2,1	0,9	2,0	1,2	1,8	1,2	152	0,82	
Bib-326	345,3	i zsz/csz	12,36	0,251	0,16	1,6	2,1	0,7	0,5	1,7	1,1	0,8	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6	8,6	1,1	193	0,87	
Bib-354	373,5	i csz	12,61	0,160	0,34	1,6	1,3	1,0	0,4	2,6	1,1	0,8	2,2	0,8	3,9	1,0	3,3	4,1	3,2	1,2	275	1,15	
Bib-381	400,1	i zsz/csz	12,62	0,147	0,12	1,6	1,2	8,3	0,5	1,6	0,7	0,6	0,4	0,9	0,4	0,6	0,6	2,8	1,1	1,1	217	1,19	
Bib-431	450,3	i csz/zsz	11,69	1,393	0,39	1,5	12,4	3,0	0,5	3,6	1,2	0,9	1,2	1,3	0,9	0,9	0,9	2,2	3,6	2,3	487	1,60	
Bib-443	462,1	i jsz	11,42	0,239	0,07	1,9	2,2	1,6	0,7	2,1	0,7	2,3	0,9	0,6	0,4	0,5	0,6	<0,6	0,4	0,4	91	1,00	
Bib-459	478,2	i zsz	13,46	0,206	0,08	1,4	1,6	1,5	0,5	1,3	0,9	0,7	1,7	0,5	0,3	0,7	0,4	1,0	1,4	1,2	240	0,92	
Bib-473a	492,5	i zsz	13,97	0,123	0,11	1,4	0,9	3,3	0,6	1,2	0,6	0,7	0,7	0,9	0,2	0,6	0,3	2,0	0,4	0,9	186	0,92	
Bib-490	509,2	i cz	13,81	0,171	0,97	1,3	1,3	1,5	0,6	2,3	1,0	0,9	2,5	1,0	1,2	0,9	1,2	1,3	4,8	1,0	212	0,96	
Bib-535	554,0	i csz	15,92	0,065	0,18	1,2	0,4	1,4	0,7	1,5	0,9	0,3	0,5	0,6	0,6	1,1	0,5	1,9	8,9	0,7	174	0,89	
Bib-663	682,4	i cz	16,82	0,211	0,55	1,0	1,3	0,7	0,5	1,7	0,7	0,8	1,7	0,8	0,9	1,0	0,8	<0,4	6,7	0,7	205	1,07	
Bib-666	685,7	waka L	15,13	0,132	0,14	1,2	0,9	0,8	1,6	1,0	0,5	0,7	0,8	0,8	0,3	0,7	0,4	<0,4	3,4	0,5	123	1,08	

Wskaźnik wzbogacenia (EF) obliczony z wzoru  $EF M = (M/Al)_{\text{próbk}} / (M/Al)_{\text{złupka}}$ ; anomalia cerowa z wzoru  $Ce/Ce^* = Ce_N / (0,5La_N + 0,5Pr_N)$  według Baua i Dulskiego (1996); N – normalizacja do składu średniego łupka ilastego wg Wedepohla (1971, 1991, 2004); rodzaj skały: i – itowice; jsz – jasnoszary; zsz – zielonoszary; czs – ciemnoszary; cz – czarny; krzem – skała krzemionkowa; waka Q – waka kwarcowa; waka L – waka lityczna

The enrichment factor (EF) calculated from the formula  $EF M = (M/Al)_{\text{sample}} / (M/Al)_{\text{average}}$ ; cerium anomaly from the formula  $Ce/Ce^* = Ce_N / (0,5La_N + 0,5Pr_N)$  after Bau and Dulski (1996); N – normalization to average shale after Wedepohl (1971, 1991, 2004); type of rock: i – shale; jsz – light gray; zsz – greenish-gray; czs – dark gray; cz – black; krzem – siliceous rock; waka Q – quartz wacke; waka L – lithic wacke



**Fig. 35. Diagramy wielopierwiastkowe wskaźników wzbogacenia (EF) pokazujące stopień wzbogacenia (EF>1) lub zubożenia (EF<1) próbki w dany pierwiastek w porównaniu ze standardem łupkowym (według Wedepohla 1971, 2004).**

$$EF = \frac{(\text{pierwiastek}/Al)_{\text{próbka}}}{(\text{pierwiastek}/Al)_{\text{śr.łupek}}}$$

**A** – skały osadowe ordowiku z profilu Bibiela PIG 1; **B–D** – porównawcze charakterystyki EF skał ilasto-mułowcowych ordowiku z Pomorza (otwory Skibno 1, Jamno IG 1, Polskie Łąki PIG 1, Chojnice 5, Słupsk IG 1, Kościerzyna IG 1, Toruń 1; Krzemiński, Poprawa, 2006) oraz z południowej Polski (masyw blok małopolski – otwory Kielanówka 12, Nosówka 5, Wola Obszańska 3; blok górnośląski – otwór Łękawica 1; platforma wschodnioeuropejska – otwór Narol PIG 2; dane niepubl.).

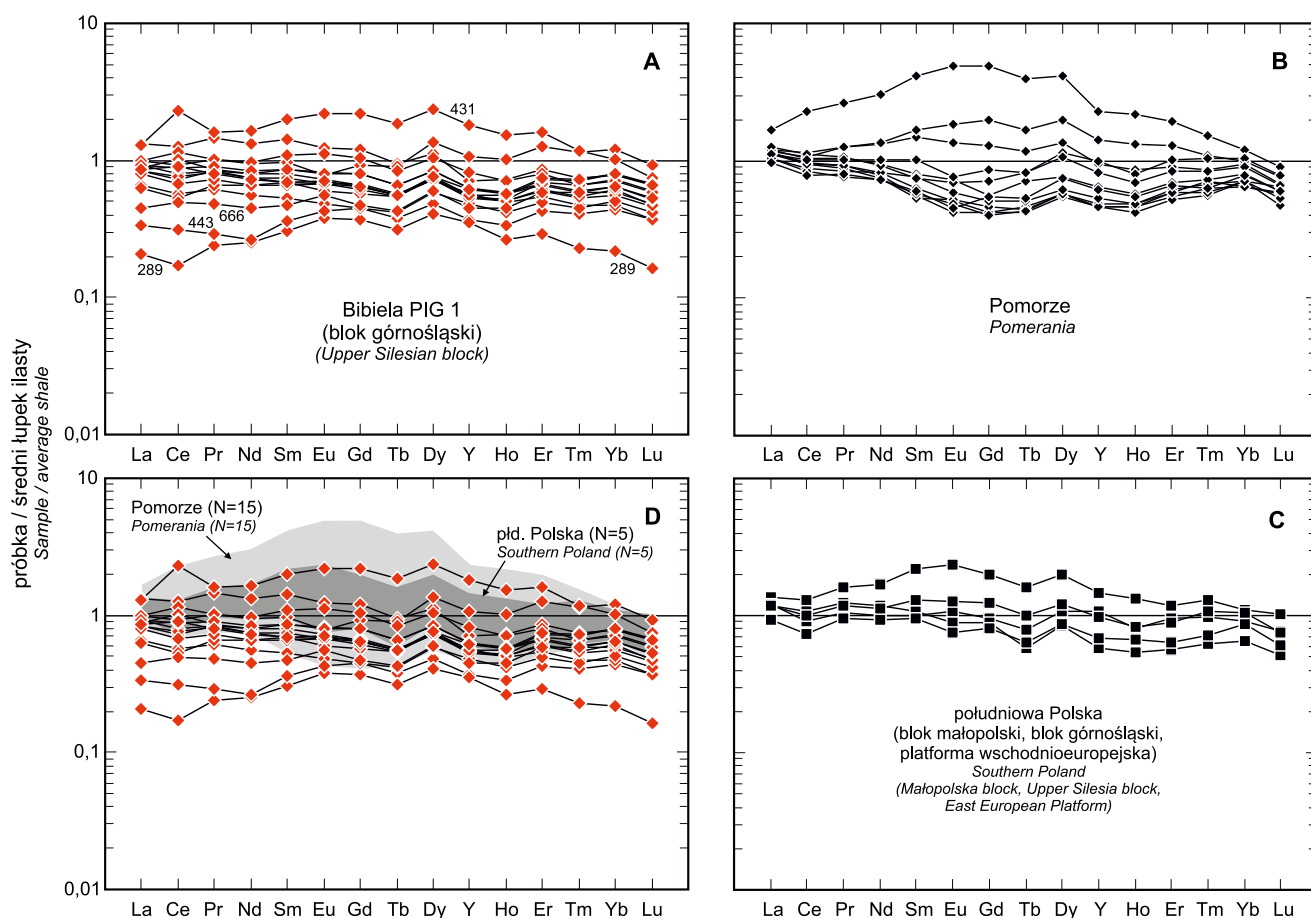
Multi-element patterns of enrichment factor (EF) showing the degree of enrichment (EF> 1) or depletion (EF < 1) of a sample in a given element compared to the shale standard (after Wedepohl, 1971, 2004).  $EF = (\text{element}/Al)_{\text{sample}} / (\text{element}/Al)_{\text{av.shale}}$

**A** – Ordovician sedimentary rocks from Bibiela PIG 1 borehole; **B–D** – comparison of enrichment factor (EF) values in Ordovician shales and mudrocks from Pomerania (Skibno 1, Jamno IG 1, Polskie Łąki PIG 1, Chojnice 5, Słupsk IG 1, Kościerzyna IG 1, and Toruń 1 boreholes; Krzemiński and Poprawa, 2006) and from southern Poland (Małopolska massif block – Kielanówka 12, Nosówka 5, Wola Obszańska 3; Upper Silesia block – Łękawica 1; East European Platform – Narol PIG 2 borehole; unpubl. data)

Mo/U jest bardzo wyrównany i we współczesnych wodach oceanicznych wynosi ~7,5–7,9 (Chen i in., 1986). Ponadto oba pierwiastki są obecne w planktonie w niskich stężeniach, a więc wzbogacenie osadu w te pierwiastki można przypisywać autogenicznemu wychwytowi z wody morskiej, który jest szczególnie ułatwiony w warunkach niedoboru tlenu. Różnica między nimi polega na tym, że w warunkach redukcyjnych uran jest wychwytywany wcześniej niż molibden, który wymaga obecności H<sub>2</sub>S (Algeo, Tribouillard, 2009). Próbka 289 jest silnie wzbogacona w Mo, a słabo w U, co daje wysoki stosunek  $(Mo/U)_{\text{mol}}$  równy 21,3 (tab. 12), a więc niemal trzy razy wyższy niż w wodzie morskiej. Towarzyszy temu istotne wzbogacenie w Cd, Pb, As i słabe wzbogacenie w Zn, Cu

i Ba. Sąsiednia próbka 277 (głęb. 296,6 m), łożysko bogate w biogeniczną krzemionkę, ma wyraźnie niższy stosunek  $(Mo/U)_{\text{mol}}$  równy 6,2 (0,8 x woda morska), istotne wzbogacenie w Mo (EF=7), Cd i As oraz słabe w Pb, ale jednocześnie brak tu jakiegokolwiek wzbogacenia w uran, stąd można wnioskować suboksydacyjne warunki środowiska sedymentacji.

Badane próbki charakteryzują się zmiennymi koncentracjami pierwiastków ziem rzadkich: od 62 mg/kg ΣREE+Y w skale krzemionkowej z głęb. 308,7 m do 487 mg/kg w próbce łożyska 431 (tab. 12). Znormalizowane do składu średniego łupka ilastego charakterystyki REE mają zasadniczo płaski przebieg, przeważnie poniżej tego standardu łupkowego, co jest spowodowane głównie rozcieńczającym



**Fig. 36.** A. Normalizowane do standardu łupkowego charakterystyki REE+Y skał osadowych ordowiku. B–D. Porównawcze charakterystyki skał ilasto-mułowcowych ordowiku z Pomorza oraz z Polski południowej. Źródła danych i otwory wiertnicze jak na figurze 35. Średni łupek ilasty wg Wedepohla (1971, 1991, 2004)

A. Shale-normalized REE+Y patterns of the Ordovician sedimentary rocks. B–D. Characteristics of Ordovician shales and mudrocks from Pomerania and southern Poland are shown for comparison. Sources of data and boreholes see Fig. 35. Average shale values are from Wedepohl (1971, 1991, 2004)

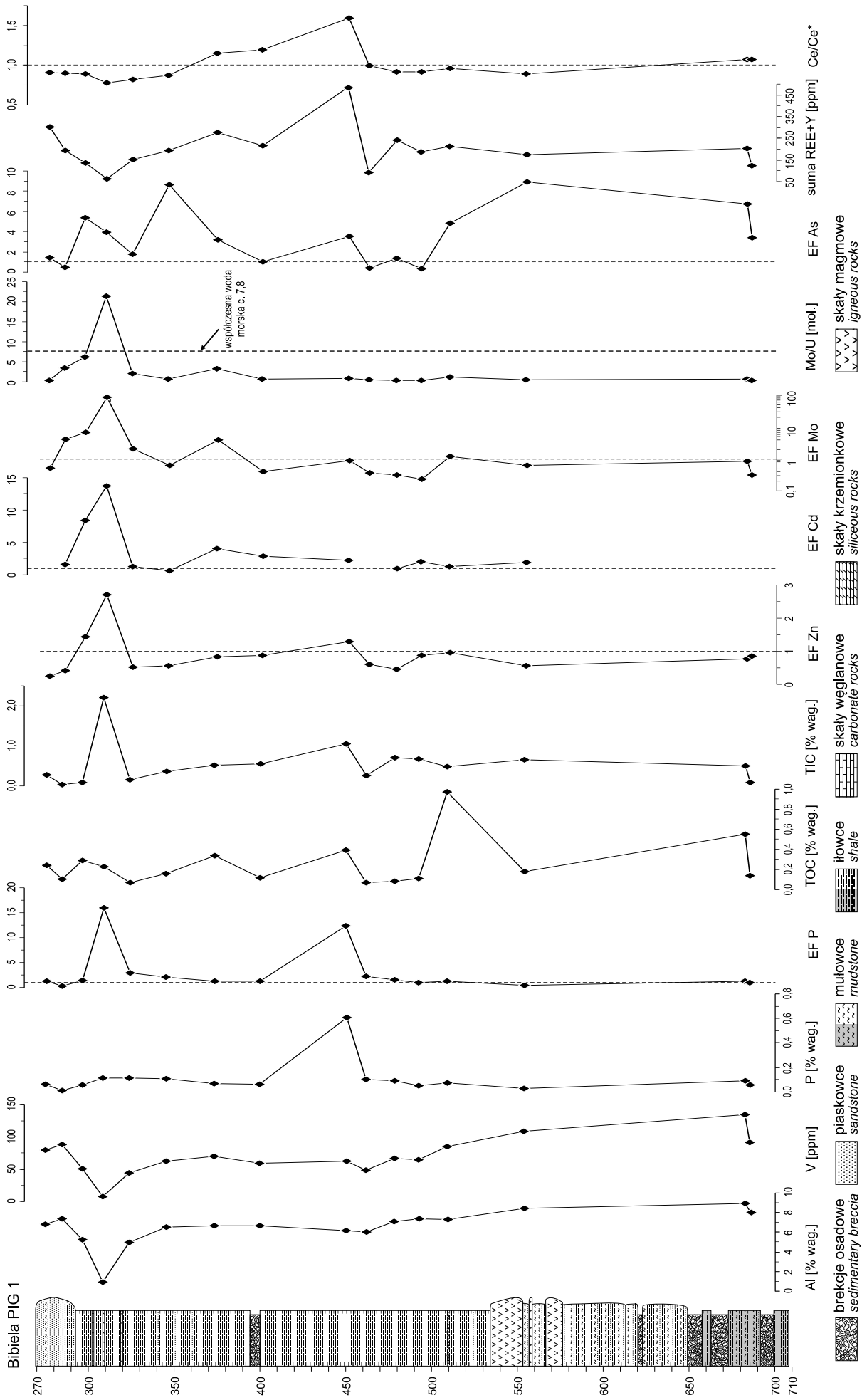
efektem biogenicznej krzemionki, zasadniczo nie zawierającej REE (fig. 36; tab. 12: EF Si w iłowcach od 1,2 do 2,4, z wyjątkiem próbki z głęb. 682,4 m). Na zawartość REE miały wpływ: proporcje zawartości minerałów ilastych i biogenicznej krzemionki, udział biogenicznych fosforanów, a także tempo sedymentacji, od którego zależy wielkość adsorpcji REE przez składniki osadu. Iłowiec Bib-431 ma wyraźnie wyższe koncentracje REE, zwłaszcza te o pośredniej masie atomowej, ale jednocześnie jest to skała najbogatsza w  $P_2O_5$ , w której fosforany są ważniejszym niż minerały ilaste nośnikiem tych pierwiastków. Tylko w tej próbce oraz w skałe krzemionkowej Bib-289 wskaźniki względnego wzbogacenia w REE są w granicach 2–4, w pozostałych próbkach przeważnie są bliskie 1 lub poniżej tej wartości (tab. 12; na przykładzie EF Nd). W przypadku próbki Bib-289 względne wzbogacenie w REE było zapewne spowodowane wolniejszym tempem sedymentacji, a więc dłuższym czasem adsorpcji REE z wody morskiej przez składniki osadu.

Fizyczne i chemiczne właściwości poszczególnych pierwiastków z grupy REE są podobne, co wynika z faktu, że

w warunkach osadowych tworzą one stabilne jony na stopniu utlenienia 3+, o zbliżonym promieniu. Wyjątkiem od tej zasady jest Ce, który inaczej niż pozostałe REE może ulegać utlenieniu w wodzie morskiej ze stosunkowo dobrze rozpuszczalnego Ce(III) do nierozpuszczalnego Ce(IV) (np. de Baar i in., 1988; Moffet, 1990). Powszechne w warunkach głębokomorskich frakcjonowanie ceru względem pozostałych, ściśle trójwartościowych REE, może być tylko wynikiem działania procesów redukcjno-oksydacyjnych (redoks) (German, Elderfield, 1990; Sholkovitz i in., 1994). Ilościową miarą tlenowego usuwania Ce jest stosunek obserwowanej koncentracji ceru do wartości oczekiwanej ( $Ce^*$ ), interpolowanej z zawartości sąsiednich w grupie REE lantanowców trójwartościowych (tzw. anomalia cerowa), zgodnie z formułą:

$$Ce/Ce^* = (Ce / Ce_{sr.łupek}) / [0,5*(La / La_{sr.łupek}) + 0,5*(Pr / Pr_{sr.łupek})],$$

gdzie  $REE_{pr} / REE_{sr.łupek}$  jest zawartością w próbce znormalizowaną do koncentracji w standardzie łupkowym (Bau,



**Fig. 37. Wykresy chemostratigraficzne koncentracji i stosunków zawartości niektórych pierwiastków, wskaźników wzbogacenia (EF), całkowitej zawartości węgla organicznego (TOC) i nieorganicznego (TIC), zawartości REE+Y i wielkości anomalii cerowej w skałach osadowych ordowiku. Anomalia Ce z wzoru  $Ce/Ce^* = CeN/(0,5LaN+0,5PrN)$  wg Baua i Dulskiego (1996)**  
 Chemostratigraphic profiles of selected element concentrations and ratios, enrichment factors (EFs), total organic and inorganic carbon (TOC, TIC), content of REE+Y, and Ce anomaly for the Ordovician sedimentary rocks. Ce anomaly from the formula  $Ce/Ce^* = CeN/(0,5LaN+0,5PrN)$  after Bau and Dulski (1996)

Dulski, 1996). Ujemną i dodatnią anomalię Ce definiuje się odpowiednio jako wartość  $Ce/Ce^* < 1$  i  $Ce/Ce^* > 1$ . W środowiskach z niedoborem tlenu, suboksydacyjnych i anoksydacyjnych, Ce zawarty w osadzie jest redukcyjnie uruchamiany, przechodząc do roztworu, a zubożone w cer osady anoksydacyjne, takie jak większość czarnych łupków, uzyskują w takich warunkach ujemną anomalię Ce (Wilde i in., 1996).

Większość zbadanych próbek nie wykazuje żadnej istotnej anomalii cerowej ( $Ce/Ce^*$  od 0,87 do 1,19). Słaba anomalia ujemna występuje w próbkach 289 i 305 ( $Ce/Ce^*$  0,78 i 0,82), a wyraźna anomalia dodatnia tylko w próbce 431 ( $Ce/Ce^*$  1,60). W tym ostatnim przypadku może to być związane ze słabym wzbogaceniem w mangan (EF Mn = 3,0) i żelazo (EF Fe = 1,6), ponieważ powoli tworzące się powłoki hydrogeniczne charakteryzują się dodatnią anomalią Ce jako efektem wychwytywania ceru z wody morskiej przez tlenowodorotlenki Fe-Mn w warunkach utleniających (Bau i in., 1996). Takie słabe ujemne lub niewielkie dodatnie anomalie Ce są typowe dla osadów deponowanych na krawędzi kontynentu. Skrajnie odmienne, z silną anomalią ujemną ceru, są natomiast osady dna oceanicznego i powstające w pobliżu stref spreadingu, a więc z minimalnym udziałem materiału terygenicznego o pochodzeniu kontynentalnym (Murray i in., 1990). Stosunkowo najniższe wartości  $Ce/Ce^*$  w skałach na głęb. 275,4–345,3 m (0,78–0,91) mogą odzwierciedlać pewien deficyt tlenu w środowisku depozycji, największy dla próbki Bib-289 (por. Liu i in., 1988).

Próbki z dolnej części badanego profilu (pr. 663 i 666), różniące się od pozostałych próbek umiarkowanym stopniem wietrzenia chemicznego w obszarze źródłowym ich materiału detrytycznego, wyróżniają się także innym środowiskiem tektonicznym obszaru źródłowego. Prowienienca detrytu mineralogicznie niedojrzałej waki litycznej z głęb. 685,7 m wiąże ją wyraźnie z aktywnym środowiskiem tektonicznym typu kontynentalnego łuku wysp, natomiast pochodzenie detrytu waki kwarcowej z głęb. 275,4 m (pr. 256), ubogiej w żelazo i magnez, a bogatej w La i Zr, wskazuje na środowisko pasywnej krawędzi (fig. 38). Pewne niedopasowanie położenia analizy próbki Bib-256 do sektora pasywnej krawędzi (PM) na diagramach dyskryminacyjnych Bhatii (1983) oraz Bhatii i Crooka (1986) wynika z tego, że jest to skała o strukturze drobnopsamitowej, wyjątkowo bogata w detrytyczny matriks

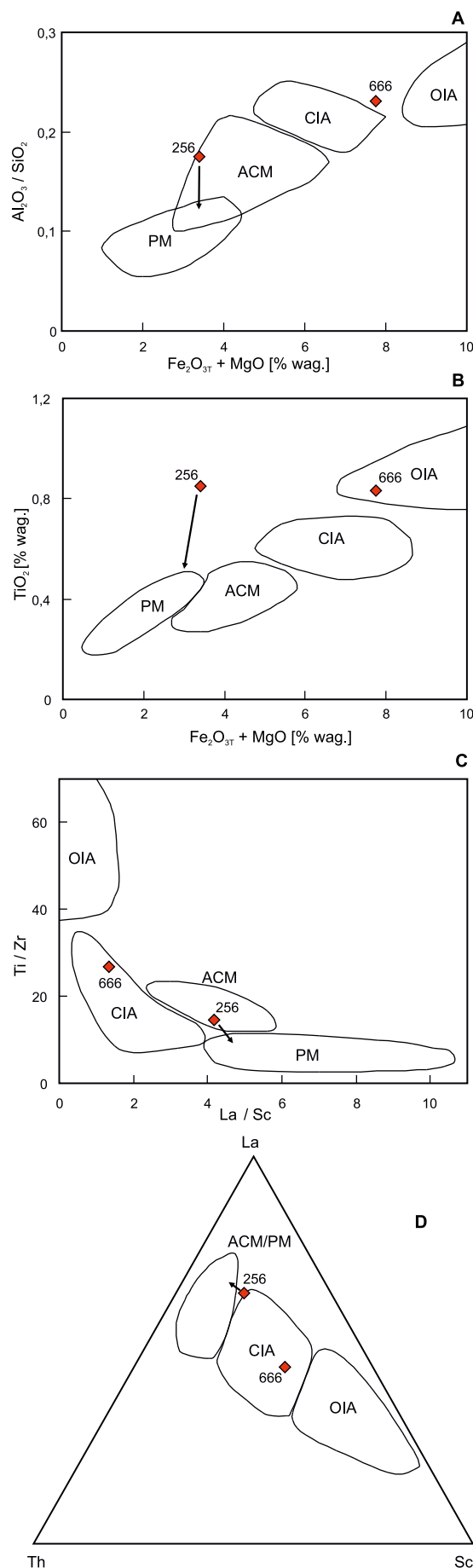
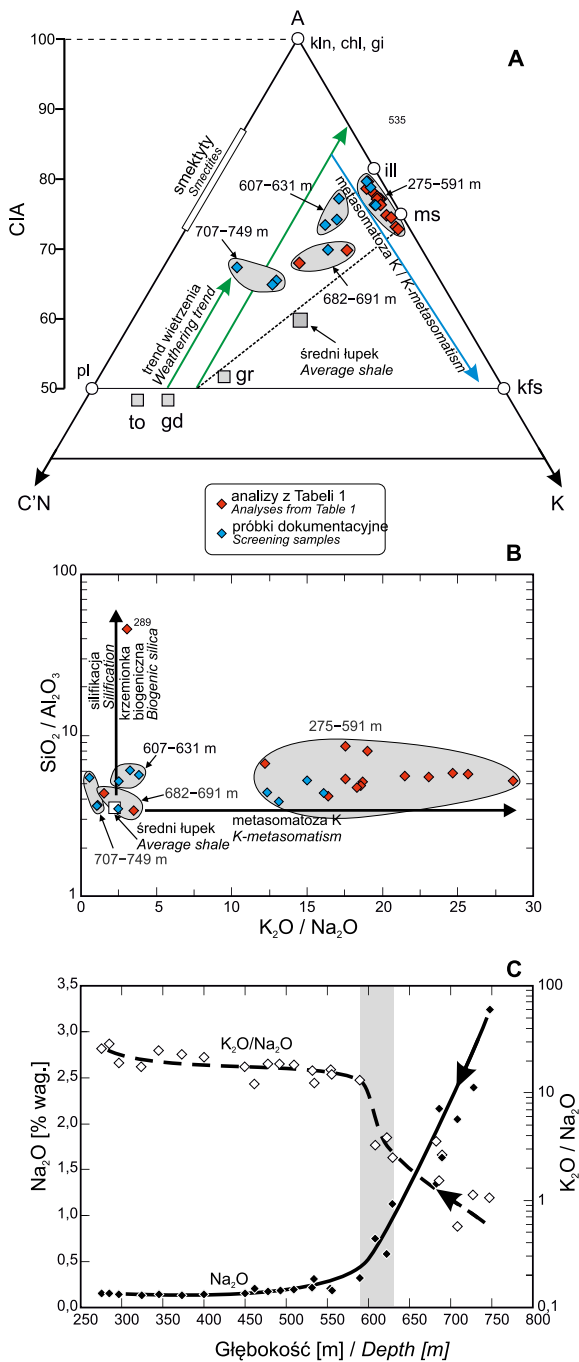


Fig. 38. Diagramy dyskryminacyjne środowisk tektonicznych obszarów źródłowych materiału terygenicznego z analizami waki kwarcowej (pr. 256) i waki litycznej (pr. 666) z profilu ordowiku.

Oznaczenia sektorów wg Bhatii (1983) oraz Bhatii i Crooka (1986): OIA, oceaniczny łuk wysp; CIA, kontynentalny łuk wysp; ACM, aktywna krawędź kontynentalna; PM, krawędź pasywna

Tectonic setting discrimination diagrams for sandstone samples from the Ordovician profile (quartz wacke, sample 256 and lithic wacke, sample 666). The fields are from Bhatia (1983) and Bhatia and Crook (1986): OIA, oceanic island arc; CIA, continental island arc; ACM, active continental margin; PM, passive margin.



**Fig. 39. Porównanie geochemicznych charakterystyk próbek skał ilastych ordowiku (wraz z próbkami dokumentacyjnymi) z czterech interwałów głębokości**

Objaśnienia symboli jak na figurze 34

Comparison of the geochemical characteristics of Ordovician shale samples (with screening samples) from the four depth intervals

Explanations of symbols as in Fig. 34

(stąd znaczna zawartość TiO<sub>2</sub>), a więc pod tym względem niezupełnie adekwatna do diagramów skonstruowanych dla piaskowców średnioziarnistych, z reguły uboższych we frakcję ilastą. Tym niemniej różny charakter obszarów źródłowych materiału okruszowego tych dwóch próbek nie ulega wątpliwości. Godne uwagi jest to, że swoistość petrograficzna i geochemiczna próbek z niższej części profilu, nominalnie wieku ordowickiego, koresponduje z odmiennymi od reszty populacji ordowickiej własnościami magnetycznymi próbek z tej części profilu (głęb. 693,5 i 702,6 m), zbliżonymi raczej do próbek ediakarskich (Grabowski, inf. ustna). Również spektrum wiekowe detrytycznego cyrkonu w próbce z głęb. 646,1 m jest takie samo jak w próbkach ediakarskich, a zasadniczo różne od spektrum wiekowego próbki niewątpliwie ordowickiej z głęb. 278,5 m (Krzenińska, inf. ustna).

Porównanie charakterystyk skał ilastych, łącznie z 11 próbkami dokumentacyjnymi, pozwala na bardziej precyzyjne wyznaczenie głębokości na jakiej nastąpiła zasadnicza zmiana istotnych parametrów geochemicznych (fig. 39). Trzy próbki z głęb. 707–749 m (w tym dwie przedordowickie) charakteryzują się najwyższą zawartością Na<sub>2</sub>O w granicach 1,9–3,2% wag., stosunkiem K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O bliskim 1 i najniższym wskaźnikiem CIA w przedziale 64–68. Świadczą one o najłagodniejszym stopniu wietrzenia chemicznego w obszarach źródłowych w klimacie chłodnym i relatywnie suchym. Zupełnie inne są charakterystyki łańcuchów reprezentujących większą część profilu od stropu ordowiku do głęb. 591 m. Przy bardzo niskiej zawartości Na<sub>2</sub>O (0,14–0,32% wag.) mają one bardzo wysoki stosunek K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O podwyższony dodatkowo przez silną metasomatozę potasową na etapie diagenety (związaną prawdopodobnie z wolnym tempem sedymentacji) do wartości od 12 do 29. Wskaźnik CIA ok. 85 wskazuje na bardzo intensywne wietrzenie chemiczne w obszarach źródłowych o klimacie gorącym i wilgotnym. Próbki z głęb. 607–631 m i 682–691 m mają charakterystyki pośrednie, a zmiana powyższych parametrów następowała dość systematycznie wraz ze spadkiem głębokości. Wskaźnik CIA w zakresie 68–70 na głęb. 682–691 m świadczy o względnie chłodnym i suchym klimacie, który następnie stosunkowo szybko ulegał ociepleniu przy wzrastającej wilgotności (CIA od 68 do 77 na głęb. 607–631 m). Największa skokowa zmiana zawartości Na<sub>2</sub>O i stosunku K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O zachodzi na głębokości ok. 600 m (fig. 39C).

## DEWON

Jolanta PACZEŚNA

### LITOLOGIA

W otworze wiertniczym Bibiela PIG 1 utwory dewonu według próbek rdzeniowych występują na głęb. 178,3–287,0 m. Ich miąższość pozorna wynosi 108,7 m. Dolna granica sukcesji dewońskiej została poprowadzona na głęb. 287,0 m na podstawie wyników badań biostratygraficznych, bazujących na występowaniu dolnodewońskich miospor (Filipiak, ten tom). Górna granica profilu dewońskiego została wyznaczona na głęb. 178,3 m. Wobec braku wskaźników biostratygraficznych oraz silnego zaangażowania tektonicznego najwyższej części sukcesji dewońskiej, stropową granicę utworów dewońskich poprowadzono na podstawie przybliżonej litokorelacji z pobliskimi otworami zlokalizowanymi na bloku górnośląskim, w tym z otworem BM-152 (Habryn, 2017).

Ponad utworami dewonu występują węglanowe utwory triasu dolnego. Utwory dewońskie zalegają w kontakcie tektonicznym na klastycznych i węglanowych utworach ordowiku.

Profil dewonu jest trójdzielny pod względem litologicznym. Od spągu utworów dewońskich, na głęb. 255,0–287,0 m, którym na podstawie badań palinologicznych przypisuje się wiek od ?eiflu po ems (Filipiak, ten tom), występują naprzemian leżące przewarstwiające się szare i szaro-zielone iłowce, miejscami zsylikowane, rzadziej dolomityczne, pojawiające się szczególnie w górnej części odcinka oraz mułowce i piaskowce. Miąższość warstw iłowców jest niewielka i nie przekracza 1 m. Innymi skałami drobnoklastycznymi są zsylikowane, ciemnoszare, czarne i brunatne mułowce, często smugowane piaskowcem drobnoziarnistym. Miąższość warstw mułowców waha się w przedziale 0,5–1,9 m. W omawianym odcinku sukcesji dewońskiej relatywnie często występują piaskowce. Są to jasnoszare, szaro-zielone piaskowce drobnoziarniste, niekiedy zsylikowane. Dość często występuje

drobna laminacja czarnym materiałem ilastym lub mułowcowym. Miąższość warstw piaskowców nie przekracza 1,3 m. W omawianym interwale głębokości występuje siedem stref tektonicznych, w obrębie których występują brekcje tektoniczne, zbudowane z pokruszonych piaskowców, kwarcytów i dolomitów o spoiwie ilasto-hematytowym lub dolomitycznym. W stropowej części odcinka występuje warstwa zsylikowanych dolomitów mikrytowych, silnie zażelazionych. Na głęb. 252,9–258,6 m występują bardzo drobnolaminowane heterolity piaskowcowo-iłowcowo-mułowcowe, w których laminy nie przekraczają miąższości 1 mm.

Drugim, wyodrębniającym się pod względem litologii odcinkiem jest głęb. 195,4–252,9 m, o nieustalonej dokładnie pozycji chronostratygraficznej ze względu na brak wskaźników biostratygraficznych. Prawdopodobnie są to utwory dolnodewońskie. W profilu dominują tu ciemnoszare i brązowo-szare dolomity, tworzące pakiety o łącznej miąższości ponad 44 m. Są to dolomity sparytowe, mikrytowe, gruzłowe, margliste i piaszczyste, często zsylikowane. Inną grupą skał, są piaskowce kwarcytowe barwy szarej lub szarobrunatnej o spoiwie dolomitycznym lub ilasto-węglanowym.

Na głęb. 178,1–195,4 m występuje monolityczny odcinek profilu, zbudowany z czerwono-brązowych, szaro-zielonych i szarych, niekiedy pstrych piaskowców kwarcowych. Piaskowce są bardzo zwarte i silnie zsylikowane. Podobnie jak w przypadku niżej leżącego odcinka profilu, wiek piaskowców kwarcowych jest z przybliżeniem oceniany na dewon dolny? Piaskowce drobnoziarniste i piaskowce kwarcytowe osiągają miąższość ponad 28 m. Iłowce stanowią mniejszość, osiągając w dwóch warstwach miąższość 1,5 m.

Paweł FILIPIAK

### PALINOLOGIA I STRATYGRAFIA UTWORÓW DEWONU DOLNEGO

W celu ustalenia palinostratygrafii dewonu badaniom palinologicznym poddano kilkadziesiąt próbek (fig. 40). Na podstawie wykształcenia i zmian litologicznych, do opróbowania orientacyjnie wytypowano głęb. 181–289 m. Do badań mikroflorystycznych najlepiej nadają się utwory klastyczne, drobnoziarniste, typu mułowce-iłowce, następnie skały margliste, wapienie i ostatecznie drobnoziarniste piaskowce. Utwory typu dolomity, bardzo dobrze wysortowane piaskowce, kwarcyty lub żwirowce są uważane powszechnie za bezużyteczne do analiz mikroflorystycznych (np. Traverse, 2008; Riding, 2021). Opróbowany rdzeń z otworu wiertniczego Bibiela PIG 1 zawierał różnie litologicznie wykształcone odcinki, co z góry wskazywało na mniejsze lub większe prawdopodobieństwo wystąpienia użytecznych pa-

linomorf. Z tego powodu część profilu została opróbowana gęściej a część rzadziej, tylko pilotażowo (fig. 40).

Stropowa część typowanego interwału wykształcona była w postaci kwarcytów, bezpośrednio podścielały ją dolomity, dopiero poniżej (od głęb. 255 m) zmieniała się litologia na bardziej drobnoziarnistą, sprzyjającą występowaniu mikroflory (mułowce, iłowce, drobnoziarniste piaskowce; głęb. 255–291 m). Biorąc pod uwagę charakter powyższej litologii do maceracji, wzięto 32 próbki (fig. 40).

W wyniku przeprowadzenia planimetrycznej analizy palinologicznej rozpoznano użyteczną do palinostratygrafii mikroflorę, głównie pochodzenia lądowego. Na podstawie zmienności taksonomicznej wyróżniono dwa zespoły miospor, reprezentujące dwa poziomy mikroflorystyczne. Próbkami

z głęb. 255–260 m zaliczono do poziomu *douglastownense-eurypterota*, z pogranicza emsu i eiflu (Richardson, McGregor, 1986). Natomiast próbki z głęb. 272–287 m zaklasyfikowano do poziomu *annulatus-sextantii* z emsu (Richardson, McGregor, 1986). Materiał organiczny, występujący poniżej głęb. 291 m, zawierał organikę starszą od dewonu (fig. 40), wskazującą na ordowik (Jachowicz-Zdanowska, ten tom),

Standardowe procesy chemiczne przeprowadzono na próbkach o wadze 20–30 g, stosując klasyczną metodę do maceracji skał o sekwencji kwasów: HCl-HF-HCl (np., Wood i in., 1996; Riding, 2021). W celu dezintegracji węglanów zastosowano niskoprocentowy kwas solny, natomiast w celu rozpuszczenia krzemianów użyto 40% kwas fluorowodorowy. Do zagęszczenia wartościowej organiki użyto sit nylonowych o oczku 18 µm, a do utrwalenia preparatów wykorzystano klej Petropoxy 154. Wcześniej, do rozproszenia organiki w preparatach zastosowano substancję Cellosize. Procesy chemiczne przeprowadzono w naczyniach jednorazowego użytku. Z uzyskanej pozostałości organicznej wykonano po trzy preparaty mikroskopowe dla każdej głębokości. Część próbek, głównie stropowych (181–253 m) i nie tylko, jest negatywna (fig. 40, A, B3, C), a część zawiera użyteczną palinologicznie zawartość. Mikroflora zachowana jest w zróżnicowany sposób. Ogólnie ocenić można, że materiał organiczny zachowany jest w sposób dobry. W oznaczonej mikroflorze przeważają użyteczne biostratygraficznie miospory, którym licznie towarzyszą inne bioklasty, prawdopodobnie pochodzenia roślinnego (fragmenty tkanek, kutikul). Odnotowano także przedstawicieli mało znanej grupy nematofitów (*Namatothallus*, *Cosmochlaina*) oraz tkanki przewo-

dzące, należące do rodzaju *Porcatitubulus*. Z fitoplanktonu dość powszechne były leiosfery.

Analizy palinologiczne przeprowadzono w mikroskopie do światła przechodzącego Nikon Eclipse 50i, używając obiektywów 10, 20, 40 i 60X. Dokumentację fotograficzną przygotowano, wykorzystując zintegrowaną kamerę cyfrową Nikon DS-Fi2 oraz specjalne oprogramowanie Nis Elements D.

Maceraty chemiczne oraz preparaty palinologiczne przechowywane są w Instytucie Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu.

### Wyniki palinostratygrafii utworów dewonu

W wyniku przeprowadzenia planimetrycznych analiz palinologicznych rozpoznano dwa zespołowe poziomy mikroflorystyczne (wg Richardsona, McGregora, 1986) oraz odpowiadające im zony Oppla zaproponowane przez Streela i in. (1987; fig. 41).

#### Poziom *Emphanisporites annulatus-Camarozonotriletes sextantii* (Richardson i McGregor, 1986)

Jest to najstarszy dewoński rozpoznany poziom mikroflorystyczny w analizowanym profilu, na głęb. 272–287 m (fig. 40, B2). Wiekowo odpowiada on wczesnemu i częściowo późnemu emsowi i jest korelowany z poziomami standardowej zonacji konodontowej: od *Polygnathus kitabicus* po dolną część *Polygnathus patulus* (np., Becker i in., 2012; fig. 41).

Na wstępie należy podkreślić bardzo ubogą w taksony zawartość próbek spągowych (285–287 m; fig. 40B1), zawierających pojedyncze taksony miospor, co zdecydowanie utrudnia pewną diagnozę biostratygraficzną spągu analizowanych osadów. Dlatego datowanie to należy traktować jako niepewne.

Za podstawę wyróżnienia wyżej wymienionej zony, uznano wystąpienie w spektrum miospor, taksonów przewodnich i charakterystycznych dla poziomu *annulatus-sextantii* od głęb. 283 m (fig. 40B2; 41). Podkreślić należy, że w analizowanym zespole ważny jest brak charakterystycznych, młodszych taksonów typowych dla kolejnego młodszego poziomu – są to duże miospory z kotwicowatą ornamentacją (Richardson, McGregor, 1986). Istotne znaczenie biostratygraficzne posiadają tu gatunki indeksowe: *Emphanisporites annulatus* i *Camarozonotriletes sextantii*. Występują one jednak nieregularnie i nielicznie względem innej mikroflory, stanowiącej zespół uzupełniający. Do mikroflory ważnej, pojawiającej się po raz pierwszy w tym poziomie i występującej w spektrum analizowanych miospor, Richardson i McGregor (1986) zaliczyli: *Acininosporites lindlarenensis* i *Dibolisporites echinaceus*. Natomiast do taksonów charakterystycznych dla tej zony włączyli: *Apiculiretusispora brandtii*, *A. plicata*, *Dibolisporites eifeliensis* i *Emphanisporites schultzei*. Pozostałe tło stanowiły miospory o mniejszej wartości palinostratygraficznej, pośród których odnotowano: *Brochotriletes* sp., *Brochotriletes foveolatus*, *Calamospora*

głębokość depth [m]	wynik analizy palinologicznej palynology	próbki nr samples no		
C	181   253	brak palinomorff <i>lack of palinomorpha</i>	181, 193, 206, 227, 240, 241, 243, 246, 248, 249, 250, 253	
	4	255   260	D1/2? eifel/ ems ?	255A i B, 258
B	3	261   270	brak palinomorff <i>lack of palinomorpha</i>	260, 270
	2	272   283	ems  D1	272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 280, 282, 283
	1	285   287	ems?	285, 286, 287
A	288   289	brak palinomorff <i>lack of palinomorpha</i>	288, 289	
	291 ↓	ordowik Ordovician		

Fig. 40. Dokumentacja próbek do analizy palinologicznej

Documentation of samples for palynological analysis

SYSTEM SYSTEM	PIĘTRO STAGE	ZONY KONODONTOWE CONODONT ZONES (Becker i in., 2012)	ZONY MIOSPOROWE MIOSPORE ZONES				
			Old Red Old Red (Richardson i McGregor, 1986)	Europa Zachodnia Western Europe (Streel i inni, 1987)*	Europa Wschodnia Eastern Europe (Avkhimovitch i inni, 1993)**		
DEWON DEVONIAN	EIFEL EIFELIAN	<i>kockelianus</i>	<i>devonicus - naumovii</i>	<i>acanthomammillatus - devonicus</i>	Lem.	<i>G. extensa</i>	EX
		<i>costatus</i>		<b>AD</b>	Ref.	<i>R. langii</i>	RL
		<i>partitus</i>	<i>velatus - langii</i>	<i>apiculatus - proteus</i>	Mac.	<i>P. tortus</i>	PT
		<i>patulus</i>	<i>douglastownense - eurypterota</i>	<b>AP</b>	Vel.	<i>D. inassueta</i>	DI
		<i>serotinus</i>		<i>foveolatus - dubia</i>	Pro. Cor.	<i>R. clandestinus</i>	RC
	EMS EMSIAN	<i>inversus</i>	<i>annulatus - sextantii</i>	<b>FD</b>	Min.	brak zonacji lack of zonation	
		<i>nothoperbonus</i>			Pra.		
		<i>gronbergi excavatus</i>	<b>AB</b>	Fov.			
		<i>kitabicus</i>		<i>annulatus - bellatulus</i>			
		<i>pireneae</i>	<i>polygonalis - emsiensis</i>	<b>PoW</b>			
	<i>kindlei</i>	<i>polygonalis - wetteldorfensis</i>					

**Fig. 41. Orientacyjna korelacja jednostek chronostratygraficznych dewonu dolnego i środkowego z poziomami biostratygraficznymi: standardową zonacją miosporową dla Old Redu, Europy Zachodniej i Europy Wschodniej z poziomami konodontowymi (kompilacja za Becker i in., 2012)**

W podziale dla Europy Zachodniej: \* lokalne poziomy zbiorcze, \*\* podpoziomy interwałowe. Pionową szrafurą zaznaczono rozpoznany przedział stratygraficzny

Approximate correlation of Lower and Middle Devonian chronostratigraphic units with biostratigraphic levels: standard miospore zonation for the Old Red, Western Europe and Eastern Europe with conodont zones (compilation from Becker *et al.*, 2012).

Western Europe zonation: \* Ooppel zones, \*\* interval zones. Vertical pattern indicate recognized miospore zones

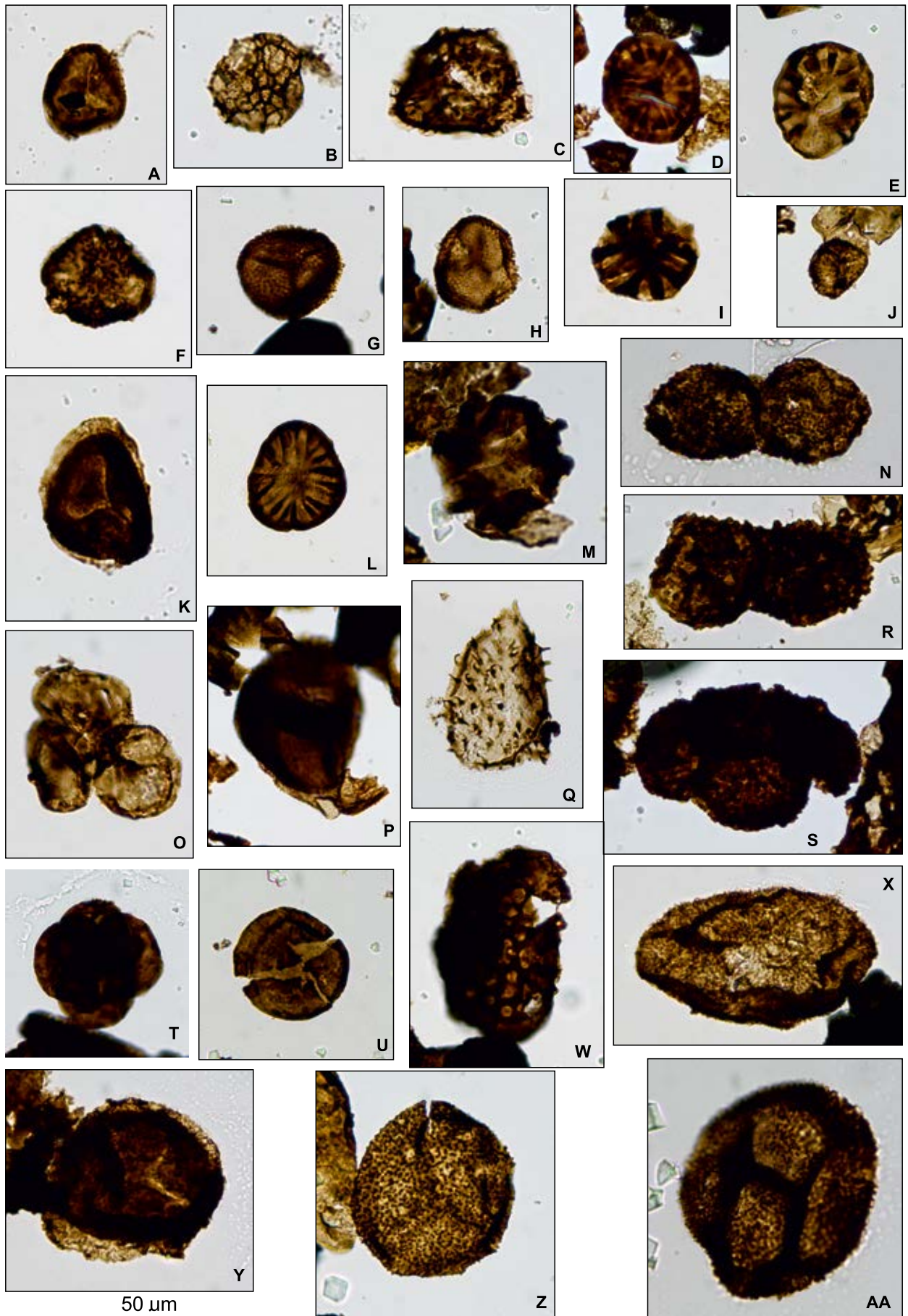
*avata*, *Camptozonotriletes caperatus*, *Clivosispora* sp., *Clivosispora verrucata*, *Cymbophilates baquaensis*, *Dibolisporites capillaris*, *D. capitellatus*, *Dictyotriletes bireticulatus*, *D. subgranifer*, *Emphanisporites erraticus*, *E. mcgregorii*, *E. patagiatus*, *E. rotatus*, *Gneudnasporea divellomedia*, *Kraeuselisporites gaspesiensis*, *Perotriletes asymmetricus*, *Retusotriletes dubiosus*, *Rhabdosporites minutus*, *Samarisporites eximius* i *Verrucosisporites polygonalis*. Gatunki ważne, charakterystyczne i powszechnie odnotowane w tym poziomie przedstawiono na figurze 42.

Wyznaczony poziom mikroflorystyczny wg Richardsona i McGregora (1986) *annulatus-sextantii* obejmuje chronostratygraficznie szeroki przedział, pokrywający niemal cały ems, bez jego najwyższej części (fig. 42). Nieco dokładniejszy podział tego odcinka, przedstawiają mikroflorystyczne poziomy Oppla zaproponowana przez Streela i in. (1987; fig. 41). W podziale tym zdefiniowane są zarówno zony, jak i podzony, co pozwala na zawężenie diagnozy stratygraficznej w sytuacji odnotowania kluczowych taksonów

mikroflory. W przypadku stwierdzonych gatunków występujących w materiale z otworu Bibiela PIG 1 duże znaczenie biostratygraficzne dla tej zony posiada *Rhabdosporites minutus*, wskazujący na najwyższą część poziomu FD (*foveolatus-dubia*; wg Streela i in., 1987; fig. 41), podzonę Min., a w ten sposób określający późną część emsu. W znaczący sposób ogranicza to wynik diagnozy palinologicznej dla tej części profilu do późnego emsu, co orientacyjnie odpowiada w zonacji konodontowej poziomom *serotinus-patulus* (np. Becker i in., 2012; fig. 41).

Poziom *Grandispora douglastownense-Ancyrospora eurypterota* (Richardson i McGregor, 1986)

Jest to młodszy poziom mikroflorystyczny z głęb. 255–258 m (fig. 40, B4). Stratygraficznie występuje on na pograniczu późnego emsu i wczesnego eiflu (Richardson, McGregor, 1986). Odpowiada to orientacyjnie w standardowej zonacji konodontowej górnej części poziomu *Polygnathus*



**Fig. 42. Miospory przewodnie i charakterystyczne dla poziomu *annulatus* – *sextantii*. Skala powiększenia (50 µm) pod figurą Y**

Important and characteristic miospores of the *annulatus* – *sextantii* Zone. Magnification bar (50 µm) under Fig. Y

**A** – *Camarozontriltes sextantii*, pr. 278; **B** – *Dictyotriltes subgranifer*, pr. 274; **C** – *Kraeuselisporites gaspesiensis*, pr. 274; **D** – *Emphanisporites annulatus*, pr. 273; **E** – *Emphanisporites annulatus*, pr. 274; **F** – *Camarozontriltes* sp., pr. 273; **G** – *Camarozontriltes sextantii*, pr. 276; **H** – *Camarozontriltes sextantii*, pr. 274; **I** – *Emphanisporites patagiatus*, pr. 276; **J** – *Camarozontriltes* sp., pr. 273; **K** – *Apiculiretusispora plicata*, pr. 278; **L** – *Emphanisporites rotatus*, pr. 276; **M** – *Emphanisporites patagiatus*, pr. 276; **N** – *Cymbohiltes baquaensis*, pr. 274; **O** – *Retusotriltes* sp., tetrada, pr. 274; **P** – *Apiculiretusispora plicata*, pr. 273; **Q** – *Kraeuselisporites gaspesiensis*, pr. 278; **R** – *Cymbohiltes* sp., pr. 274; **S** – Tetrada, pr. 274; **T** – Tetrada, pr. 278; **U** – *Laevolancis divellomedia*, pr. 283; **W** – *Brochotriltes foveolatus*, pr. 278; **X** – *Apiculiretusispora brandtii*, pr. 278; **Y** – *Apiculiretusispora plicata*, pr. 278; **Z** – *Apiculiretusispora brandtii*, pr. 274; **AA** – *Apiculiretusispora brandtii*, pr. 276

←

*patulus* po dolną część *Polygnathus costatus* (np. Becker i in., 2012; fig. 41).

Zonę mikroflorystyczną określono na podstawie oznaczenia mikroflory indeksowej (*Grandispora douglastownense*) oraz charakterystycznego zespołu towarzyszącego. Za ważne taksony do biostratygrafii uważa się tu duże spory, zaopatrzone w charakterystyczne kotwicowate wyrostki (np. *Hystricosporites* spp.) oraz inne duże spory z intensywną ornamentacją wykształconą na pseudoworku (*Grandispora* spp. i *Ancyrospora* spp.). Taki typ mikroflory nie występuje jeszcze w starszym poziomie *annulatus-sextantii* (fig. 41). W analizowanym zespole regularnie pojawia się wspomniana *Grandispora douglastownense*, natomiast nie odnotowano drugiego indeksowego taksonu *Ancyrospora eurypterota*. W zespole towarzyszącym wg. Richardsona i McGregora (1983) duże znaczenie ma także obecność oznaczonych tu taksonów: *Ancyrospora kedoae*, *A. nettersheimensis*, *Dibolisporites echinaceus*, *Grandispora protea* i *Hystricosporites* cf. *H. corystus*. Pozostała, występująca mikroflora posiada większy zasięg stratygraficzny, natomiast stanowi ważny element charakterystycznego tła mikroflorystycznego. Odnotowano tu takie gatunki jak: *Ancyrospora loganii*, *Apiculiretusispora brandtii*, *A. plicata*, *Dictyotriltes subgranifer*, *Dibolisporites capitellatus*, *D. eifeliensis*, *Emphanisporites patagiatus*, *Gneudnaspora divellomedia*, *Grandispora macrotuberculata*, *G. rarispinosa*, *Hystricosporites mitratus*, *Retusotriltes dubiosus* i *Samarisporites eximius*. Gatunki ważne, charakterystyczne i często występujące w tym poziomie pokazano na figurze 43.

Odnótowanie w poziomie *douglastownense-eurypterota* taksonu *Hystricosporites* cf. *H. corystus*, a szczególnie *Grandispora protea* pozwala na wskazanie podzony Pro. w obrębie poziomu AP (*apiculatus-proteus*) w zonacji Streela i in. (1987; fig. 41). Zawęża to diagnozę do środkowej podzony tego poziomu, a stratygraficznie do najpóźniejszego emsu i najwcześniejszego eiflu? Istotny jest także brak taksonu *Calypptosporites velatus*, gatunku przewodniego dla najwyższej podzony Vel. poziomu *apiculatus-proteus* (Streel i in., 1987; fig. 41), datującego osady na eifel.

Rozpoznany w profilu otworu przedział stratygraficzny, obejmujący dewon, według zonacji Streela i in., (1987) klasyfikuje go między podzonami Min. i Pro. Powyższy zasięg przedziału stratygraficznego wskazuje na późny ems i wczesny eifel? W standardowym podziale konodontowym odpowiada to zonom *serotinus-partitus* (np. Becker i in., 2012; fig. 41).

Stwierdzone poziomy mikroflorystyczne następują bezpośrednio po sobie (Richardson i McGregor, 1986; Streel i in. 1987; fig. 41). W utworach dewońskich z profilu Bi-biela PIG 1 nie wyznaczono jednak ścisłego kontaktu pomiędzy nimi z powodu niekorzystnie wykształconego litologicznie profilu, przypadającego na krytyczny interwał: 261–270 m (fig. 40 B3). Na odcinku tym, pozyskano piasek kwarcowy albo negatywne dla badań palinologicznych osady drobnoziarniste.

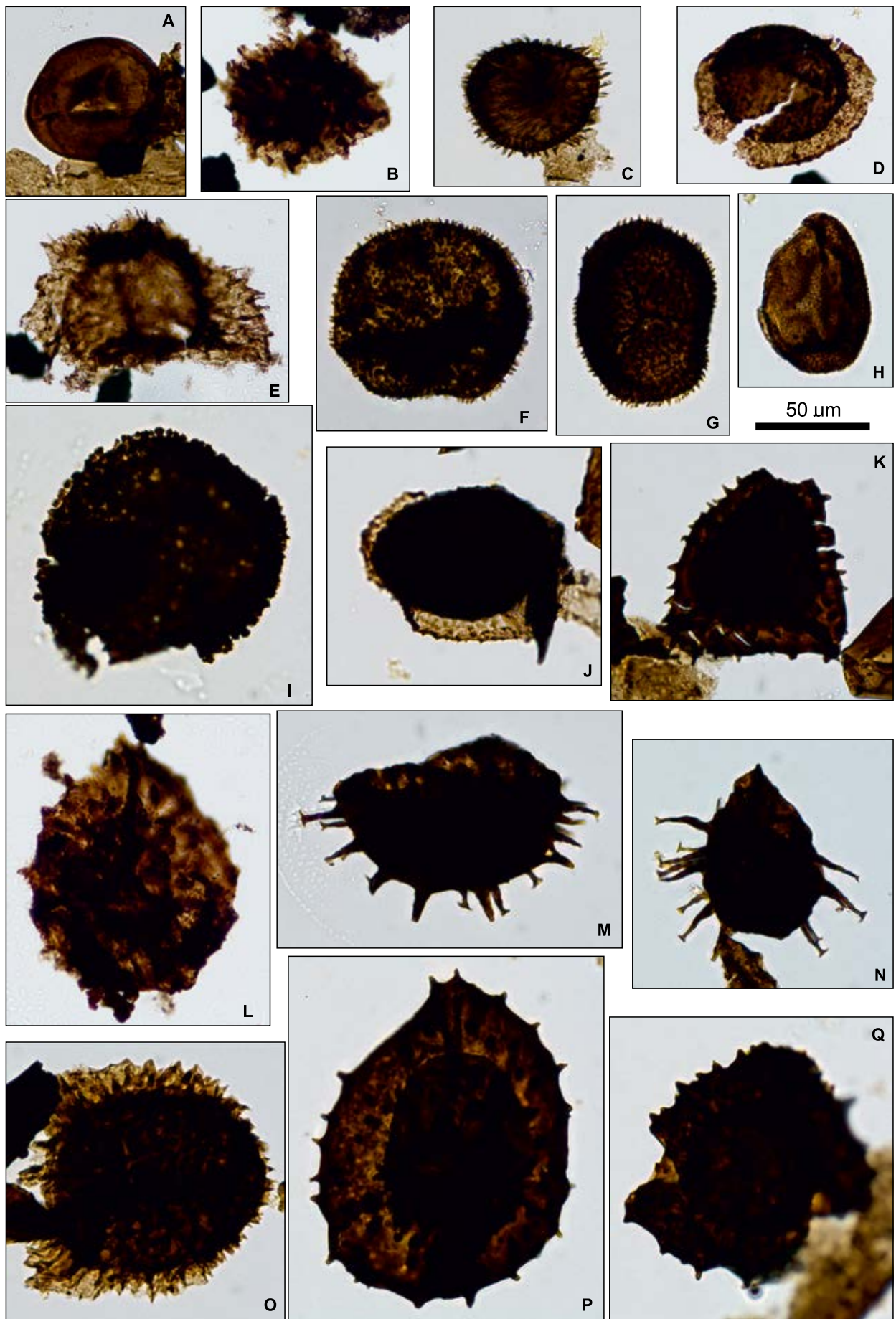
#### Problemy granicy spągu i stropu utworów dewońskich

Za ostatnią spągową, pewnie wydatowaną mikroflorystycznie próbkę dewońską należy uznać materiał z głęb. 283 m (fig. 40 B2). Zawiera on w miarę kompletny zespół taksonomiczny. Z powodu obecności pojedynczych taksonów dewońskich miospor *Acininosporites lindlarensis* (fig. 40 B1), w próbkach z głęb. 285–287 m za granicę spągu utworów dewońskich uznano jednak głęb. 287 m (fig. 40). Pozostałą część materii organicznej reprezentują jedynie czarne klasty bez żadnej wartości biostratygraficznej. Podobna pozostałość organiczna, ale pozbawiona już śladowych ilości mikroflory dewońskiej, występuje na głęb. 288 i 289 m (fig. 40, A). Natomiast pewny, ordowicki materiał palinologiczny (Jachowicz-Zdanowska, ten tom) stwierdzono w próbkach od głęb. 291 m (fig. 40). Dominują tu akritarchy, chitinozoa oraz fragmenty graptolitów, przy braku mikroflory lądowej.

Istnieje także problem z jednoznacznym wskazaniem stropowej części osadów dewońskich. Ostatnia próbka zawierająca mikroflorę pochodzi z głęb. 255 m (fig. 40, B4). Próbkę z głęb. 181–253 m (fig. 40C) są wykształcone w facjach niesprzyjających palinostratygrafii (dolomity i kwarcyty) i nie zawierają żadnej zachowanej organiki, stąd brak przesłanek do datowania tego materiału.

#### Ocena pozostałych składników palinofacji

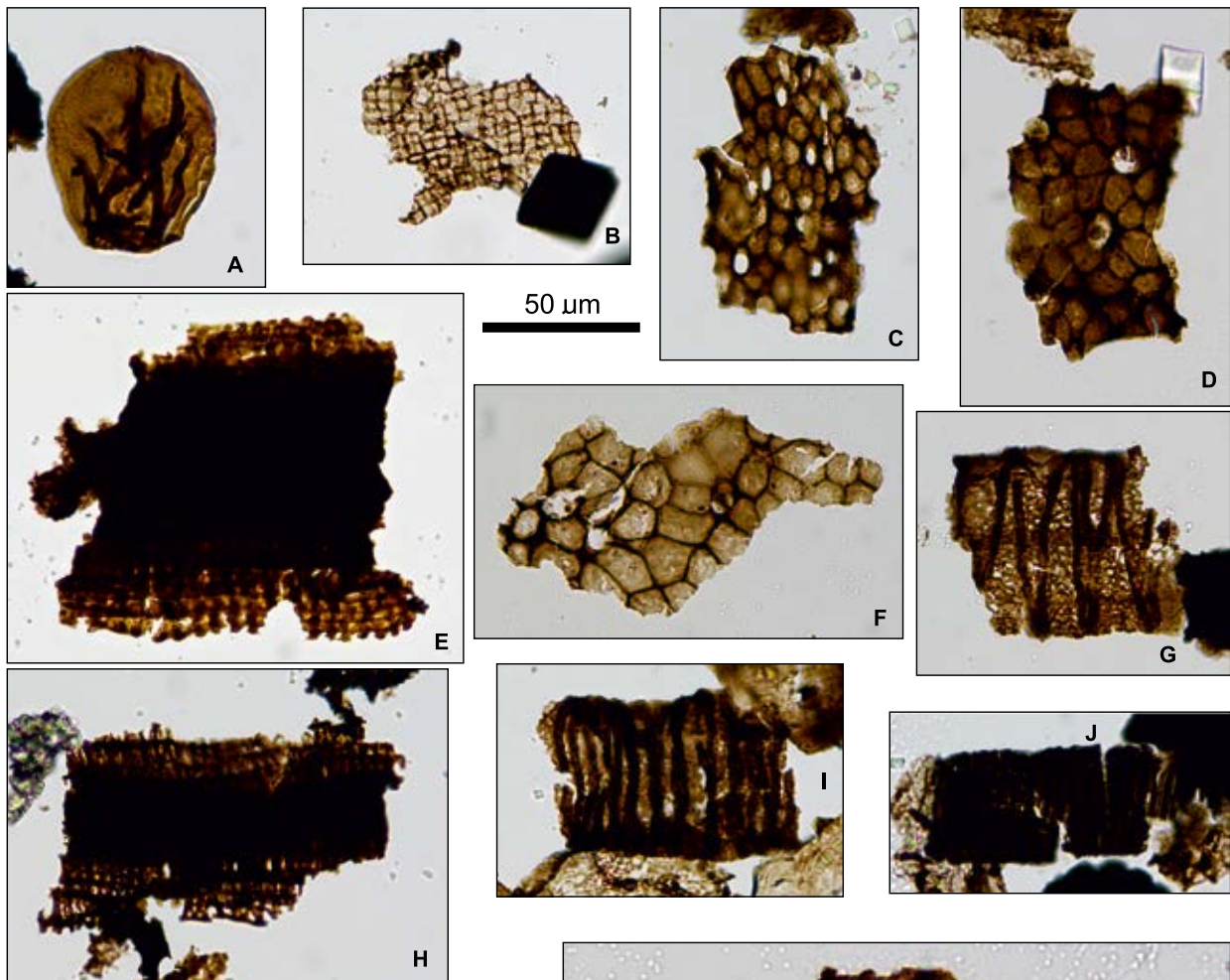
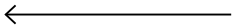
Obok użytecznej dla palinostratygrafii mikroflory pochodzenia lądowego, w analizowanych próbkach odnotowano występowanie innych składników organicznych (fig. 44). Często były to fragmenty tkanek przewodzących roślin wyższych i pojedyncze fragmenty kutikul. Spotykano także



**Fig. 43. Miospory przewodnie i charakterystyczne dla poziomu *douglastownense* – *eurypterota*. Skala powiększenia (50  $\mu$ m) pod Fig. H**

Important and characteristic miospores of the *douglastownense* – *eurypterota* Zone. Magnification bar (50  $\mu$ m) under fig. H.

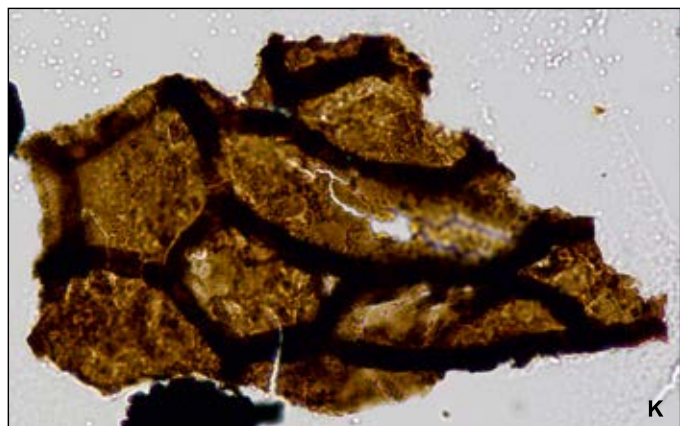
A – *Retusotriltes dubiosus*, pr. 260; B – *Ancyrospora* sp., pr. 255; C – *Dibolisporites capillaris*, pr. 260; D – *Samarisporites eximius*, pr. 255; E – *Ancyrospora* sp., pr. 255; F – *Dibolisporites echinaceus*, pr. 260; G – *Dibolisporites echinaceus*, pr. 260; H – *Apiculiretusispora plicata*, pr. 260; I – *Dibolisporites capitellatus*, pr. 260; J – *Samarisporites eximius*, pr. 260; K – *Grandispora protea*, pr. 260; L – *Grandispora* sp., pr. 255; M – *Hystricosporites* cf. *H. corustus*, pr. 260; N – *Hystricosporites* cf. *H. corustus*, pr. 260; O – *Ancyrospora kedoae*, pr. 260; P – *Grandispora douglastownense*, pr. 260; Q – *Grandispora douglastownense*, pr. 260



**Fig. 44. Pozostałe składniki organiczne. Skala powiększenia (50  $\mu$ m) pod figurą B**

Other palynomorphs. Magnification bar (50  $\mu$ m) under Fig. B

A – *Leiosphaeridia* sp., pr. smp. 278; B – *Cenobium*, *Musivum gradzinskii*, pr. smp. 278; A – *Nematothallus* sp., pr. smp. 276; D – *Cosmochlaina* sp., pr. smp. 276; E – tkanka przewodząca roślin wyższych, pr. smp. 283; / Tracheid, pr. smp. 283; F – *Nematothallus* sp., pr. 280; G – *Porcatitubulus spiralis*, pr. smp. 280; H – tkanka przewodząca roślin wyższych, pr. smp. 283; / Tracheid, pr. smp. 283; I – *Porcatitubulus annulatus*, pr. smp. 276; J – *Porcatitubulus annulatus*, pr. smp. 276; K – kutikula roślin wyższych, pr. smp. 280 / plant cuticle, pr. smp. 280



nirozdzielone tetrydy spor. Fitoplankton reprezentowany był przez leiosfery (*Leiosphaeridia* sp.). Przetrwalniki te nie są jednak dobrym wskaźnikiem środowiskowym, ponieważ są one powszechnie opisywane zarówno z osadów morskich, jak i słodkowodnych (np. Strother, 1996; Mudie i in., 2021). Do charakterystycznych palinomorf zaliczyć można także liczne fragmenty enigmatycznych nematofitów z rodzaju *Cosmochlana* i *Nematothallus*; odnotowano także rurkowate *Porcatitubulus*. W pozostałości organicznej występowało także *Musivum gradzinskii*, cenobialna alga kojarzone raczej ze środowiskiem słodkowodnym (np., Wood, Turnau, 2001; Filipiak, 2011, 2014; Filipiak i in., 2022). Wspomniane powyżej palinomorfy zdecydowanie przeważały w emskich próbkach z poziomu *annulatus-sextantii*. Warty podkreślenia jest fakt nieodnotowania w pozostałości organicznej akritarch i skolekodontów. Akritarchy i skolekodonty uważane są bowiem za składniki definiujące jednoznacznie środowisko morskie (Batten, 1996; Szaniawski, 1996; Filipiak, 2009; Mudie i in., 2021).

Biorąc pod uwagę powyższą asocjacje organiczną, założyć można sedymentację w warunkach bliskiego brzegu, z silnym zasilaniem basenu przez pozostałości organiczne

powstałe w środowisku lądowym. Brak akritarch i skolekodontów może wskazywać na wysłodzenie wód (Batten, 1996; Tyson, 1993).

Podobnie wykształcone facjalnie osady, datowane na takie same lub bardzo zbliżone poziomy miosporowe, odnotowano wcześniej w próbkach z otworu wiertniczego Trojanowice 2 (blok górnośląski, okolice Krakowa; Filipiak, 2014) i obszaru Gór Świętokrzyskich (np. Fijałkowska-Mader, Malec, 2011; Filipiak, 2011; Filipiak i in., 2022).

### Ocena kolorystyczna organiki

Ocenę dojrzałości kolorystycznej dokonano na podstawie relatywnej oceny barwy miospor (np. Traverse, 2008). Do tego celu wybrano taksony powszechne w całym analizowanym interwale. Nie zaobserwowano zmienności kolorystycznych w analizowanych próbkach. Stan zabarwienia miospor określano na jednorodny, ciemnobrązowy co wskazuje na podgrzanie organiki ~ 170–190°C (np. Batten, 1996; Traverse, 2008).

## Jolanta PACZEŚNA

### PLYWOWE ŚRODOWISKA DEPOZYCJI UTWORÓW WCZESNODEWOŃSKICH

Sekwencję utworów wczesnodewońskich budują naprzemianległe pakiety utworów klastycznych, reprezentowanych głównie przez piaskowce kwarcytowe o spoiwie dolomitycznym, w mniejszej ilości przez iłowce i mułowce oraz pakiety węglanów, wśród których dominują silnie zsylikowane dolomity mikrytowe i sparytowe. Zapis sedymentologiczny jest czytelny jedynie w mniej zmienionych przez procesy tektoniczne i diagenetyczne, klastycznych fragmentach profilu.

W spągu z głęb. 252,9–258,6 m występuje pakiet iłowców dolomitycznych z licznymi, drobnymi jamkami mieszkalnymi organizmów, widocznymi na bocznej powierzchni rdzenia. Powyżej występuje warstwa bardzo drobnoziarnistych piaskowców o spoiwie dolomitycznym, z niskokątowym warstwowaniem przekątnym oraz odcinki profilu zawierające bardzo drobno laminowane heterolity piaskow-

cowo-iłowcowo-mułowcowe, w których laminy nie przekraczają miąższości 1 mm (fig. 45A).

Poziomo drobno laminowane heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe tworzą charakterystyczne, powtarzające się w profilu pakiety rytmitów pływowych. Rytmity pływowe występują na wielu współczesnych wybrzeżach pływowych. Klasycznym przykładem jest Zatoka Mont-Saint Michel w Normandii (np. Larsonneur, 1994) lub Zatoka Fundy na wschodnim wybrzeżu Kanady (np. Dalrymple, Zaitlin, 1994). Podstawowym warunkiem powstania rytmitów pływowych jest specyficzny reżim hydrologiczny, wykształcający się najczęściej na wybrzeżach makro- i mezopływowych estuariów o kominowym kształcie (Tessier, 1993).

Kopalne rytmity pływowe są często rejestrowane w różnych systemach geologicznych, począwszy od ediakarskich osadów estuariowych z lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, z klasycznie wykształconymi rytmita-



**Fig. 45. Charakterystyczne utwory, struktury sedymentacyjne i skamieniałości śladowe wczesnodewońskiej, transgresywnej, pływowej równi mieszanej. Górny interwał pływowych środowisk sedymentacji w profilu dewonu dolnego**

**A** – poziomo drobno laminowany heterolit piaskowcowo-iłowcowo-mułowcowy z pakietami rytmitów pływowych (biała linia), głęb. 255,0 m; **B** – laminacja smużysta (biała strzałka) w piaskowcu drobnoziarnistym, głęb. 254,0 m; **C, D** – jamki zerowiskowo-mieszkalne owadożerców (białe strzałki): **C** – *Teichichnus rectus* Seilacher, głęb. 255,8 m; **D** – *Planolites montanus* Richter, głęb. 258,0 m

Characteristic deposits, sedimentary structures and trace fossils of the early Devonian transgressive, tidal mixed flat. Upper interval of tidal sedimentary environments in the Lower Devonian profile

**A** – planar, finely laminated sandstone-mudstone-claystone heterolith with packages of tidal rhythmities (white lines), depth 255.0 m; **B** – flaser lamination (white arrow) in the fine-grained sandstone, depth 254.0 m; **C, D** – dwelling-feeding burrows of deposit-feeders (white arrows): **C** – *Teichichnus rectus* Seilacher, depth 255.8 m; **D** – *Planolites montanus* Richter, depth 258.0 m



mi pływowymi (Paczeńska, 2010), następnie karbońskich rytmów pływowych ze stanu Kansas (Tessier i in., 1995) i karbońskich osadów pływowych z Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Gradziński, Doktor, 1996), na eocenijskich osadach estuariowych formacji La Meseta z wyspy Seymour na Antarktydzie (Porębski, 1995) kończąc.

W warstwach piaskowca o miąższości ponad 3 mm często występuje laminacja smużysta (fig. 45B).

Zarówno w piaskowcach drobnoziarnistych, jak i w heterolitach oraz iłowcach występują dość liczne skamieniałości śladowe. Są to fodinichnia, reprezentowane przez jamki mieszkalno-żerowiskowe *Teichichnus rectus* Seilacher (fig. 45C) i *Planolites montanus* Richter (fig. 45D) oraz jamki mieszkalne *Rosselia* isp. (fig. 46C)

Na głęb. 258,8–275,1 m występują naprzemianległe warstwy piaskowców kwarcytowych, mułowców i iłowców, które dominują w tej części profilu dewońskiego. Dolomity stanowią mniejszość. W skałach klastycznych omawianego odcinka profilu nie stwierdzono występowania struktur sedymentacyjnych lub skamieniałości śladowych.

Na odcinku z głęb. 275,1–278,8 m stwierdzono masowe nagromadzenie jamek mieszkalno-żerowiskowych *Teichichnus rectus* Seilacher (fig. 46B).

W dolnej części omawianego pakietu piaskowcowego występują dwa, oddzielone warstwą piaskowca drobnoziarnistego, pakiety bardzo drobno laminowanych heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych. Laminy w heterolitach nie przekraczają miąższości 1–2 mm (fig. 46A). W warstwach heterolitu występuje laminacja falista i smużysta.

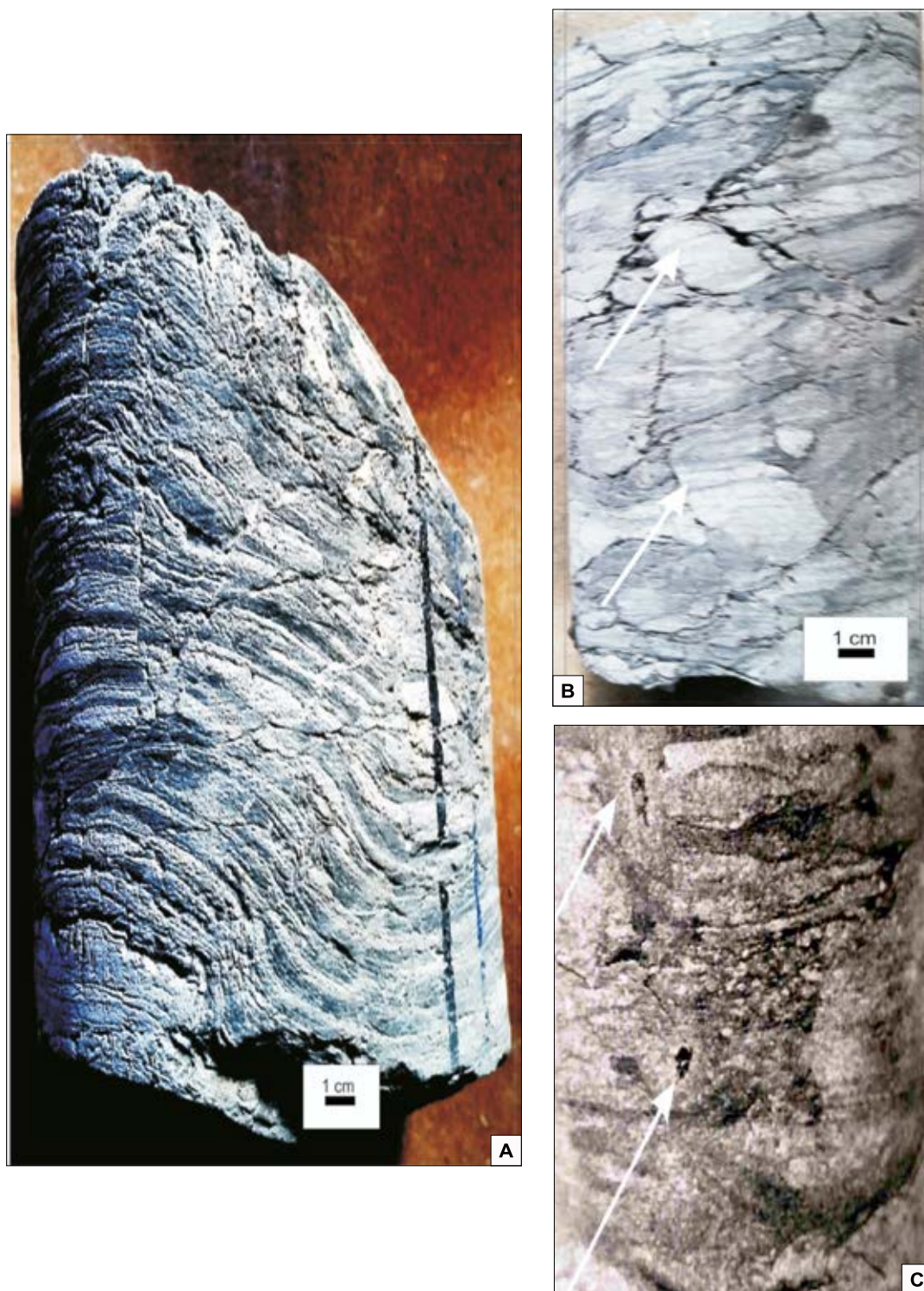
Ponad warstwami heterolitów pojawia się warstwa masywnego piaskowca drobnoziarnistego. Powyżej niego w profilu dominują piaskowce drobnoziarniste przewarstwiane się nieregularnie z mułowcami. W warstwach piaskowca występują dość liczne zestawy przekątnej laminacji riplemarkowej o miąższości 2,5–3,0 cm. W pakiecie przewarstwianych się piaskowców i mułowców, podobnie jak w omówionym wcześniej odpowiadającym mu górnym pakiecie, występują dość liczne skamieniałości śladowe, reprezentowane przez jamki mieszkalno-żerowiskowe *Planolites montanus* Richter i *Teichichnus rectus* (Seilacher). Średnica jamek *Planolites montanus* Richter nie przekracza 1 mm.

W omawianym profilu, na głęb. 252,9–258,6 i 275,1–278,8 m, stwierdzono występowanie charakterystycznego, pionowego spektrum litologicznego i facjalnego, które może wskazywać na istnienie w tych częściach profilu utworów estuariowych. Dolna, iłowcowa część omawianego interwału głębokości odpowiadać może osadom centralnej zatoki estuarium. Ponad utworami iłowcowymi zatoki centralnej z głęb. 282,1–284,7 m prawdopodobnie występują brek-

cje tektoniczne zawierające piaskowcowe osady pływowej równi piaszczystej. Zalegające powyżej bardzo drobno laminowane heterolity piaskowcowo-iłowcowo-mułowcowe są typowym osadem dla mieszanej równi pływowej. Obecność laminacji falistej, smużystej i przekątnej laminacji riplemarkowej, wraz z bardzo drobno laminowanymi heterolitami piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowymi, potwierdza istnienie warunków pływowych. Powstanie charakterystycznych laminacji riplemarkowych oraz bardzo drobno laminowanych heterolitów jest spowodowane zmiennością sposobu transportowania materiału klastycznego z trakcyjnego na opadanie z zawiesiny i osadzania w trakcie różnych faz cykli pływowych. Niewielka średnica jamek *Planolites montanus* Richter oraz masowe nagromadzenia jamek *Teichichnus rectus* Seilacher są również typowe dla jamek żerowiskowo-mieszkalnych organizmów zamieszkujących mieszane równie pływowe. Obie wymienione wyżej cechy występowania skamieniałości śladowych wskazują na oportunistyczny, typ zachowań zamieszkujących je organizmów, związany z wpływem na organizmy cyklicznie zmieniających się warunków ich egzystencji. Wspomniany proces zachodził zgodnie z kolejnymi fazami pływów.

Znaczny stopień diagenetyzacji skał klastycznych w omawianym profilu, w tym daleko zaawansowany proces kwarcytyzacji piaskowców, oraz obecność licznych jego fragmentów zbrekcjonowanych tektonicznie, mógł spowodować zatarcie diagnostycznych, pierwotnych cech sedymentologicznych osadów i tym samym utrudnić interpretację facjalną. Wyżej wymienione procesy powodują, że interpretacja środowiska sedymentacji jest fragmentaryczna i możliwa tylko dla niektórych interwałów głębokościowych profilu wczesnodewońskiego.

Pomimo wyżej wymienionych ograniczeń, powodujących trudności interpretacyjne, w omawianym profilu istnieje zapis facjalny, który umożliwi interpretację środowiska depozycji. Jest to przede wszystkim typowe dla transgresywnych estuariów pływowych, pionowe następstwo estuariowych środowisk sedymentacji od zatoki centralnej poprzez piaszczystą równię pływową, równię mieszaną i nadpływową. Innym rodzajem środowisk, w których występuje podobne następstwo pakietów facjalnych, są transgresywne kompleksy lagunowo-barierowe (np. Paczeńska, 2008). Biorąc pod uwagę podobieństwo wykształcenia facjalnego utworów pływowych zarówno w estuariach, jak i w kompleksach lagunowo-barierowych, obecność w profilu rytmów pływowych, charakterystycznych wyłącznie dla estuariów, wskazuje z dużym prawdopodobieństwem na estuariową genezę utworów wczesnodewońskich w profilu Bibiela PIG 1.



**Fig. 46. Charakterystyczne utwory, struktury sedimentacyjne i skamieniałości śladowe wczesnodewońskiej, transgresywnej, pływowej równi mieszanej**

**A, B** – dolny interwał pływowych środowisk sedimentacji w profilu dewonu dolnego: **A** – poziomo drobnolaminowany heterolit piaskowcowo-iłwcowo-mulowcowy, głęb. 282,1 m; **B** – gęsto upakowane kanały owadożerców *Teichichnus rectus* Seilacher (białe strzałki), głęb. 277,3 m; **C** – jamki mieszkalne filtratorów *Rosselia* isp. (białe strzałki) w górnym interwale pływowych środowisk sedimentacji w profilu dewonu dolnego, głęb. 256,0 m

Characteristic deposits, sedimentary structures and trace fossils of the Lower Devonian , transgressive, tidal mixed flat

**A, B** – lower interval of tidal sedimentary environments in the Lower Devonian profile: **A** – planar, finely laminated sandstone-mudstone-claystone heterolith with packages of tidal rhythmites (white lines), depth 282.1 m; **B** – densely packed clusters of deposit-feeder burrows *Teichichnus rectus* Seilacher (white arrows) depth 277.3 m; **C** – dwelling burrows of filter-feeders *Rosselia* isp. (white arrows) in upper interval of tidal sedimentary environments in the Lower Devonian profile, depth 256.0 m

Ryszard HABRYN

## TRIAS

### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Utwory triasu występują na głęb. 24,0–178,3 m i mają miąższość 154,3 m.

W odniesieniu do regionalnego tła geologicznego i aktualnie zdefiniowanego regionalnego podziału tektonicznego Polski (Żelaźniewicz i in., 2011) obszar, na którym odwiercono otwór Bibiela PIG 1 położony jest w północno-zachodniej części monokliny śląsko-krakowskiej.

Wchodzące w skład epiwaryscyjskiego (permsko-mezozoicznego) pokrywowego piętra strukturalnego utwory triasu zalegają tu niemal poziomo. Wykazują one upad w granicach 2–6°, w kierunku NE. Blokową strukturę tych utworów kształtują uskoki należące generalnie do dwóch systemów (fig. 47). Pierwszy system reprezentują uskoki o biegu zbliżonym do południkowego z odchyleniem na NNW–SSE lub NNE–SSW, które charakteryzują się niewielkimi zrzutami w granicach od kilku do ok. 20 m. Drugi system to uskoki o biegu zbliżonym do równoleżnikowego z odchyleniem ku WNW–ESE, które cechują się zróżnicowanymi wzdłuż ich biegu zrzutami, wynoszącymi od kilkudziesięciu do ponad 200 m. Do ważniejszych, wyróżniających się w strukturze piętra permsko-mezozoicznego, należy subrównoleżnikowy uskok widoczny w okolicach na północ od Bibieli–Zendka, określony tu jako uskok Tworóg–Zawiercie (fig. 47; 3 – ten tom). Wzdłuż tego uskoku następuje zrzut utworów triasowych ku północy. W jego skrzydle wiszącym (południowym) odsłaniają się na powierzchni podczwartorzędowej utwory permskie i triasowe reprezentujące facę pstrego piaskowca i wapienia muszlowego dolnego (warstwy gogolińskie). Natomiast w skrzydle zrzuconym (północnym) zalegają utwory triasowe po kajper włącznie. Uskok ten wyznacza w omawianym obszarze północny brzeg permskiego rowu Sławkowa, na odcinku niecki Tarnowskich Gór (Kiersnowski, 1991). Rozwój uskoku przemieszczających utwory permskie i triasowe należy wiązać z tektoniką kimeryjską, a być może jeszcze młodszymi fazami tektoniki alpejskiej (Śliwiński, Gładysz 1996). Część z tych uskoku ma zapewne starsze założenia – waryscyjskie. Przykładem jest wyżej wymieniona strefa uskoku Tworóg–Zawiercie. Zwrot zrzutu uskoku głównego, przemieszczającego współcześnie utwory triasowe w kierunku północnym, w okresie rozwoju osadów permu i prawdopodobnie wcześniej (w paleozoiku) musiał być skierowany przeciwnie – w kierunku południowym. Wytlumaczeniem tego jest jego reaktywacja, jako uskoku o starszych, waryscyjskich założeniach wraz z równoczesną inwersją kierunku transportu tektonicznego – z południowego na północny (fig. 3 – ten tom). Linia uskoku Tworóg–Zawiercie rozgranicza strefy o wyraźnym zróżnicowaniu triasowej pokrywy osadowej. Po północnej stronie tego uskoku mamy w pełni wykształcony profil triasu, z narastającą miąższością coraz to młodszych serii triasu górnego. Po południowej stronie występują szczątkowo zachowane utwory triasu dolnego

i środkowego, w różnym stopniu ścięte erozyjnie, miejscami całkowicie.

Kompleks triasowy budują przede wszystkim utwory węglanowe triasu środkowego i górnej części triasu dolnego (retu), podścielone cienką warstwą iłowców i piaskowców najniższych ogniw triasu dolnego (niższego pstrego piaskowca). W kierunku północno-zachodnim strop serii węglanowej przykrywają osady klastyczne triasu górnego (kajpru). Utwory triasu podzielono na szereg jednostek litostratygraficznych, część z nich odsłania się na powierzchni podczwartorzędowej (fig. 47). Ponad nimi zalegają utwory piaszczyste czwartorzędu. W kierunku północno-wschodnim w odległości kilkuset metrów od otworu na utworach triasu pojawiają się coraz to młodsze utwory jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Początkowo są to występujące płatowo gruboklastyczne utwory jury dolnej przechodzące w ciągłą pokrywę utworów jury środkowej i górnej. W części południowej obszaru, pod utworami triasu występują gruboklastyczne utwory permu, jeszcze dalej na południe, utwory triasu zalegają bezpośrednio na utworach karbonu. Utwory triasowe zalegają niezgodnie na powierzchni stropu paleozoiku, kontaktując się bezpośrednio z różnowiekowymi utworami od dewonu dolnego po perm.

Poprzez wiercenie otworu Bibiela PIG 1 dotarto jedynie do części profilu triasu, od olenku po ladin, przy czym podział litostratygraficzny bazuje na opisie makroskopowym i analizie porównawczej względem wydzielonych w pobliskich otworach ogniw stratotypowych oraz danych literaturowych (np. Wyczółkowski, 1974). W utworach triasu nie prowadzono badań biostratygraficznych.

W szeroko rozprzestrzenionych na omawianym obszarze i zbadanych licznymi otworami wiertniczymi utworach triasu (fig. 47; 3 – ten tom), wyróżniane są następujące jednostki o charakterze litologiczno-stratygraficznym (Gładysz i in. 1982; Śliwiński, Gładysz 1996):

- **Trias dolny – pstry piaskowiec dolny–niższy pstry piaskowiec (T1NNP)** wykształcony jest w formie iłowców i iłopków pstrych, z nieregularnymi laminami i soczewkami piasku kwarcowego z domieszką miki, które przechodzą horyzontalnie w mułowce czerwone z okrucami i większymi konglomeratami węglanów. Miejscami utwory klastyczne niższego pstrego piaskowca zawierają otoczaki dewońskie. Miąższość opisanych utworów waha się w przedziale 3–21 m, lokalnie do 44 m (otwór BM-134).
- **Trias dolny – pstry piaskowiec górny – ret (T1R)**. Utwory retu reprezentowane są przez dolomity szare, najczęściej detrytyczne, rzadziej drobnooolitowe. Są one mniej lub bardziej zrekrystalizowane mikro- i drobnokrystaliczne. W stropie retu występują często dolomity margliste, wykazujące złupkowacenie. W części środkowej i spągowej spotyka się często przeławicenia dolomitu detrytycznego, nie-

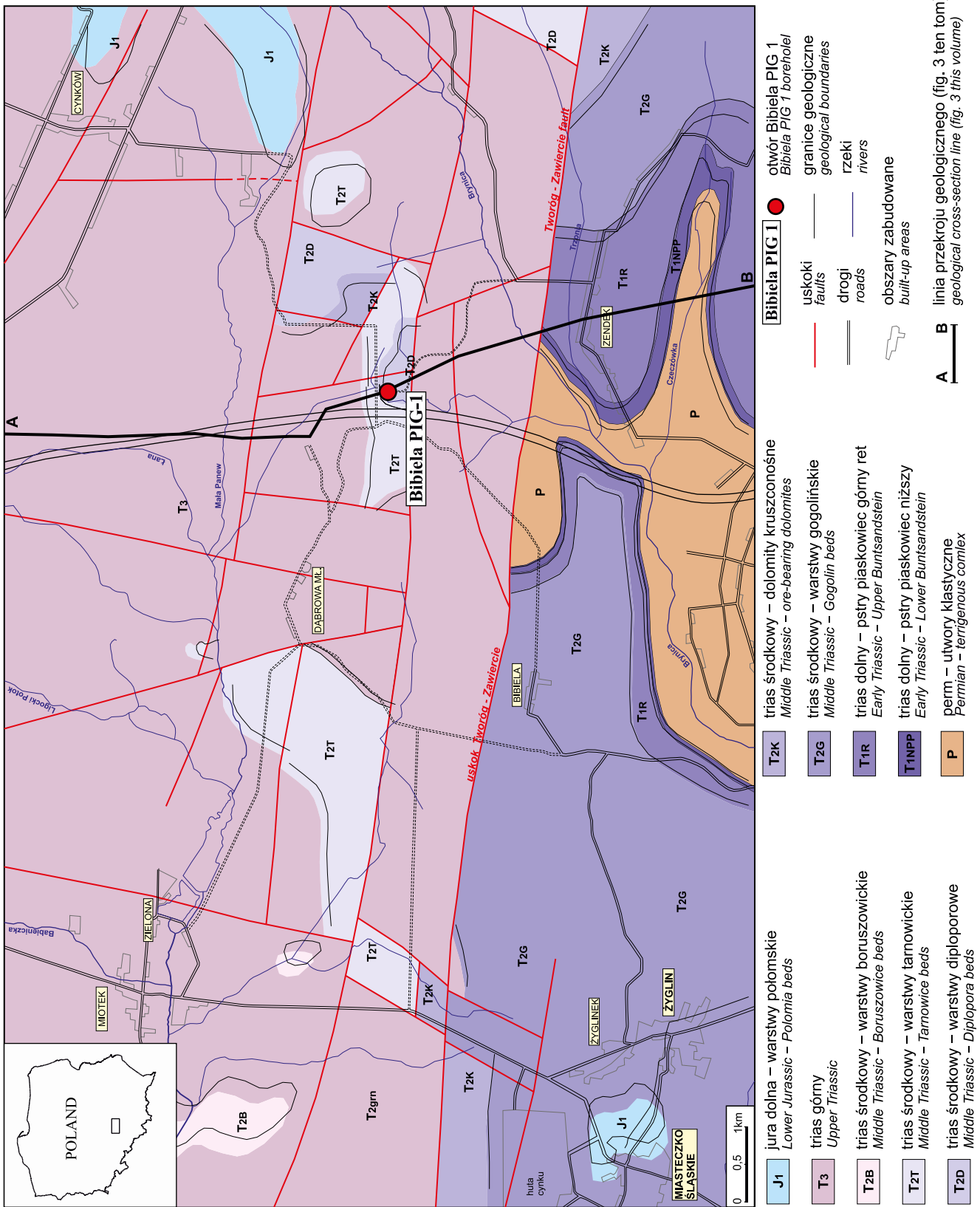


Fig. 47. Mapa geologiczna bez utworów kenozoicznych rejonu otworu Bibiela PIG 1 (wg Habryna w Habryna *et al.*, 2013)

Geological map without the Cenozoic deposits of the region of the Bibiela PIG 1 borehole (after Habryna *in* Habryna *et al.*, 2013)

co zrekrystalizowanego, mniej lub bardziej zapiaszczonego przy ziarnie żwirkowym, kwarcowym; w tym przypadku spoiwo jest ilaste typu kontaktowo-porowego. Często w spągu obserwowano zlepieniec klifowy z otoczkami skał dewonu. Na przykład w otworze BM-160 utwory retu są prawie w całości wykształcone jako zlepieniec z dużą ilością dewońskich otoczek węglanowych, pogrążonych w spoiwie dolomitu krystaliczno-ilastego. W kilku otworach, w których nawiercono utwory retu, stwierdzono w dolnym horyzoncie wyższego pstręgo piaskowca obecność gipsu włóknistego barwy białej i szarej z soczewkami, bądź nieregularnymi przerostami ilitu zielonoszarego. Miąższość utworów retu waha się w zakresie 35–60 m, przy całkowitym ich braku na wyniesieniach dewonu.

- **Trias środkowy – wapień muszlowy dolny – warstwy gogolińskie (T2G)** wykształcone są typowo, jak w innych częściach regionu śląsko-krakowskiego. Zazwyczaj profil, poczynając od najniższego ogniwa, rozpoczynają wapienie detrytyczne, niekiedy krystaliczne, najczęściej bioklastyczne z wkładkami wapieni ilastych, średnioławicowych, z małżami i krynoidami. Powyżej leży seria wapieni mikrytowych o teksturach falistych z wkładkami margli gładkolaminowanych, płytowych, zwana I wapieniem falistym. Dominującą rolę pełnią w danym poziomie wapienie ilaste, drobnofaliste. Powyżej serii falistej zespołu warstw gogolińskich dolnych zalega ogniwo tzw. wapienia komórkowego. Jest to dolomit szaro-żółty, mikrytowy, nieco wapnisty o miąższości do 1,5 m. Utwory węglanowe tego poziomu charakteryzuje udział glaukonitu. Górna część warstw gogolińskich utworzona jest z wapieni o strukturze mikrytovej bądź drobnokrystalicznej, nierzadko falistych z wkładkami margli, z udziałem licznych przeławień zlepieńców śródformacyjnych. Seria ta reprezentuje poziom II wapienia falistego. Seria, zwieńczająca profil warstw gogolińskich – to wapienie margliste, zwykle drobnofaliste poziomu III wapienia falistego. Miąższość warstw gogolińskich zmienia się w przedziale 22–40 m.
- **Trias środkowy – wapień muszlowy dolny – dolomity kruszczone (T2K)** mają na opisywanym obszarze znaczne rozprzestrzenienie poziome przy dużej zmienności miąższości od 23 do 64 m. Litologicznie są to dolomity szare, bądź szaro-żółte, nierównokrystaliczne. Dolomity kruszczone wyróżniają się z całego kompleksu węglanowego wapienia muszlowego wyjątkowo wyraźną krystalicznością, przy czym cechują się one podwyższoną zlewnością, twardością, miejscami porowatością, nierzadko kawernistością ( $\phi$  0,5–5,0 cm). Utwory te są nierzadko szczelinowate, gdzie w licznych szczelinach występują nacieki uwodnionych tlenków żelaza i lokują się pojedyncze kryształki oraz druzo białego kalcytu. Kawerny wypełnia zazwyczaj częściowo lub całkowicie biały wtórny dolomit. Zaznaczyć trzeba, że do dolomitów kruszczonej zaliczana jest powszechnie zdolomityzowana stropowa część warstw gogolińskich, zachowujących wyraźne struktury faliste bądź zlepieńcowate wykształcenie utworów (charakterystyczna gruzłowatość, falistość, drobnowarstewkowa laminacja). Często w poziomie niższym dolomitów kruszczonej, odpowiadającym warstwom górażdżańskim, obserwowano typowy zlepieniec klifowy. Z fauny manifestują się w dolomicie kruszczonej małże, ślimaki i krynoidy.
- **Trias środkowy – wapień muszlowy środkowy – dolomity diploporowe (T2D)** zalegają zgodnie na utworach dolnego wapienia muszlowego. Litologicznie są to dolomity żółto-szare i szaro-jasnobrązowe, drobnociarniste, odcinkami zrekrystalizowane, nierównokrystaliczne. Miejscami obserwuje się wkładki bądź pakiety dolomitów oolitowych i pseudoolitowych oraz cienkie ławice dolomitu zlepieńcowatego o charakterze śródformacyjnym. Na szczelinach spękań występują liczne naloty i nacieki uwodnionych tlenków żelaza. W spękaniach i kawernach spotyka się kryształki kalcytu. W części stropowej, szczególnie oolitowej obserwuje się bogatą faunę i florę (ślímaki, małże, krynoidy i glony). Miąższość dolomitów diploporowych osiąga na omawianym obszarze 30 do 40 m.
- **Trias środkowy – wapień środkowy i górny – warstwy tarnowickie (T2T)** obejmują serię utworów stosunkowo mało litologicznie zróżnicowanych w postaci dolomitów mikrytowych, marglisto-ilastych, o podzielności płytkowej, jasnożółtych, zbitych, niekiedy z zawartością ziarna kwarcu. Nierzadko w niższej części profilu występują cienkie wkładki dolomitów drobnoolitowych. Dolomity tego typu są nierzadko zsylikowane i w tych przypadkach są twarde, zbite, nisko porowate. Sporadycznie mogą one zawierać cienkie wkładki zlepieńca śródformacyjnego o stosunkowo małych otoczkach, a bardziej okrucach dolomitów mikrytowych o średnicy 0,2–1,3 mm. Seria ta ma miąższość bardzo zmienną, wynoszącą 3–24 m.
- **Trias środkowy – wapień muszlowy górny – warstwy wilkowickie (T2T)** wykształcone są podobnie jak warstwy tarnowickie. Są to dolomity mikrytowe, jednak mniej żółte a bardziej białe lub szarobrunatne. W przyspągowej części profilu utwory te zwykle zawierają płaskie otoczki dolomitu do 1 cm średnicy, a tylko sporadycznie do 5 cm (typowy zlepieniec śródformacyjny). Miąższość warstw wilkowickich jest zmienna, wahająca się od 0,5 do 6,0 m.
- **Trias środkowy – wapień muszlowy górny – warstwy boruszowickie (T2B)** wykształcone są jako utwory klastyczne, w formie ilitów i łupków ilasto-piaszczystych lub ilasto-dolomitycznych barwy ciemnoszaro-czerwonobrązowej, nierzadko czarnej. W łupkach tego poziomu i tego rodzaju występują powszechnie zwęglone szczątki roślin i łuski ryb. Poza tym spotyka się regularnie drobne kryształki pirytu. Lokalnie w warstwach ilastych, w obrębie warstw boruszowickich, występują wkładki dolomitów barwy ciemnoszarej, które są wybitnie margliste, mikrytowe bądź drobnokrystaliczne. Utwory te są z zasady drobno-porowate lub kawerniste. W stropowej części warstw boruszowickich obserwuje się wkładki piaskowca glaukonitowego, drobnociarnistego, kwarcowego o spoiwie ilastym, o wyraźnej podzielności płytowej. Miąższość tych warstw jest zmienna, od 2 do 19 m.
- **Trias górny – kajper (T3).** Utwory kajpru reprezentowane są przez ility pstrę, ilitolupki i łupki margliste o laminacji od przekątnej do poziomej; Uogólniając, utwory te są

stosunkowo silnie piaszczyste z mniejszymi lub większymi kompleksami piaskowców lub zlepieńców kwarcowych, przy spoiwie węglanowo-ilastym. Poza tym w licznych profilach występują mułowce zielono-szare lub czerwone, w treści litologicznej obok kwarcu trafiają się często blaszki miki, głównie muskowitu, niekiedy glaukonit, z podrzędną ilością co do miąższości wkładek wapieni i dolomitów. Miąższość utworów kajpru zmienia się od 2,0 do 94,8 m.

Profil triasu w otworze Bibiela PIG 1 rozpoczynają brekcje tektoniczne i kataklazyty skał węglanowych przechodzące w wapienie margliste, dolomity i dolomity margliste, w części stropowej z wkładkami zlepieńców. Utwory te o sumarycznej miąższości 47,4 m zaliczono do górnej części pstrego piaskowca retu (T1R) (fig. 3 – ten tom). Obserwacje

rdzeni wskazują na kontakt tektoniczny triasu z paleozoicznym podłożem, stąd brak w profilu najniższych ogniw triasu dolnego. Na utworach triasu dolnego zalegają typowo wykształcone wapienie warstw gogolińskich (T2G) triasu środkowego o miąższości 39,3 m, powyżej których rozpoznano 35,4 m kompleks szarych, drobnokrystalicznych dolomitów, nieco porowatych i kawernistych zaliczonych do warstw kruszczońskich (T2K). Profil triasu środkowego kończą szarozółte dolomity i dolomity margliste warstw diploporowych (T2D) o miąższości 32 m. Analiza struktury powierzchni w planie podkenozoicznym (fig. 47) wskazuje, że w miejscu odwiercenia otworu Bibiela PIG 1 w przeszłości występowały utwory górnej części wapienia muszlowego oraz utwory triasu górnego, które zostały ścięte erozyjnie do poziomu warstw diploporowych.

Joanna RYCHEL

## CZWARTORZĘD

### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

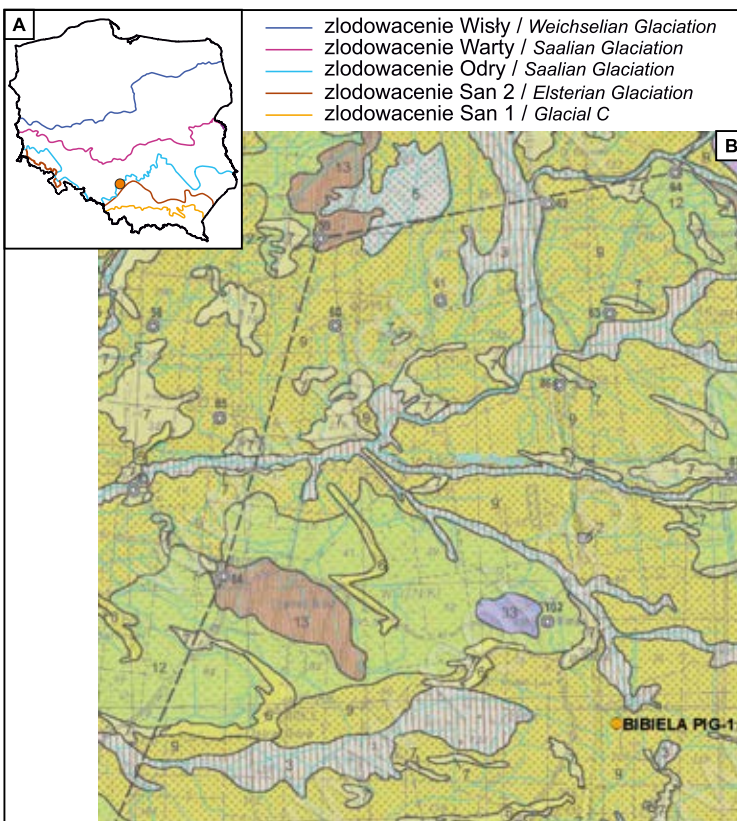
Otwór badawczy Bibiela PIG 1 znajduje się w południowej części arkusza Koziegłowy (878) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 i jest usytuowany w obrębie wydzielenia powierzchniowego piasków rzecznych, budujących taras zalewowy 6,0–15,0 m nad poziomem rzeki Mała Panew (Romanek, 2009; fig. 48).

W profilu pionowym omawianego otworu wiertniczego udokumentowano obecność 24 m osadów plejstoceniowych. Są to od dołu ku górze profilu: na głęb. 15,0–24,0 m rumosz skał węglanowych, barwy jasnobrażowo-szarej z domieszką frakcji ilowej o miąższości 9 m, zalegający bezpośrednio na utworach triasowych. Następnie na głęb. 10,0–15,0 m w profilu występuje szara glina o miąższości 5 m, bez widocznych żwirów skał skandynawskich. Powyżej w profilu, na głęb. 9,0–10,0 m, zalega warstwa piasków drobnoziarnistych, kwarcowo-skaleniowych, żółtoszarych o miąższości 1 m. Wyżej w profilu występują mułki szarozółte i szare o miąższości 4 m (głęb. 5,0–9,0 m), zawierające domieszkę frakcji piaszczystej. Nad wspomnianymi wyżej mułkami, na głęb. 1,0–5,0 m, występują szare, drobnoziarniste piaski kwarcowe z domieszką frakcji pyłowej i ilowej, o miąższości 4 m. Powyżej na głęb. 0,3–1,0 m zalegają żółte, drobnoziarniste piaski kwarcowe o miąższości 0,7 m. Profil zamyka w stropie warstwa czarnego humusu o miąższości 30 cm.

Wykonana korelacja stratygraficzna odnosi się do otworów: Kolonia Woźnicka (otw. 84), Woźniki 26 CW (otw. 59) i Cynków 20 CW (otw. 62), które zostały umieszczone na przekroju geologicznym CD do SMGP ark. Koziegłowy biegnącym z SW na NE (fig. 49).

Otwór Bibiela PIG 1 wykonano na tarasie akumulacyjnym w dolinie rzeki Mała Panew. Wspomniana dolina została wyerodowana w utworach triasu środkowego. W profilu otworu, bezpośrednio na utworach triasu, na głęb. 15,0–24,0 m (272,74–281,74 m n.p.m.) zalega pokrywa zwietrzelinowa rumoszu skał węglanowych o miąższości

9,0 m, którą można korelować z opisanymi przez Romanka (2020) glinami zwietrzelinowymi i rumoszami dolnego plejstocenu. Pokrywa zwietrzelinowa utworzyła się z rezydów rozwiniętych na skrasowiałych wapieniach i zawiera źle wysortowany, ostrokrawędzisty materiał. Nad rumoszem, na głęb. 10,0–15,0 m (281,74–286,74 m n.p.m.) w omawianym profilu występuje warstwa szarej, lekko żółtej, plastycznej gliny o miąższości 5 m, z drobnym żwirem lokalnych dolomitów, bez widocznego materiału skał skandynawskich. Analogiczne gliny opisał Romanek (2020) na arkuszu SMGP Koziegłowy i zaliczył je do zlodowaceń południowopolskich Sanu (MIS16). Okres ten szacowany jest na ok. 630 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). W wyniku wynoszenia materiału i jego akumulacji przez wody z topniejącego lodu powstała seria piasków drobnoziarnistych kwarcowo-skaleniowych, wodnolodowcowych o miąższości 1 m. Utwory wodnolodowcowe nadbudowuje na głęb. 5,0–9,0 m (287,74–291,74 m n.p.m.) warstwa mułków o miąższości 4,0 m, z domieszką frakcji piaszczystej barwy szarozółtej i szarej. Można ją korelować z opisanymi przez Romanka (2020) piaskami i mułkami zastoiskowymi, których akumulacja zachodziła w zbiornikach na przedpolu lądolodu podczas zlodowacenia środkowopolskiego Odry (MIS8) ok. 244–280 tys. lat temu. Najwyżej występujące w profilu utwory o łącznej miąższości 4,7 m, to piaski kwarcowe, drobnoziarniste, z domieszką frakcji pyłastej i ilastej na głęb. 1,0–5,0 m (291,74–295,74 m n.p.m.) oraz piaski kwarcowe, drobnoziarniste na głęb. 0,3–1,0 m (295,74–296,44 m n.p.m.). Budują one taras nadzalewowy rzeki Mała Panew, a ich powstanie szacowane jest na okres schyłku interglacjału eemskiego (MIS5e) ok. 115–140 tys. lat temu (Railsback i in., 2015) oraz początek zlodowacenia północnopolskiego Wisły (MIS5d), ok. 105–115 tys. lat temu (Railsback i in., 2015).

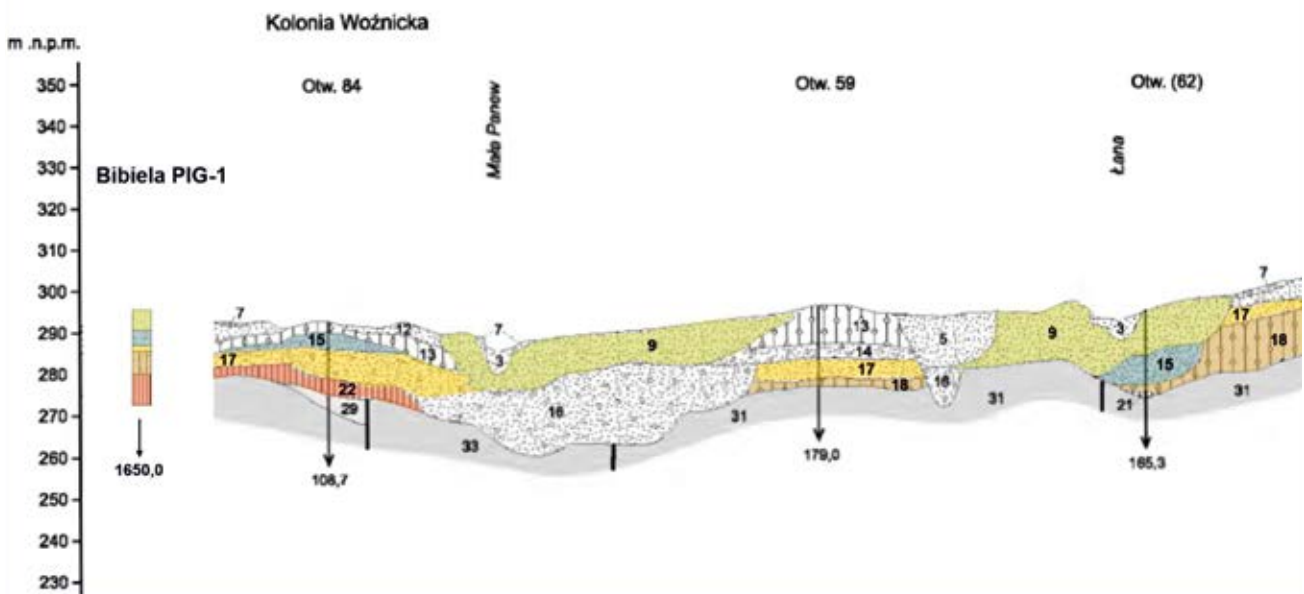


**Fig. 48. Lokalizacja otworu Bibiela PIG 1:**  
**A. Na tle mapy Polski z zasięgami zlodowaceń;**  
**B. Na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski**  
**1: 50 000 ark. Koziegłowy (wg Romanek, 2009)**

Objaśnienia (B): 2 – piaski i mułki rzeczne; 3 – namuły den dolinnych; 5 – piaski rzeczne tarasów zalewowych 6 – piaski eoliczne w wydmach; 7 – piaski eoliczne; 9 – piaski rzeczne tarasów nadzalewowych; 12, 14, 17 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; 13, 18 – gliny zwałowe; 15 – piaski i mułki zastoiszkowe; 16 – piaski i żwiry rzeczne; 22 – gliny zwietrzelinowe i rumosze skalne; 29 – iły, iły pyłowate i mułki (warstwy helenowskie); 31 – iły, iłowce, piaskowce, brekcje, zlepienie (formacja lisowska); 33 – dolomity i iłowce

Location of the Bibiela PIG 1 borehole: A. In the map of Poland with glacial ranges; B. On the *Detailed Geological Map of Poland* 1:50 000 Koziegłowy sheet (after Romanek, 2009)

Explanations (B): 2 – fluvial sands and silts; 3 – muddy of the valley bottoms; 5 – fluvial sands of flood terraces; 6 – aeolian sands in the dunes; 7 – aeolian sands; 9 – fluvial sands of supra-inundation terrace; 12, 14, 17 – glacialfluvial sands and gravels; 13, 18 – glacial till; 15 – glaciolacustrine sands and silts; 16 – fluvial sands and gravel; 22 – residual tills and stone rubble; 29 – clay and silts (Helenian layers); 31 – clay, claystones, sandstones, breccias and conglomerates (Lisów formation); 33 – dolomites and claystones



**Fig. 49. Korelacja osadów czwartorzędowych z otworów kartograficznych: Kolonia Woźnicka (otw. 84), Woźniki 26CW (otw. 59) i Cynków 20 CW (otw. 62) (wg Romanek, 2009)**

Correlations of Quaternary formations in: Kolonia Woźnicka, Woźniki 26CW and Cynków 20 CW boreholes (after Romanek, 2009)

Ewa KRZEMIŃSKA

## WIEK MATERIAŁU DETRYTYCZNEGO W PROFILU OTWORU

### UWAGI WSTĘPNE

Geochronologia, która bazuje na analizach U-Pb detrytycznych ziaren cyrkonu, jest jedną z powszechnie stosowanych technik zdobywania informacji o źródle materiału detrytycznego. Technika ta pozwala na rozpoznanie charakterystycznych populacji wiekowych w osadzie i wskazanie luk czasowych w zapisie geologicznym (Fedó i in., 2003; Dickinson, Gehrels, 2009), umożliwia także określenie maksymalnego wieku sukcesji stratygraficznych lub wieku jednostek osadowych. Wyniki analizy proveniencji detrytusów są przydatne przy śledzeniu ewolucji tektonicznej obszaru czy testowaniu regionalnych rekonstrukcji paleogeograficznych.

W celu rozpoznania populacji wiekowych detrytusów i wieku najmłodszych ziaren w skałach drobnoklastycznych z profilu otworu Bibiela PIG 1, wykonane zostały badania wieku materiału detrytycznego. Analizy wieku U-Pb cyrkonów wykonano w pięciu próbkach pobranych w kolejności stratygraficznej z następujących głęb.: 990,0; 792,0; 646,1; 278,5 i 193,6 m (fig. 5), opisywanych dalej jako Bib. 990, Bib. 792, Bib. 627, Bib. 259, Bib. 174. Obiektem analiz była także próbka tufitów z trzech głęb. 492,2; 486,8 i 474,4 m (próbka sygnowana jako Bib. tufity).

### METODYKA

#### Aparatura

Analizy izotopowe U-Pb zrealizowano przy użyciu mikrosondy jonowej SHRIMP IIe/MC (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe II enhanced MultiCollector*) w Laboratorium Analiz w Mikroobszarze PIG-PIB. Wykorzystano technikę spektrometrii mas jonów wtórnych SIMS (*Secondary Ion Mass Spectrometer*).

Preparaty przygotowane do badań geochronologicznych zawierały cyrkon wyseparowany z każdej z sześciu próbek oraz cyrkon wzorcowy o znanej i stałej charakterystyce izotopowej: Temora2 wieku  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$   $416,78 \pm 0,33$  mln lat (Black i in., 2004) oraz cyrkon 91500 wieku  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$   $1065,40 \pm 3$  mln lat i  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,17917$  (Wiedenbeck i in., 1995, 2004). Pomiar cyrkonów detrytycznych prowadzone były zgodnie z procedurą analogiczną do opisanej przez Habryna i in., 2020. Badania wewnętrznej budowy cyrkonów realizowano za pomocą mikroskopu skaningowego SEM Hitachi Su3500 z detektorem do katodoluminescencji CL. Reprezentatywne obrazy SEM-CL zostały dołączone do opisu rezultatów geochronologicznych przy każdej próbce. Średnica analizowanej eliptycznej powierzchni wynosiła 20–23  $\mu\text{m}$ .

#### Statystyka

Prawidłowe rozpoznanie populacji wiekowych występujących w każdej z pięciu próbek wymagało stosowania jednakowej, ściśle określonej strategii statystycznej (*statistical adequacy*) i zebrania wystarczająco licznej kolekcji wyników, co jest kluczowe w przypadku badań proveniencji materiału detrytycznego. Optymalna ilość analiz U-Pb na ziarnach detrytycznych cyrkonów jest zależna od stopnia różnorodności populacji czyli ilości potencjalnych skał źródłowych. Oszacowano (Dodson i in., 1988), że prawdopodobieństwo (< 5%) pominięcia jakiegoś składnika z populacji detrytusów zależy od ilości badanych ziaren. Przykładowy pospolity przypadek obecności 20 różnych składników (czyli możliwych źródeł

materiału detrytycznego) wymaga losowego wyboru i pomiaru wieku co najmniej 59 ziaren detrytycznych cyrkonów. Dla osadów dojrzałych i drobnoklastycznych optymalną ilość analiz cyrkonów powinna być większa od 50. W toku serii badań U-Pb w profilu Bibiela PIG 1 utrzymano stałą liczbę ponad 100 analiz w próbce skał klastycznych.

W trakcie badań wieku materiału detrytycznego cyrkonów do analiz wybierane były losowo (Fedó i in., 2003). Wyjątkiem była skumulowana próbka tufitu, gdzie najistotniejsza była ocena wieku wulkanizmu. Wspomniany fakt spowodował, że preferowane były cyrkon piroklastyczne o podłużnym, igielkowym kształcie kryształów, ten właśnie kształt cyrkonów piroklastycznych wyraźnie odróżnia je od otoczonych ziaren epiklastycznych i jest bardzo charakterystyczny dla szybko krystalizujących, wulkanogenicznych cyrkonów.

W przypadku materiału detrytycznego diagramy zgodności stosunków izotopowych, czyli diagramy konkordii, mają znaczenie pomocnicze. Podstawę wizualizacji wyników stanowią diagramy częstości występowania (*probability plots*) i liczebności stwierdzonych populacji wiekowych (histogramy), których kalkulacja odbywa się z uwzględnieniem błędów oznaczenia (Hurford i in., 1984; Sambridge, Compston, 1994; Fedó i in., 2003; Sircombe, 2004). Wszystkie wykresy generowano za pomocą funkcji programu isoplot 4 (Ludwig, 2008).

Przy prezentacji wyników przyjęto (Gehrels, 2012), że dla ziaren starszych, powyżej 1000 mln lat, podawany w zestawieniach jest wiek  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Dla ziaren młodszych poniżej 1000 mln lat, paleozoicznych i neoproterozoicznych do 1000 mln lat, preferowany jest wiek  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ .

#### Najmłodsze ziarna i populacje wiekowe

Charakterystyka populacji wiekowych materiału detrytycznego z jednej strony ma ścisły związek z typem środowiska geotektonicznego, związanego z basenem osadowym, z drugiej strony bezpośrednio (Fedó i in., 2003; Cawood i in., 2012; Gehrels, 2014).

Cyrkony detrytyczne, w aktywnych środowiskach tektonicznych, przy zbieżnych (konwergentnych) brzegach płyt związanych z łukiem magmowym czy pasem orogenicznym, charakteryzują się dominacją dobrze zdefiniowanych grup wiekowych względnie młodego wieku, zbliżonego do czasu depozycji. Dla odmiany brzegi pasywne i środowiska ekstensyjne częściej prezentują rozproszone, polimodalne populacje wieku, odzwierciedlające bardziej rozległe, geologicznie niejednorodne obszary alimentacji i większy recykling osadów (Cawood i in., 2012; Barham i in., 2022).

Analizy wieku detrytycznych cyrkonów w osadach mogą stanowić podstawę do oszacowania maksymalnego wieku depozycji (MDA – *Maximum depositional age*) (Dickinson, Gehrels, 2009; Cawood i in., 2012; Coutts i in., 2019), jeśli tylko jest to środowisko aktywne magmowo.

Szczegółowy przegląd stosowanych metod zdefiniowania maksymalnego wieku depozycji osadu podaje Dickinson i Gehrels (2009). Powszechnie wykorzystuje się (1) wiek najmłodszego ziarna detrytycznego w osadzie, (2) wiek najmłodszego piklu na diagramie lub (3) średnią ważoną względem błędu trzech lub więcej najmłodszych ziaren cyrkonu.

W materiałach z raportu przedstawiającego opracowanie wieku materiału detrytycznego w profilu z otworu Bibiela PIG 1 podawane były każdorazowo trzy najmłodsze ziarna

w kolekcji materiału detrytycznego, z informacją o stopniu zgodności wieku  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  wyrażonego w procentach dyskordancji (tab. 13–18), która ma kluczowe znaczenie w ocenie rzeczywistego wieku detrytusy.

Ostatnie metodyczne porównania (Barham i in., 2022) wskazują, że najbardziej pewne statystycznie oszacowanie wieku depozycji detrytusy w środowisku aktywnym orogenicznie zapewnia tylko metoda wykorzystanie najmłodszego piklu (większej grupy cyrkonów detrytycznych). Zarówno najmłodsze pojedyncze ziarno w osadzie, jak i średnia warzona z trzech najmłodszych ziaren (przy  $2\sigma$ ), w niektórych sytuacjach mogą dostarczyć mylnie młodych szacunków nawet przy filtrze dyskordancji wynoszącym  $< 5\%$  czy  $< 10\%$ . Zbyt młody wiek w niektórych próbkach może być spowodowany ukrytą utratą ołowiu, w trakcie rekrytalizacji domen cyrkonowych wkrótce po zakończeniu sedymentacji.

W basenach znajdujących się w środowisku konwergentnym osady charakteryzują się jednak dużym udziałem wieków cyrkonu, zbliżonych do wieku depozycji osadów, podczas gdy osady deponowane w środowiskach związanych z kolizją, ekstensją i wewnątrz kratonów zawierają większe proporcje ziaren ze starszymi wiekami, które raczej odzwierciedlają historię podłoża lub starszych skał źródłowych.

## WYNIKI SZCZEGÓŁOWE

### Próbka Bib. 990, głęb. 990,0 m

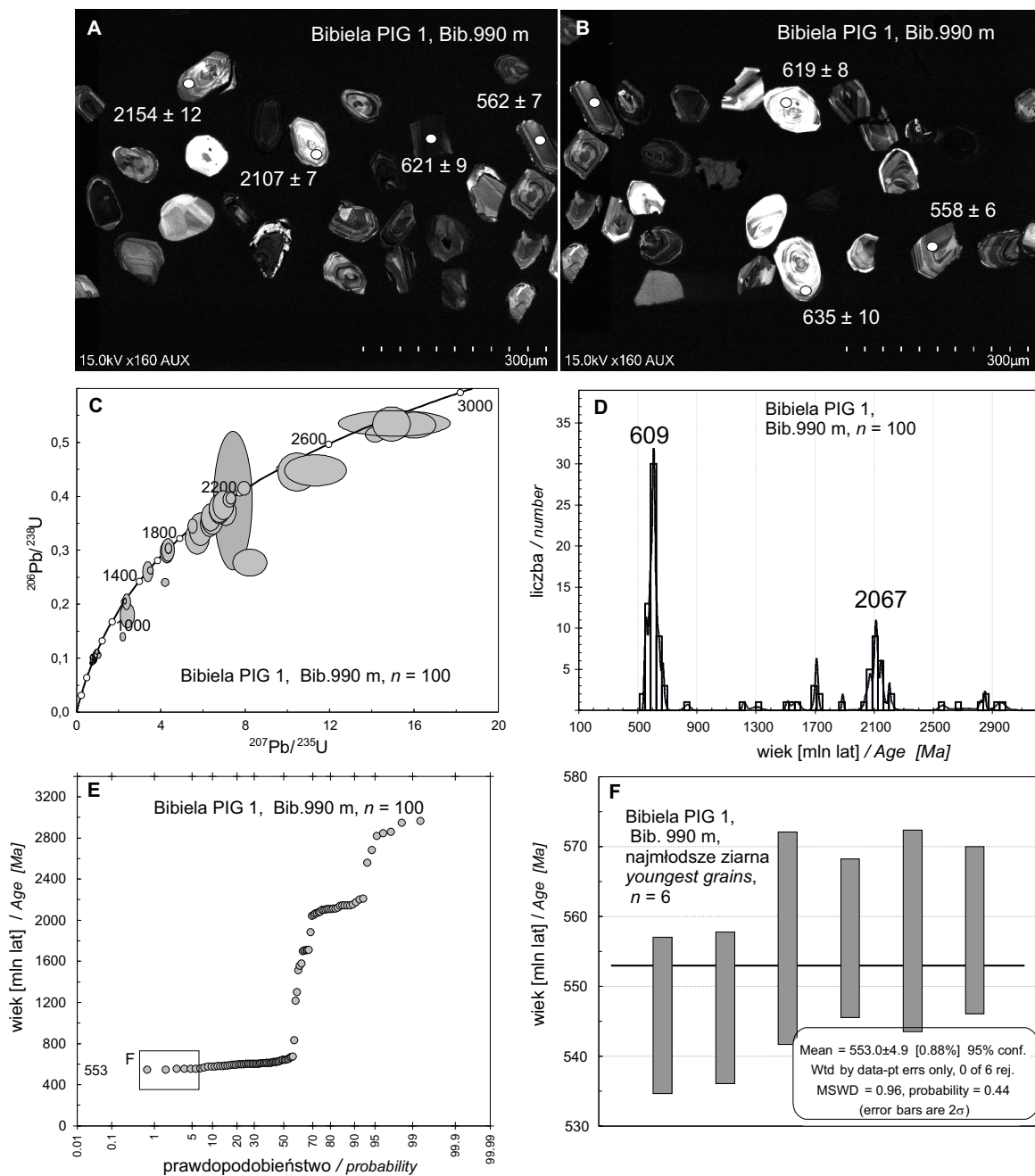
Geochronologia materiału detrytycznego w próbce Bib. 990 powstała na podstawie pomiarów stosunków izotopowych U-Pb w stu czterech cyrkonach, z których zaakceptowano sto, odrzucając wyniki najsilniej dyskordantne i obciążone większymi błędami, jako dane o niepewnej wartości diagnostycznej. Pełen zapis danych analitycznych dostępny jest w raporcie poświęconym określeniu wieku materiału detrytycznego.

Ziarna cyrkonu w próbce Bib. 990 są liczne, ale dość drobne, o rozmiarze najczęściej nie przekraczającym  $100\ \mu\text{m}$ , wszystkie noszą ślady obtoczenia. Wewnętrzna budowa ziaren z tej kolekcji widoczna w obrazie katodoluminescencyjnym CL (fig. 50A–B) wskazuje na magmowe pochodzenie, z dominującą, koncentryczną pasowością. Cyrkony z obwódkami metamorficznymi pojawiają się rzadko. Są to najczęściej cienkie obrosty poniżej  $5\ \mu\text{m}$ . Wiek cyrkonów w próbce Bib. 990 ( $n = 100$ ) obejmuje czas krystalizacji od mezoarchaiku  $2970 \pm 29$  mln lat (wiek  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} + 9\%$  disc.) do ediakaru  $546 \pm 6$  mln lat (wiek  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $-2\%$  disc.). Widoczny jest też wyraźny udział ziaren starszych niż 1 miliard lat  $> 1000$  Ma (fig. 50C). Najliczniejszą grupę ziaren stanowią cyrkony z ediakaru (tab. 13). Około 47% materiału detrytycznego (47/100 ziaren), pochodzi z denudacji skał ediakarskich, jednak młodszych niż  $629 \pm 6$  mln lat, z kumulacją w postaci piklu zaznaczonego ok. 609 mln lat (fig. 50D). Ta dominująca populacja w sposób niemal ciągły łączy się z podgrupą ziaren ze źródeł głównie wczesnokriogeńskich o wieku do  $677 \pm 6$  mln lat, których ilość dochodzi do 10% (10/100). Połączony

zbiór ediakarsko-kriogeńskich cyrkonów stanowi ponad połowę (57%) detrytusy w próbce Bib. 990. Ciągłość dopływu materiału detrytycznego ilustruje linijny diagram częstości występowania grup wiekowych (fig. 50E).

W kolejności liczebności (tab. 13) jako następną wyróżnia się populacja 30 ziaren ( $n = 30/100$ ), ogólnie paleoproterozoicznych, na którą składają się 23 cyrkony reprezentujące riak z piklem ok. 2067 mln lat, 5 cyrkonów – reprezentujących stater oraz 2 ziarna z orosiru. Znacznie mniej, 5 ziaren ( $n = 5/100$ ), pochodzi ze skał mezoproterozoicznych, tylko z kalimu i ektasu. Nieco większy udział procentowy ma tu materiał detrytyczny ze skał archaicznych. Jest to łącznie 7 ziaren ( $n = 7/100$ ) z najstarszym cyrkonem wieku  $2970 \pm 29$  mln lat.

Wśród najmłodszych detrytycznych cyrkonów w próbce Bib. 990 jest grupa sześciu ziaren ( $n = 6$ ) wieku od  $546 \pm 6$  Ma ( $-2\%$  disc.) do  $558 \pm 6$  Ma ( $+3\%$  disc.). Średnia ważona wieku  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  z uwzględnieniem błęd wskazuje na  $553 \pm 4,9$  mln lat, przy analitycznie akceptowalnej wartości statystycznej MSWD (*Mean square weighted deviation*), wynoszącej 0,96. W tej grupie na diagramie (fig. 50F), nieznacznie wyróżniają się dwa cyrkony o bardzo podobnych wynikach  $546 \pm 6$  Ma ( $-2\%$  disc.)  $547 \pm 5$  Ma ( $5\%$  disc.). Ich średnia ważona to  $546 \pm 7,6$  mln lat Ma przy MSWD = 0,02. Z uwagi na powszechnie stosowaną metodykę (Dickinson, Gehrels, 2009), preferującą co najmniej trzy najmłodsze ziarna cyrkonu ( $n > 3$ ), z przedstawionych tu dwóch wartości, jako maksimum wieku depozycji statystycznie lepiej zdefiniowana jest data  $553 \pm 4,9$  mln lat ( $n = 6$ ), MSWD = 0,96. Obliczona wartość i data przyjęta jako wiek depozycji zawie-



**Fig. 50. Dokumentacja prac analitycznych w próbce Bib. 990, głęb. 990,0 m**

**A–B** – reprezentatywne obrazy CL wybranych ziaren cyrkonów. Białe owale wskazują lokalizację punktów pomiaru wieku metodą U-Pb (dla <1 mld) lub Pb-Pb (dla >1 mld); **C** – projekcja na konwencjonalnej konkordii dla wszystkich  $n = 100$  ziaren; **D** – dystrybucja wieku cyrkonów detrytycznych wraz z histogramem. Zaznaczona liczba analiz i wiek pików dla dominujących populacji; **E** – projekcja danych o wieku na linearyzowanym wykresie prawdopodobieństwa. Wszystkie punkty z tej samej populacji są ułożone wzdłuż tego samego trendu liniowego, podczas gdy dane z innej populacji budują nową liniową grupę o innym nachyleniu. Grupa najmłodszych ziaren jest wyodrębniona prostokątem; **F** – Klaster najmłodszych ziaren i wiek skalkulowany jako średnia ważona (ważona względem niepewności dat), z najmłodszych trzech lub więcej dat, które się nakładają. Wartość zbliżona do wieku depozycji

#### Documentation of analytical work in the detrital zircon sample Bib. 990, depth 990.0 m

**A–B** – representative CL images of selected zircon grains. White ovals indicate localization points of U-Pb or Pb-Pb age measurements (<1 Ga and >1 Ga, respectively); **C** – the conventional concordia plot for all  $n = 100$  grains; **D** – detrital zircon age distributions with histogram. The number of grains with age of dominated population are marked; **E** – the plot age data on a linearized probability plot. All of the data points from the same population are dispersed along the same linear trend whereas data from different population (that is, outliers) will deviate distinctly above or below that linear trend. The group of the youngest grains is indicated by a rectangle; **F** – the youngest grain cluster, and age calculated as a weighted average (weighted by date uncertainty), of the youngest three or more dates that overlap. The value is near-to deposition age

Tabela 13

**Rozkład wieków detrytycznego cyrkonu w próbce klastycznej z głęb. 990,0 m (próbka Bib. 990). Liczba analizowanych ziaren cyrkonu  $n = 100$**

Distribution of detrital zircon ages in the clastic sample from depth 990.0 m (Bib. 990). Number of analyzed zircon grains  $n = 100$

Zakres wyników Range of results	Typ wieku Age type	Wiek Age [Ma]	% dyskordancji % discordancy
najmłodsze ziarno youngest grain	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$546 \pm 6$	(-2% dis.)
najstarsze ziarno oldest grain	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2970 \pm 29$	(+9% dis.)
Liczebność ( $n$ ) Number of counts	–	Ilość ziaren Number of grains	Udział [%] Percentage
ediakar Ediacaran	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	47/100	47
kriogen Cryogenian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	10/100	10
ton Tonian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1/100	1
sten Stenian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/100	0
ektas Ectasia	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2/100	2
kalim Calymmian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	3/100	3
stater Staterian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	5/100	5
orosir Orosirian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2/100	2
riak Rhyacian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	23/100	23
sider Siderian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/100	0
neoarchaik Neoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2/100	2
mezoarchaik Mesoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	5/100	5
I pik dominujący 1st dominated peak	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	609 Ma	–
II pik dominujący 2-nd dominated peak	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2067 Ma	–

ra się w zasięgu populacji detrytusu ze skał kriogeńsko-ediakarskich (fig. 50D, E).

Tego typu układ w spektrum, które zdominowane jest przez detrytus o wieku krystalizacji zbliżonym do wieku depozycji osadu, wskazuje na rozwój basenu w środowisku orogenicznym. Pewien dodatek (12%) składników ze starszych źródeł może odpowiadać basenom oskrzydłonym przez łuki magmowe (Cawood i in., 2012) na zbieżnych krąwędziach płyt. Ilość starszego materiału wzrasta w zależności od położenia basenu, co pozwala wnioskować w przybliżeniu o jego typie. Prawdopodobnie był to basen załukowy lub basen przedpola.

Dość szeroka, dominująca populacja, z której wywodzi się także najmłodsze ziarno w próbce Bib. 990, dobrze koresponduje z czasem trwania kadomskich procesów orogenicznych. Obejmują one szereg złożonych wydarzeń tektoniczno-magmowych i metamorficznych w okresie od środkowego kriogenu ok. 650 mln lat do początku kambru ok. 540 mln lat temu (np. Linnemann i in., 2000; Nance i in., 2002; 2012).

**Próbka Bib. 792, głęb. 792,0 m**

Dla scharakteryzowania wieku materiału detrytycznego w próbce Bib. 792 przeanalizowano sto trzynaście cyrkonów. Po odrzuceniu danych silnie dyskordantnych, powodujących trudności w poprawnej interpretacji wyników, zaakceptowano 111 ( $n = 111$ ) wyników U-Pb.

Kolekcja ziaren cyrkonu w próbce Bib. 792 jest jakościowo podobna do wcześniejszej opisaną próbkę (Bib. 990). Cyrkonu także są liczne, jednak pojawia się więcej kryształów o długości najczęściej powyżej 100  $\mu\text{m}$ . Wewnętrzna budowa cyrkonu w tym zbiorze uwidoczniła w obrazie katodoluminescencyjnym wskazuje na dużą różnorodność typów i intensywności CL (fig. 51A–B). Występujące tu ziarna lub ich fragmenty cechuje najczęściej koncentryczna pasowość, co sugeruje magmowy protolit. Ziarna z cienkimi obrostami metamorficznymi są nieznacznie liczniejsze niż w próbce Bib. 990.

Wiek cyrkonów w próbce Bib. 792 ( $n = 111$ ) dokumentuje okres krystalizacji od mezoarchaiku  $2891 \pm 11$  mln lat (wiek  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , +3% disc.) do ediakaru do  $545 \pm 5$  mln lat (wiek  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , -6% disc.) z silnie dominującą grupą neoproterozoiczną (tab. 14) oraz kilkoma mniejszymi populacjami starszych cyrkonów (fig. 51C–D).

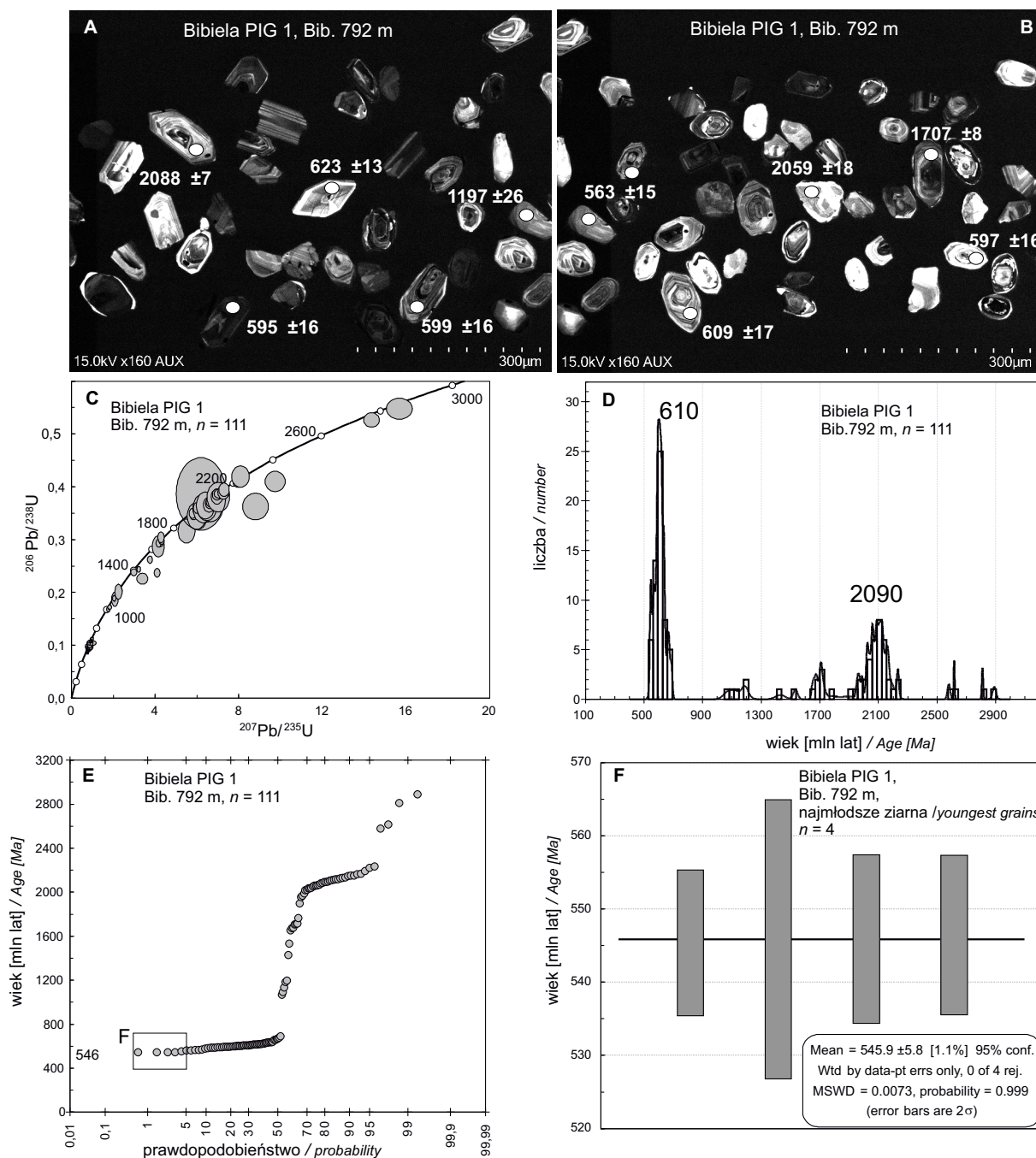
W próbce Bib. 792, podobnie jak w przypadku wcześniejszej omawianej kolekcji (Bib. 990) wyróżnia się zespół cyrkonów detrytycznych, pochodzących ze skał krystalizujących w ediakarze. Jest to najliczniejsza grupa ziaren, w której znalazło się ok. 42% ( $n = 47/111$ ) detrytusu. Są one efektem denudacji skał o wieku do  $634 \pm 18$  mln lat. Główną kumulację materiału detrytycznego wskazuje pik ok. 610 mln lat (fig. 51D). Kolejną chronologicznie ale mniej liczną grupą, która w sposób ciągły wiąże się z główną populacją, są cyrkonu ze źródeł kriogeńskich o wieku do  $690 \pm 6$  mln lat. Ich ilość dochodzi do 9,9% ( $n = 11/111$ ). Ziarna ze skał ediakarsko-kriogeńskich stanowią ponad połowę (52%) detrytusu obecnego w próbce Bib. 792. Stopniowe łączenie się tych dwóch subpopulacji pokazuje diagram częstości występowania grup wiekowych (fig. 51E).

Uwzględniając liczebność ziaren (tab. 13), jako następną w kolejności wyróżnia się grupa detrytusu paleoproterozoicznego, zdominowana przez 26/111 cyrkonów, reprezentujących riak (23,4%) z pikiem ok. 2090 mln lat. Pojawia się ponadto subgrupa  $n = 7/111$  cyrkonów ze skał ze stateru (6,3%) oraz 9/111 z orosiru (8,1%).

Wśród detrytusu mezoproterozoicznego na uwagę zasługuje subpopulacja  $n = 5/111$  ziaren reprezentujących sten, których nie notowano w próbce Bib. 990. Mniej jest ziaren pochodzących z kalimu, bo zaledwie  $n = 2/111$  (1,8%).

Archaik reprezentowany jest przez cztery ziarna 4/111, co stanowi jedynie 3,6% detrytusu, z najstarszym ziarnem wieku  $2891 \pm 11$  mln lat (+3%), wynik z dyskordancją +3% (+3%disc.).

Najmłodszymi detrytycznymi cyrkonami w próbce Bib. 792 jest grupa czterech ( $n = 4/111$ ) ziaren o wieku od  $545 \pm 5$  Ma (-6% disc.) do  $546 \pm 5$  Ma (+2,4% disc.). Średnia ważona wieku  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  wskazuje na  $545,9 \pm 4,8$  mln lat, przy doskonałej analitycznej wartości MSWD wynoszącej



**Fig. 51. Dokumentacja prac analitycznych w próbce detrytycznych cyrkonów w próbce Bib. 792, głęb. 792,0 m**

**A–B** – reprezentatywne obrazy CL wybranych ziaren. Białe owale wskazują lokalizację punktów i pomierzone wieki U-Pb (dla <1 mld) lub Pb-Pb (dla > 1 mld); **C** – projekcja na konwencjonalnej konkordii dla wszystkich  $n = 111$  ziaren; **D** – dystrybucja wieku cyrkonów detrytycznych wraz z histogramem. Zaznaczona liczba analiz i wiek pików dla dominujących populacji; **E** – projekcja danych o wieku na linearyzowanym wykresie prawdopodobieństwa. Wszystkie punkty z tej samej populacji są ułożone mniej więcej wzdłuż tego samego trendu liniowego, podczas gdy dane z innej populacji budują nową liniową grupę o innym nachyleniu. Grupa najmłodszych ziaren jest wyodrębniona prostokątem; **F** – klastery najmłodszych ziaren i wiek skalkulowany jako średnia ważona, (ważona względem niepewnością dat), z najmłodszych trzech lub więcej dat, które się nakładają. Wartość zbliżona do wieku depozycji

Documentation of analytical work in the detrital zircon sample Bib. 792, depth 792.0 m

**A–B** – representative CL images of the selected zircon grains; White ovals indicate the spot location and measured U-Pb or Pb-Pb ages (<1 Ga and > 1 Ga, respectively); **C** – the conventional concordia plot for all  $n = 111$  grains; **D** – Detrital zircon age distributions with histogram. The number of grains and age of dominated population are marked; **E** – The plot age data on a linearized probability plot. All of the data points from the same population are dispersed more or less along the same linear trend whereas data from different population (that is, outliers) will deviate distinctly above or below that linear trend. The group of the youngest grains is indicated by a rectangle; **F** – the youngest grain cluster, and age calculated as a weighted average (weighted by date uncertainty), of the youngest three or more dates that overlap. The value is near-to deposition age

Tabela 14

**Rozkład wieków detrytycznego cyrkonu w próbce klastycznej z głęb. 792,0 m (próbka Bib. 792). Liczba analizowanych ziaren cyrkonu  $n = 111$**

Distribution of detrital zircon ages in the clastic sample of depth 792.0 m (Bib. 792). Number of analyzed zircon grains  $n = 111$

Zakres wyników Range of results	Typ wieku Age type	Wiek Age [Ma]	% dyskordancji % discordancy
najmłodsze ziarno youngest grain	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$545 \pm 5$	(-6% dis.)
najstarsze ziarno oldest grain	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2891 \pm 11$	(+3% dis.)
Liczebność ( $n$ ) Number of counts	—	Ilość ziaren Number of grains	Udział [%] Percentage
ediakar Ediacaran	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	47/111	42,0
kriogen Cryogenian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	11/111	9,9
ton Tonian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0/111	0,0
sten Stenian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	5/111	4,5
ektas Ectasia	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/111	0,0
kalim Calymmian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2/111	1,8
stater Staterian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	7/111	6,3
orosir Orosirian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	9/111	8,1
riak Rhyacian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	26/111	23,4
sider Siderian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/111	0,0
neoarchaik Neoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2/111	1,8
mezoarchaik Mesoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2/111	1,8
I pik dominujący 1st dominated peak	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	610 Ma	—
II pik dominujący 2-nd dominated peak	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2090 Ma	—

0,0073. Uzyskany w ten sposób wynik z czterech wartości ( $n = 4/111$ ), można uznać za statystycznie dobrze zdefiniowane maksimum wieku depozycji próbki Bib. 792.

Obliczona wartość w granicach błędu jest niemal identyczna z wiekiem najmłodszego, pojedynczego cyrkonu (tab. 14), znajdując się jednocześnie w zasięgu dominującej populacji kriogeńsko-ediakarskiej (fig. 51D). Dane uzyskane w próbce Bib. 792 (podobnie jak Bib. 990) potwierdzają środowisko depozycji w basenie orogenicznym (Cawood i in., 2012), ze wskazaniem najprawdopodobniej na basen załukowy.

### Próbka Bib. 627, głęb. 646,1 m

W ramach badań wieku materiału detrytycznego w próbce Bib. 627 wykonano sto osiem analiz. Podobnie jak we wcześniej opisanych przypadkach należało pominąć kilka wyników. Ostatecznie zaakceptowane zostały 102 rezultaty U-Pb ( $n = 102$ ). Wśród pominiętych wyników znalazło się

pojedyncze, teoretycznie najmłodsze ziarno wieku  $445 \pm 10$  mln lat, niepewnym z uwagi na dyskordancję przekraczającą 10% (21% disc.). Dyskordancja może stanowić duży problem przy oznaczaniu rzeczywistego wieku depozycji. W zbiorze przeanalizowanych cyrkonów część ziaren, głównie młodszych z powodu straty ołowiu, systematycznie cechowała nieco większa dyskordancja (> 5% disc.), spowodowana pojawiającymi się częściej wewnętrznymi mikrouszkodzeniami widocznymi w obrębie analizowanych ziaren.

Cyrkony detrytyczne występujące w próbce Bib. 627 ( $n = 102$ ) wykazują większą różnorodność co do rozmiaru, charakteru wewnętrznej budowy w porównaniu do próbki Bib. 792, z głęb. 792 m. Część ziaren pochodzi ze skał niewątpliwie metamorficznych, o czym świadczą obrosty na brzegach cyrkonów (fig. 52A–B).

Wiek ziaren detrytycznych w próbce Bib. 627 ( $n = 102$ ) obejmuje czas krystalizacji (tab. 15) od mezoarchaiku  $2998 \pm 12$  mln lat (wiek  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , +2% disc.) do późnego kambru do  $488 \pm 8$  mln lat (wiek  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , +3% disc.).

W analizowanym materiale nadal dominującą pozostaje grupa neoproterozoicznego detrytus. Składa się na nią łącznie  $n = 51/102$  ziaren, co stanowi dokładnie 50% materiału detrytycznego (tab. 15). Wzrasta jednak łączna liczebność pozostałych starszych cyrkonów i ich różnorodność, (fig. 52C–D).

Ziarna wieku ediakarskiego stanowią 35,3% materiału detrytycznego (36/102) z pikiem ok. 598 mln lat. Dopelniającą populacją są cyrkony kriogeńskie, stanowiąc ok. 9,8% ( $n = 10/102$ ) spektrum cyrkonów. Osobną podgrupę stanowią nieliczne ok. 4,9% (5/102) ziarna tońskie (fig. 52D).

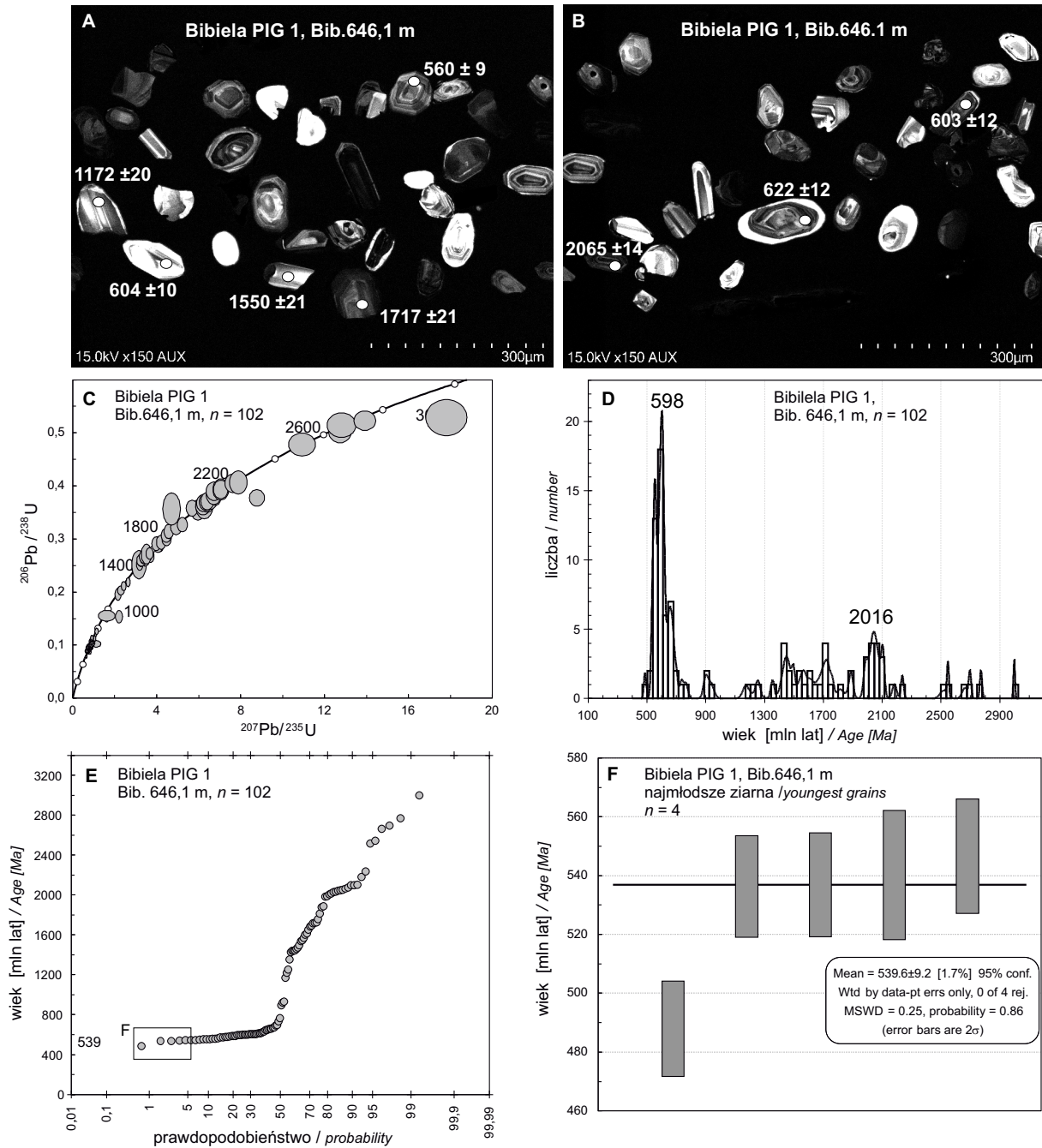
Pod względem liczebności istotną populację tworzy detrytus paleoproterozoiczny, stanowiący łącznie  $n = 28/102$  ziaren czyli 27,4% detrytus. W porównaniu z poprzednimi próbkami (Bib. 990 i 792) spadł jednak o ponad połowę udział cyrkonów z riaku do  $n = 8 / 102$  ziaren (7,9%) a wzrosła ilość ziaren krystalizujących w orosirze  $n = 11/102$  i staterze  $n = 9//102$ , stanowiąc odpowiednio 10,8% i 8,8% detrytus. Podniosła się też ilość ziaren pochodzących z krystalizacji w mezoproterozoiku (fig. 52E), głównie w kalimie  $n = 10/102$  9,8%), gdzie częściej notowany jest wiek między 1400 a 1500 mln lat.

Najstarszy materiał detrytyczny stanowią cyrkony z archaiku. Stwierdzono tu  $n = 6/102$  ziaren (5,55%) w tym jedno mezoarchaiczne wieku  $2998 \pm 12$  mln lat (+2% disc.).

Wśród najmłodszych detrytycznych cyrkonów w próbce Bib. 627 widoczne jest pojedyncze ziarno o wieku  $488 \pm 8$  mln lat, z przełomu kambru i ordowiku (fig. 52F). Nieznaczna (< 5%) dyskordancja w granicach +3% disc. wskazuje na niekwestionowaną wartość wyniku.

Następne w kolejności ziarna to grupa znacznie starszych czterech ( $n = 4/102$ ) kryształów wieku od  $536 \pm 6$  Ma (+16% disc.) do  $546 \pm 6$  Ma (+5% disc.). Średnia ważona wieku  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  w tej grupie wyników wskazuje na  $539,6 \pm 9,2$  mln lat przy poprawnym MSWD wynoszącym 0,25.

Z uwagi na stosowaną konsekwentnie metodykę (Dickinson, Gehrels, 2009), co najmniej trzech najmłodszych ziaren cyrkonu”, w tym wypadku maksimum wieku depozycji musi pozostać data  $539,6 \pm 9,2$  mln lat.



**Fig. 52. Dokumentacja prac analitycznych w próbkę detrytycznych cyrkonów w próbce Bib. 627, głęb. 646,1 m**

**A–B** – reprezentatywne obrazy CL wybranych ziaren cyrkonów. Białe owale wskazują lokalizację punktów i pomierzone wieki U-Pb (dla < 1 mld) lub Pb–Pb (dla > 1 mld); **C** – projekcja na konwencjonalnej konkordii dla wszystkich  $n = 102$  ziaren; **D** – dystrybucja wieku cyrkonów detrytycznych wraz z histogramem. Zaznaczona liczba analiz i wiek pików dla dominujących populacji; **E** – projekcja danych o wieku na linearyzowanym wykresie prawdopodobieństwa. Wszystkie punkty z tej samej populacji są ułożone mniej więcej wzdłuż tego samego trendu liniowego, podczas gdy dane z innej populacji budują nową liniową grupę o innym nachyleniu. Grupa najmłodszych ziaren jest wyodrębniona prostokątem; **F** – klastery najmłodszych ziaren i wiek skalkulowany jako średnia ważona (ważona względem niepewności dat), z najmłodszych trzech lub więcej dat, które się nakładają. Wartość nieco odbiega od wieku depozycji

#### Documentation of analytical work in the detrital zircon sample Bib 627, depth 646.1 m

**A–B** – representative CL images of selected zircon. White ovals indicate the spot location and measured U-Pb or Pb-Pb ages (< 1 Ga and > 1 Ga, respectively); **C** – the conventional concordia plot for all  $n = 102$  grains; **D** – detrital zircon age distributions with histogram. The number of grains and age of dominated population are marked; **E** – the plot age data on a linearized probability plot. All of the data points from the same, population are dispersed more or less along the same linear trend whereas data from different population (that is, outliers) will deviate distinctly above or below that linear trend. The group of the youngest grains is indicated by a rectangle; **F** – the youngest grain cluster, and age calculated as a weighted average (weighted by date uncertainty), of the youngest three or more dates that overlap. The value is slightly different from the age of deposition

Tabela 15

**Rozkład wieków detrytycznego cyrkonu w próbce klastycznej z głęb. 646,1 m (próbka Bib. 627). Liczba analizowanych ziaren cyrkonu  $n = 102$**

Distribution of detrital zircon ages in the clastic sample of depth 646.1 m (Bib. 627). Number of analyzed zircon grains  $n = 102$

Zakres wyników Range of results	Typ wieku Age type	Wiek Age [Ma]	% dyskordancji % discordancy
najmłodsze ziarno youngest grain	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	488 ±8	(+3% dis.)
najstarsze ziarno oldest grain	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2998 ±12	(+2% dis.)
Liczebność ( $n$ ) Number of counts	–	Ilość ziaren Number of grains	Udział [%] Percentage
kambr Cambrian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	3/102	2,90
ediakar Ediacaran	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	36/102	35,30
kriogen Cryogenian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	10/102	9,80
ton Tonian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	5/102	4,90
sten Stenian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1/102	0,98
ektas Ectasia	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	3/102	2,90
kalim Calymmian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	10/102	9,80
stater Staterian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	9/102	8,80
orosir Orosirian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	11/102	10,80
riak Rhyacian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	8/102	7,80
sider Siderian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/102	0,00
neoarchaik Neoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	5/102	4,90
mezoarchaik Mesoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1/102	0,98
I pik dominujący 1st dominated peak	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	598 Ma	–
II pik dominujący 2-nd dominated peak	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2016 Ma	–

Niewątpliwie data ta odbiega od rzeczywistego czasu zakończenia depozycji. Jest to przypadek, kiedy krystalizacja cyrkonów zaczyna oddalać się od wieku depozycji, łątwo wyznaczonego w środowiskach aktywnych magmowo. Może to oznaczać początek zmian w charakterze basenu i obszaru denudacji.

Ustalono (Cawood i in., 2012), że w basenach bez syn-depozycyjnej aktywności magmowej, niepewność oznaczenia wieku depozycji wzrasta. Luka, pomiędzy rzeczywistym wiekiem depozycji a wiekiem najmłodszej grupy detrytus, może wynosić setki milionów lat lub więcej.

**Próbka Bib. 259, głęb. 278,5 m**

Wiek materiału detrytycznego w próbce Bib. 259 mierzony został w 110 cyrkonach. Kilka wyników nie zostało uwzględnionych, ponieważ okazały się dyskordantne np. ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 382 \pm 7$  mln lat, +20% disc.), co ma istotne znaczenie w przypadku definiowania grupy potencjalnie najmłodszych ziaren. Ostatecznie zaakceptowano  $n = 107$  analiz. W obrazie SEM – CL wewnętrznej budowy cyrkonów obserwuje się większą różnorodność form i pasowości (fig. 53A–B).

Materiał detrytyczny w próbce Bib. 259 charakteryzuje wybitnie multimodalny rozkład populacji wiekowych (fig. 53C–D). Ogólnie, wiek cyrkonów zawiera się tu w przedziale od  $2115 \pm 7$  mln ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , +10% disc.) do  $423 \pm 11$  mln lat do ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , –12% disc.). Detrytus tworzy szeroki ciąg umiarkowanie licznych grup cyrkonów (tab. 16), krystalizujących począwszy od wczesnego mezoproterozoiku ok. 1000 mln lat do późnego paleoproterozoiku ok. 1700 mln lat.

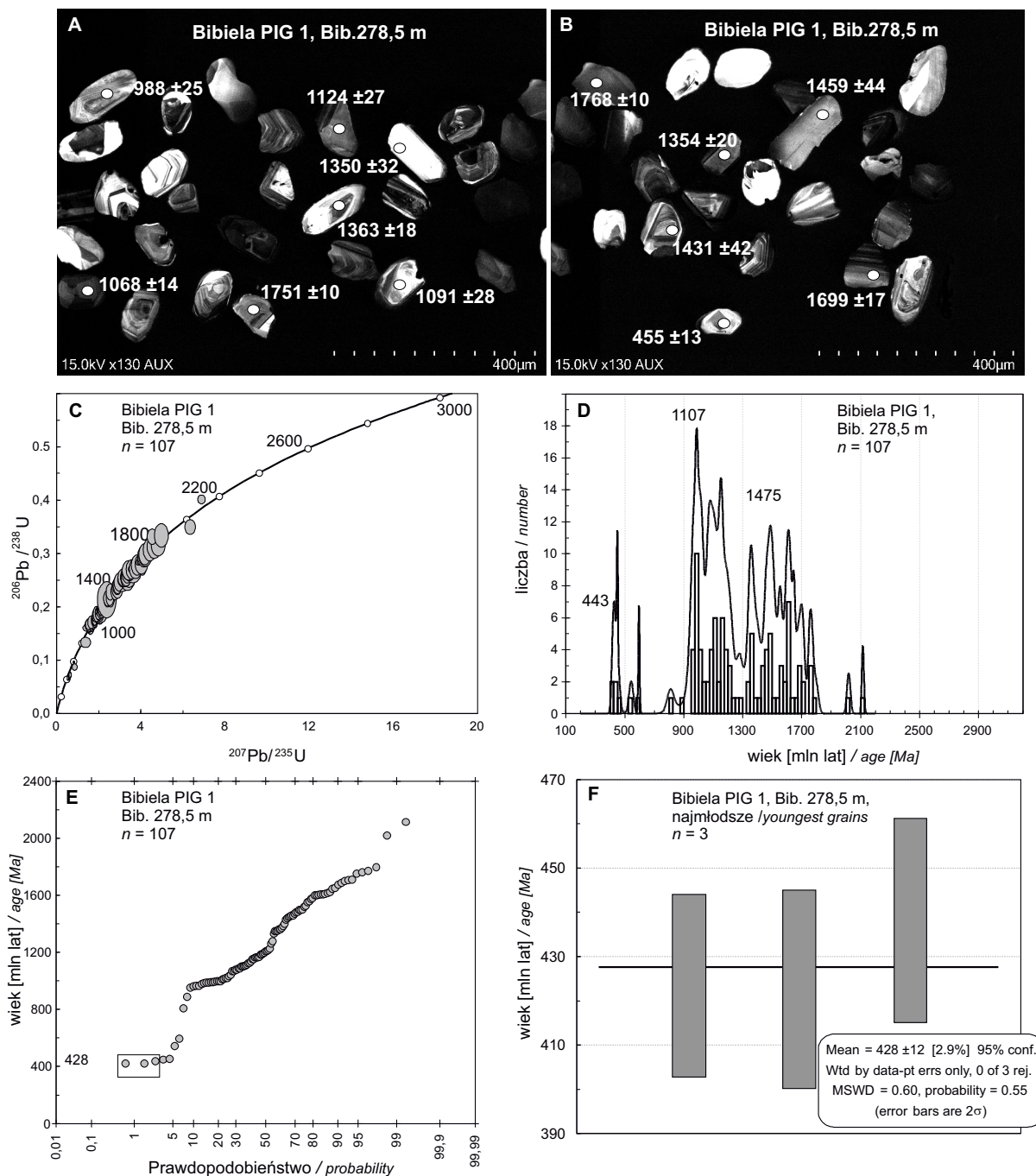
Łącznie ten mezoproterozoiczny i paleoproterozoiczny materiał, nie wykazujący dominacji jednego z wchodzących w jego skład komponentów, tworzy ciągłą grupę (fig. 53C), na którą składa się 78,5% ziaren. Ziarna pochodzące ze skał mezoproterozoicznych tworzą populację 59,8% ziaren ( $n = 64/107$ ). Względnie najliczniejszą jest tu grupa cyrkonów z młodszego mezoproterozoiku. Cyrkony, z wiekiem krystalizacji wskazującym na sten, stanowią (tab. 15) 29% materiału detrytycznego ( $n = 31/107$ ) z pikiem ok. 1107 mln lat. Towarzyszy mu też seria mniejszych pików, ciągnąca się do 1475 mln lat.

W próbce Bib. 259 ziarna z paleoproterozoiku stanowią zaledwie 17,7% (tab. 16) detrytus. Wyraźnie mniej liczny (13,16%) materiał neoproterozoiczny (zdominowany jest przez ziarna tońskie 14,9% ( $n = 16/107$ )). Uwagę zwraca bardzo symboliczny udział ziaren wieku ediakarskiego, 1,9% ( $n = 2/107$ ), co wyróżnia Bib. 259 od poprzednio analizowanych próbek.

Pojawiają się pojedynczo ziarna ordowickie ( $n = 2/107$ ) 1,9% i sylurskie ( $n = 3/107$ ).

Ilustracją głównych cech detrytus, w tym ciągłości w obrębie głównego szerokiego mezo-paleoproterozoicznego przedziału może być diagram (fig. 53E), który pokazuje lukę pomiędzy materiałem neoproterozoicznym a ordowickim, w tym brak cyrkonów kambryjskich, a także brak cyrkonów archaicznych, które notowane są w pozostałych utworach klastycznych, zbadanych w profilu Bibiela PIG 1.

Do określenia najmłodszego materiału w osadzie wykorzystano analizy o różnym stopniu niezgodności, ale tworzące jednolitą grupę (fig. 53F); trzy ziarna reprezentujące sylur górny i środkowy – tj. wiek:  $423 \pm 10$ ,  $423 \pm 11$  i  $438 \pm 11$  mln lat. Są one widoczne jako pierwszy najmniejszy pik z 443 mln lat (fig. 53D), zbiegający się z początkiem syluru. Ich średnia ważona względem błędu wskazuje na  $428 \pm 12$  mln lat z  $\text{MSWD} = 0,60$ , przesuwając to wskazanie na sylur środkowy.



**Fig. 53. Dokumentacja prac analitycznych w próbie detrytycznych cyrkonów w próbie Bib. 259, głęb. 278,5 m**

**A–B** – reprezentatywne obrazy CL wybranych ziaren cyrkonów. Białe owale wskazują lokalizację punktów i pomierzone wieki U-Pb (dla <1 mld) lub Pb-Pb (dla >1 mld); **C** – projekcja na konwencjonalnej konkordii dla wszystkich  $n = 107$  ziaren; **D** – dystrybucja wieku cyrkonów detrytycznych wraz z histogramem. Zaznaczona liczba analiz i wiek pików dla dominujących populacji; **E** – projekcja danych na linearyzowanym wykresie prawdopodobieństwa. Wszystkie punkty z tej samej populacji są ułożone mniej więcej wzdłuż tego samego trendu liniowego, podczas gdy dane z innej populacji budują nową linię grupę o innym nachyleniu. Grupa najmłodszych ziaren jest wyodrębniona prostokątem; **F** – klastery najmłodszych ziaren i wiek skalkulowany jako średnia ważona (ważona względem niepewności dat), z najmłodszych trzech lub więcej dat, które się nakładają. Wartość odbiega od wieku depozycji

#### Documentation of analytical work in the detrital zircon sample Bib. 259, depth 278.5 m

**A–B** – representative CL images of selected zircon grains. White ovals indicate the spot location and measured U-Pb or Pb-Pb ages (<1 Ga and >1 Ga, respectively); **C** – the conventional concordia plot for all  $n = 107$  grains; **D** – detrital zircon age distributions with histogram. The number of grains and age of dominated population are marked; **E** – the plot age data on a linearized probability plot. All of the data points from the same, population are dispersed more or less along the same linear trend whereas data from different population (that is, outliers) will deviate distinctly above or below that linear trend. The group of the youngest grains is indicated by a rectangle; **F** – the youngest grain cluster, and age calculated as a weighted average (weighted by date uncertainty), of the youngest three or more dates that overlap. The value is different from the age of deposition

Tabela 16

**Rozkład wieków detrytycznego cyrkonu w próbce klastycznej z głębokości 278,5 m (próbka Bib. 259). Liczba analizowanych ziaren cyrkonu  $n = 107$**

Distribution of detrital zircon ages in the clastic sample of depth 278.5 m (Bib. 259). Number of analyzed zircon grains  $n = 107$

Zakres wyników Range of results	Typ wieku Age type	Wiek Age [Ma]	% dyskordancji % discordancy
najmłodsze ziarno youngest grain	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	423±11	(-12% dis.)
najstarsze ziarno oldest grain	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2115±7	(+10% dis.)
Liczebność ( $n$ ) Number of counts	–	Ilość ziaren Number of grains	Udział [%] Percentage
sylur Silurian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	3/107	2,8
ordowik Ordovician	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2/107	1,9
kambr Cambrian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0/107	0,0
ediakar Ediacaran	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2/107	1,9
kriogen Cryogenian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0/107	0,0
ton Tonian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	16/107	14,9
sten Stenian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	31/107	29,0
ektas Ectasia	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	13/107	12,1
kalim Calymmian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	20/107	18,7
stater Staterian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	18/107	16,8
orosir Orosirian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1/107	0,9
riak Rhyacian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1/107	0,9
sider Siderian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/107	0,0
neoarchaik Neoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/107	0,0
mezoarchaik Mesoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/107	0,0
I pik dominujący 1st dominated peak	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1107 Ma	–
II pik dominujący 2-nd dominated peak	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1475 Ma	–

Niewątpliwie rozkład zmierzonych wieków krystalizacji poszczególnych ziaren obecnych w próbce Bib. 259 (fig. 53C) różni się od stylu i charakterystyki wcześniejszej próbki (por. fig. 52C), pokazując większe proporcje cyrkonów ze starszymi wiekami, które odzwierciedlają historię denudacji podłoża. Duża luka między głównym składnikiem osadu a wiekiem najmłodszych ziaren w próbce i niepewnym wiekiem depozycji, ustalonym na podstawie dat z detrytusu, oznacza zmianę charakteru środowiska geotektonicznego basenu sedymentacyjnego.

Cyrkony rozpoznane w próbce Bib. 259 ( $n = 107$ ) reprezentują prawdopodobnie inne skały źródłowe (tab. 16) niż wcześniej prezentowane próbki (Bib.: 990, 792, 627). Do-

minujący udział materiału detrytycznego z późnoproterozoicznych skał to spektrum wiekowe charakterystyczne dla proveniencji zachodniobałtyckiej i orogenu swekonorweskiego (Bingen i in., 2008).

### Próbka Bib. 174, głęb. 193,6 m

Dane dotyczące wieku materiału detrytycznego w próbce Bib. 174 uzyskano ze stu trzynastu analiz cyrkonów. Pominięte zostały dwie niepewne analizy potencjalnie młodych ziaren:  $302 \pm 5$  mln lat (+60% disc.) oraz  $371 \pm 7$  Ma (+35% disc.) mln lat. Po odrzuceniu tych silnie dyskordantnych ziaren, z wynikiem trudnym do poprawnej interpretacji, zaakceptowano 110 ( $n = 110$ ) wyników U-Pb.

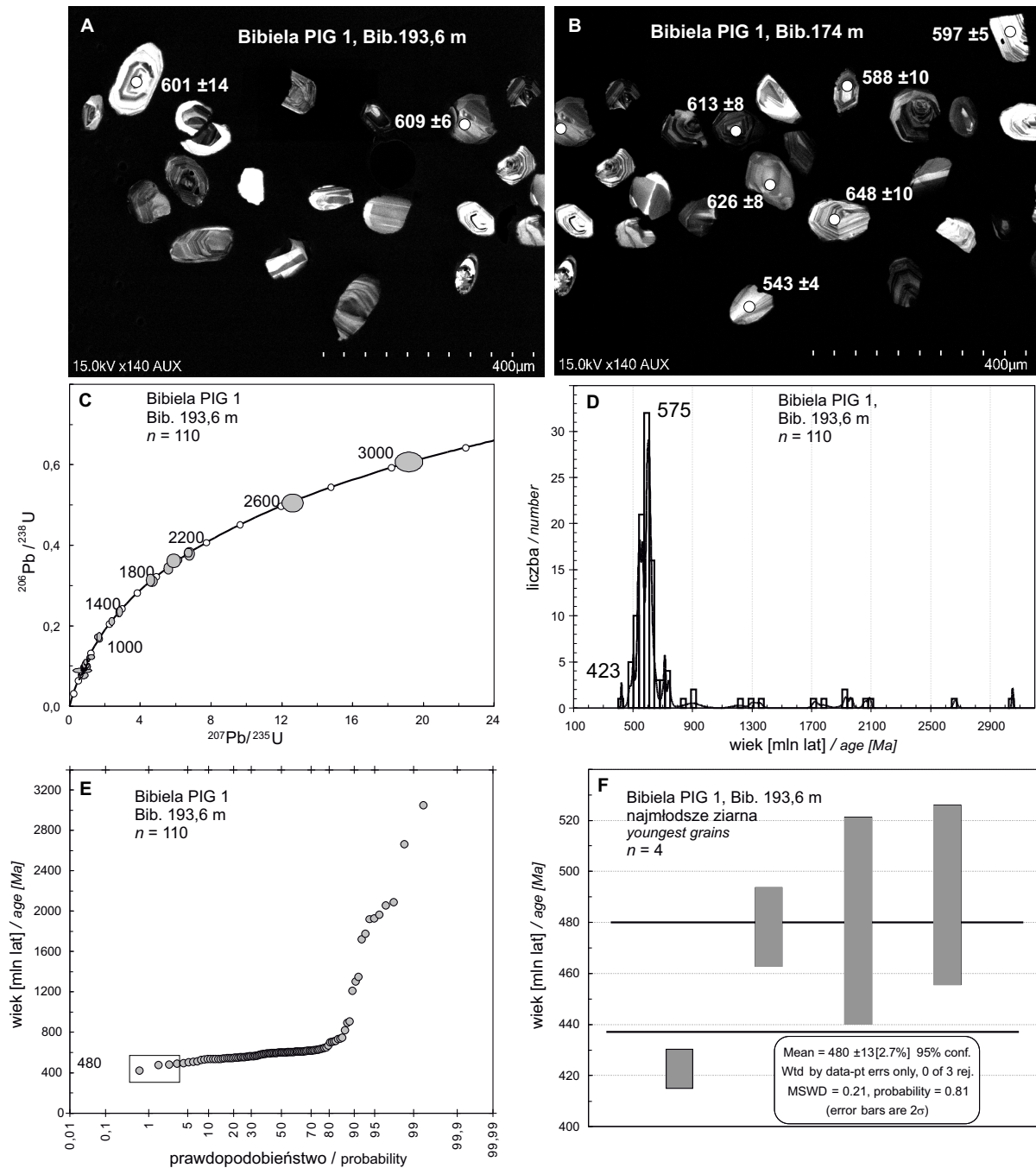
Kolekcja cyrkonów w próbce Bib. 174 składa się z dużej ilości kryształów o rozmiarze najczęściej ok. 100  $\mu\text{m}$ . Większe wymiary ziaren są rzadsze. W obrazie SEM-CL notowane są fragmenty lub obtoczone kryształy o koncentrycznej pasowości (fig. 54A–B), sugerując ich magmowy protolit.

Cyrkony rozpoznane w próbce Bib. 174 ( $n = 111$ ) reprezentują skały źródłowe wieku od  $3050 \pm 5$  mln ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , 0% disc.) do  $423 \pm 4$  mln lat ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , -2% disc.).

Materiał detrytyczny (tab. 17) pochodził głównie ze źródeł neoproterozoicznych, reprezentując tu 71,9% detrytusu. Ziarna starsze niż 1000 mln lat stanowią w tym osadzie ok. 10,8%, z tego zaledwie izolowane dwa ziarna ( $n = 2/110$ ), stanowiące 1,8%, pochodzą ze skał archaicznych (fig. 54C). Udział materiału paleozoicznego oszacowano na 12,7% ( $n = 14/110$  ziaren).

Charakterystyka rozkładu populacji wiekowych detrytusu w próbce Bib. 174 (fig. 54D) nawiązuje częściowo do wcześniej notowanych tendencji, np. w próbce Bib. 627, gdzie dominującą grupę stanowiły ziarna ze skał wieku ediakarskiego. W wypadku próbki Bib. 174 cyrkony detrytyczne dostarczone z ediakarskich skał źródłowych stanowią 62,7% ( $n = 69/110$  ziaren), z kumulacją i pikiem ok. 575 mln lat. Cyrkony starsze > 1000 mln lat, pojawiają się sporadycznie i nie tworzą znaczącej populacji. Najintensywniej dopływający materiał detrytyczny ze skał późnoproterozoicznych (ediakar) reprezentuje niemal ciągle spektrum wieku U-Pb, co ilustruje liniowy diagram częstości występowania (fig. 54E). W praktyce ta najliczniejsza grupa w sposób niemal ciągle dopełniona jest przez cyrkony wczesno- i środkowokambryjskie z konkordantnymi wiekami takimi jak:  $531 \pm 4$  mln lat ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , +0% disc.) czy  $510 \pm 9$  mln lat ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , +1% disc.).

Zdefiniowanie maksymalnego wieku depozycji, bazując na najmłodszych cyrkonach, nie jest prostym zadaniem w przypadku próbki Bib. 174. Nie stanowią one jednolitej grupy (fig. 54F). Ziarno najmłodsze  $423 \pm 4$  mln lat ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , -2% disc.) odbiega od następnego w kolejności o wieku  $478 \pm 8$  mln lat ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , +13% disc.). W konsekwencji średnia ważona z czterech ( $n = 4/110$ ) najmłodszych cyrkonów daje słabą kalkulację wieku  $437 \pm 46$  mln lat przy nieakceptowanej wartości MSDW = 19. Po pominięciu najmłodszego cyrkonu z  $n = 3 / 110$  uzyskano średnią co daje wartość  $480 \pm 13$  mln lat przy poprawnej MSDW = 0,21.



**Fig. 54. Dokumentacja prac analitycznych w próbce detrytycznych cyrkonów w próbce Bib. 174, głęb. 193,6 m**

**A–B** – reprezentatywne obrazy CL wybranych ziaren cyrkonów. Białe owale wskazują lokalizację punktów i pomierzone wieki U-Pb (dla <1 mld) lub Pb-Pb (dla >1 mld); **C** – projekcja na konwencjonalnej konkordii dla wszystkich  $n=110$  ziaren; **D** – dystrybucja wieku cyrkonów detrytycznych wraz z histogramem. Zaznaczona liczba analiz i wiek pików dla dominujących populacji; **E** – projekcja danych o wieku na linearyzowanym wykresie prawdopodobieństwa. Wszystkie punkty z tej samej populacji są ułożone mniej więcej wzdłuż tego samego trendu liniowego, podczas gdy dane z innej populacji budują nową liniową grupę o innym nachyleniu. Grupa najmłodszych ziaren jest wyodrębniona prostokątem; **F** – klastery najmłodszych ziaren i wiek skalkulowany jako średnia ważona (ważona względem niepewności dat), z najmłodszych trzech lub więcej dat, które się nakładają. Wartość odbiega od wieku depozycji

Documentation of analytical work in the detrital zircon sample Bib. 174, depth 193.6 m

**A–B** – representative CL images of selected zircon grains. White ovals indicate the spot location and measured U-Pb or Pb-Pb ages (<1. Ga and >1. Ga, respectively); **C** – the conventional concordia plot for all  $n=110$  grains; **D** – detrital zircon age distributions with histogram. The number of grains and age of dominated population are marked; **E** – the plot age data on a linearized probability plot. All of the data points from the same, population are dispersed more or less along the same linear trend whereas data from different population (that is, outliers) will deviate distinctly above or below that linear trend. The group of the youngest grains is indicated by a rectangle; **F** – the youngest grain cluster, and age calculated as a weighted average (weighted by date uncertainty), of the youngest three or more dates that overlap. This value differs from deposition age

Tabela 17

**Rozkład wieków detrytycznego cyrkonu w próbce klastycznej z głęb. 193,6 m (próbka Bib. 174). Liczba analizowanych ziaren cyrkonu  $n = 110$**

Distribution of detrital zircon ages in the clastic sample, depth 193.6 m (Bib. 174). Number of analyzed zircon grains  $n = 110$

Zakres wyników Range of results	Typ wieku Age type	Wiek Age [Ma]	% dyskordancji % discordancy
najmłodsze ziarno youngest grain	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	423 ± 4	(-2% dis.)
najstarsze ziarno oldest grain	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	3050 ± 5	(-0% dis.)
Liczebność ( $n$ ) Number of counts	–	Ilość ziaren Number of grains	Udział [%] Percentage
sylur Silurian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1/110	0,9
ordowik Ordovician	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2/110	1,8
kambr Cambrian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	11/110	10,0
ediakar Ediacaran	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	69/110	62,7
kriogen Cryogenian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	9/110	8,2
ton Tonian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	6/110	5,4
sten Stenian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/110	0,0
ektas Ectasia	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	3/110	2,7
kalim Calymmian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/110	0,0
stater Staterian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2/110	1,8
orosir Orosirian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	3/110	2,7
riak Rhyacian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2/110	1,8
sider Siderian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/110	0,0
neoarchaik Neoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1/110	0,9
mezoarchaik Mesoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1/110	0,9
I pik dominujący 1st dominated peak	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	575 Ma	–

Rzeczywisty wiek depozycji jest jednak późniejszy niż to wynika z wykonanej typowo kalkulacji. Statystycznie pewne oszacowanie wieku depozycji (na jest możliwe tylko w aktywnym środowisku orogenicznym (Cawood i in., 2012).

Na histogramie (fig. 54D) widoczna jest ponadto pewna luka czasowa przed początkiem głównej grupy detrytus. W ten sposób, mimo dobrze zdefiniowanej, dominującej ediakarskiej populacji rozkład wieku detrytus nawiązuje już do charakterystyki typowej dla środowiska ekstensyjnego (Cawood i in., 2012). Środowisko to obejmuje baseny ryftowe albo postryftowe na pasywnym brzegu kontynentu lub baseny intrakratoniczne.

W tego typu ekstensyjnych basenach dominują detrytyczne cyrkonu, których wiek jest znacznie starszy niż rze-

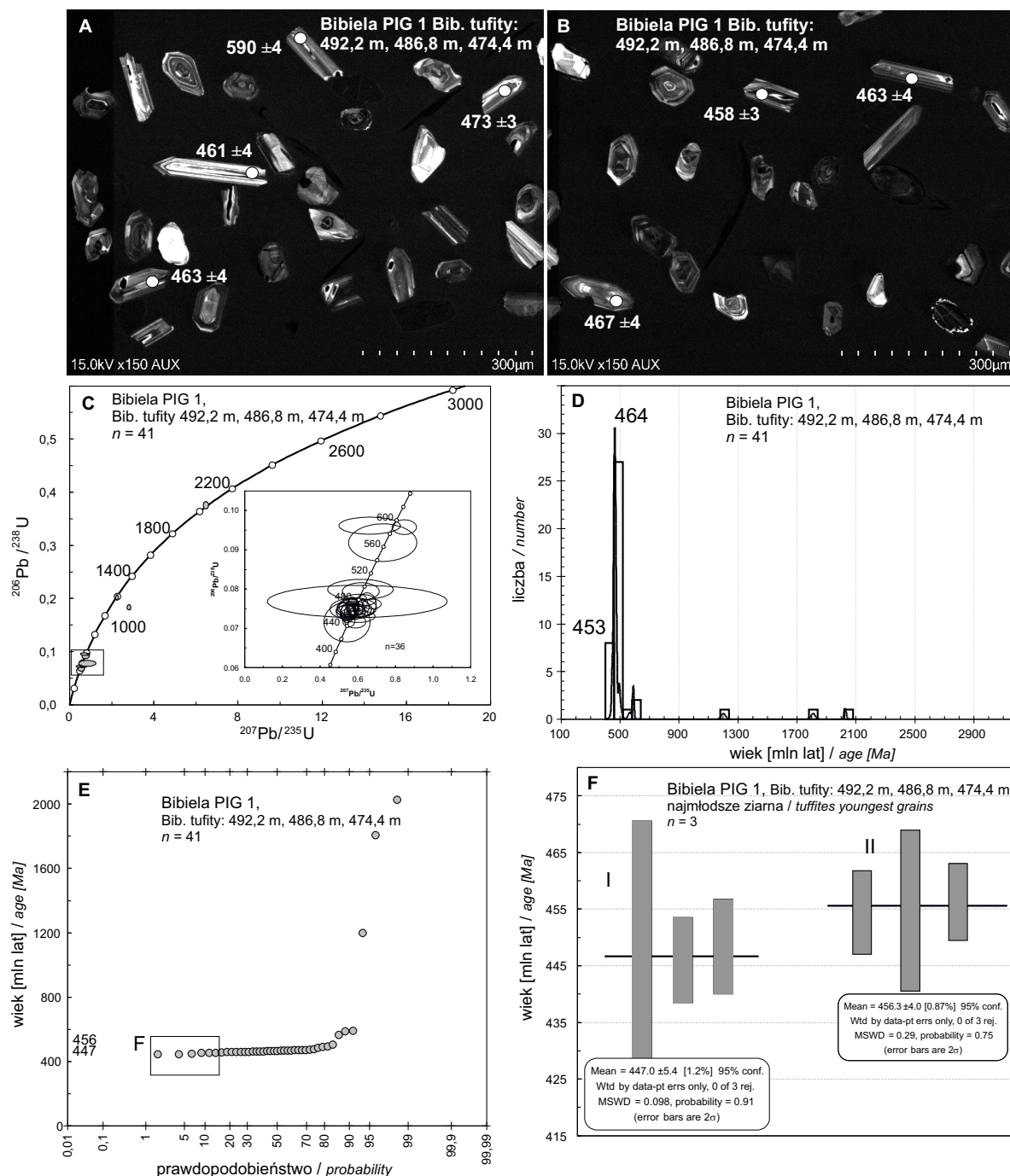
czywisty czas akumulacji osadu. Cyrkonu zbliżone do wieku depozycji są z reguły nieliczne (mniej niż 5% ziaren). Odzwierciedlają one aktywność magmową związaną np. z ryftami, dlatego też mogą stanowić tylko niewielki składnik procentowy widm wieku, często z uwagi na maficzny charakter magmatyzmu i wynikającą z niego niską wydajność krystalizacji cyrkonu.

### Tufity – subpróbki z głęb. 492,2, 486,8 i 474,4 m

Próbki przeznaczone do badań geochronologicznych pobrane z poziomów tufitowych (bentonitowych), rozpoznanych w skrzynkach 467, 474, 486, 487, były objętościowo małe, co oznaczało ryzyko braku ziaren cyrkonu w przypadku pojedynczo opracowywanych próbek. W naturalnych odśloniach skał piroklastycznych, gdzie dostęp do właściwej objętości próbki do separacji nie jest tak ograniczony jak w profilu wiertniczym, w horyzontach piroklastycznych powszechnie notuje się kilka generacji wulkanicznych kryształów cyrkonu (McKay i in., 2015). Obok autokryształów, które krystalizują w czasie zbliżonym do erupcji, rejestrując finalny impuls lawy czy tufu zawsze występują ziarna nieznacznie starsze czyli antekrystały (*sensu* Miller i in., 2009), które wykryły z nieco wcześniejszego pulsu magmy, ale zostały włączone do kolejnego epizodu wulkanicznego. Ich obecność utrudnia określenie wieku erupcji ale dostarcza informacji o procesach efuzywnych i ich intensywności.

Z uwagi na mieszanie się generacji ziaren w warunkach naturalnych, do separacji cyrkonów połączono dostępne niewielkie objętości materiału piroklastycznego z próbek 467, 474, 486, do 487 (fig. 55). Do badań tufitu (bentonitu) strategia wyboru cyrkonów dostosowana została do rozpoznania przede wszystkim wieku materiału piroklastycznego. Dlatego też do analiz izotopowych wybierane były ziarna o pokroju cienko igłowym (fig. 55A–B), najbardziej charakterystyczne dla szybkiej krystalizacji oraz ziarna-cienkie o szerokości do 30  $\mu\text{m}$  bez śladów obtoczenia. Cyrkonu typowo detrytyczne, obtoczone w transporcie w tym wypadku były pomijane. W konsekwencji przeanalizowano łącznie czterdzieści dziewięć cyrkonów. Wśród uzyskanych wyników część jest silnie dyskordantnych, świadcząc o stratach ołowiu. Do rozważań geochronologicznych zaakceptowano  $n = 41$ , których projekcja znajduje się na krzywej konkordii (fig. 55C). W tym zbiorze znalazły się pojedyncze ziarna epiklastyczne (fig. 55C–D), w tym najstarsze  $2027 \pm 7$  mln lat ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , -2% disc.) oraz grupa trzech ediakarskich, prawdopodobnie wulkanogenicznych cyrkonów, o wydłużonym, igiełkowym pokroju o wieku ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ )  $566 \pm 12$  mln lat,  $590 \pm 4$  mln lat i  $592 \pm 5$  mln lat (fig. 55A).

W większości jednak selekcja ziaren genetycznie związanych z warstwami tufitów okazała się skuteczna, ponieważ umożliwiła wyodrębnienie co najmniej 31/41 piroklastycznych cyrkonów. Dokumentują one krystalizację w okresie od  $479 \pm 4$  mln lat ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , +4 disc.) do  $446 \pm 12$  mln lat ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , -8 disc.), obejmując prawdopodobnie kilka kolejnych wydarzeń efuzywnych (tab. 18).



**Fig. 55. Dokumentacja prac analitycznych w połączonej próbie tufitów (Bib. tuffity) z głęb.: 492,2; 486,8 i 474,4 m**

**A–B** – reprezentatywne obrazy CL wybranych ziaren cyrkonów. Białe owale wskazują lokalizację punktów i pomierzone wieki U-Pb (dla <1 mld); **C** – projekcja na konwencjonalnej konkordii dla wszystkich  $n=41$  ziaren; **D** – dystrybucja wieku cyrkonów detrytycznych wraz z histogramem. Zaznaczona liczba analiz i wiek pików dla dominujących populacji; **E** – projekcja danych o wieku na linearyzowanym wykresie prawdopodobieństwa. Wszystkie punkty z tej samej populacji są ułożone mniej więcej wzdłuż jednego trendu liniowego, podczas gdy dane z innej populacji budują nową liniową grupę o innym nachyleniu. Grupa najmłodszych ziaren wyodrębniona prostokątem; **F** – dwa klastry najmłodszych ziaren i wiek skalkulowany jako średnia ważona (ważona względem niepewnością dat), z najmłodszych trzech dat, które się nakładają. Wartość zbliżona do wieku depozycji

Documentation of analytical work merged sample of tuffite (Bib. tuffite), depths: 492.2; 486.8 and 474.4 m

**A–B** – representative CL images of selected zircon grains. White ovals indicate the spot location and measured U-Pb ages (<1 Ma); **C** – the conventional concordia plot for all  $n=41$  grains; **D** – detrital zircon age distributions with histogram. The number of grains and age of dominated population are marked; **E** – the plot age data on a linearized probability plot. All of the data points from one population are dispersed along the same linear trend whereas data from different population (that is, outliers) will deviate distinctly above or below that linear trend. The group of the youngest grains is indicated by a rectangle; **F** – the youngest grain cluster, and age calculated as a weighted average (weighted by date uncertainty), of the youngest three or more dates that overlap. The value is near-to deposition age

Tabela 18

**Rozkład wieków detrytycznego cyrkonu w piroklastycznej próbce łączonej z głęb. 492,2; 486,8 i 474,4 m (Bib. tufity).**

Liczba analizowanych ziaren cyrkonu  $n = 41$

Distribution of detrital zircon ages in the merged pyroclastic sample from depths 492.2; 486.8 and 474.4 m (Bib. tuffite).

Number of analyzed zircon grains  $n = 41$

Zakres wyników Range of results	Typ wieku Age type	Wiek Age [Ma]	% dyskordancji % discordancy
najmłodsze ziarno youngest grain	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	446±12	(-8% dis.)
najstarsze ziarno oldest grain	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2027±7	(-2% dis.)
Liczebność ( $n$ ) Number of counts	–	Ilość ziaren Number of grains	Udział [%] Percentage
ordowik Ordovician	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	31/41	75,6
kambr Cambrian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	4/41	9,7
ediakar Ediacaran	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	3/41	7,3
kriogen Cryogenian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0/41	0,0
ton Tonian	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0/41	0,0
sten Stenian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1/41	2,4
ektas Ectasian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/41	0,0
kalim Calymmian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/41	0,0
stater Staterian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/41	0,0
orosir Orosirian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2/41	4,8
riak Rhyacian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/41	0,0
sider Siderian	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/41	0,0
neoarchaik Neoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/41	0,0
mezoarchaik Mesoarchean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0/41	0,0
I pik dominujący 1st dominated peak	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ :	462 Ma	–

Wspomniana wyżej grupa, datująca rozległy interwał czasowy, ma swoją wyraźną kumulację w środkowym ordowiku ok. 464 mln lat temu (fig. 55D). Pik na histogramie oznacza, że ziarna tego wieku pojawiały się w tufitach najczęściej. Zestawienie dat  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  w tej połączonej kolekcji ziaren ujawnia obecność koherentnej grupy  $n = 18/31$  ziaren o dość podobnym czasie krystalizacji. Obliczona średnia ważona wskazuje na  $463,6 \pm 2$  mln lat z wartością  $\text{MSWD} = 0,58$ , przy prawdopodobieństwie bliskim 100% (probability = 0,91), co pokrywa się ze wskazaniem histogramu.

Szacowanie czasu erupcji popiołu wulkanicznego, który jest też znacznikiem wieku depozycji warstw otaczających na podstawie geochronologii cyrkonu U-Pb, wymaga założenia, że cyrkon w tufie jest wyłącznie synerupcyjny i nie zawiera: (1) starszych, odziedziczonych cyrkonów magmowych; (2) detrytycznych cyrkonów redeponowanych z osadów kontaminujących tufy i tufity oraz (3) uszkodzonych ziaren, które podlegały procesom straty ołowiu Pb (Bowring, Schmitz, 2003). Wspomniane założenia są trudne do utrzymania, ponieważ dane U-Pb z tufów w warunkach naturalnych nie zawsze są reprezentowane przez pojedynczą populację, częściej zawierają różnowiekowe populacje cyrkonu.

Zakładając, że ilość materiału do separacji była reprezentatywna dla każdego poziomu, można oszacować najpóźniejszy epizod erupcji piroklastycznej i depozycji najwyższego poziomu tufitów. Na podstawie metody „co najmniej trzech najmłodszych ziaren cyrkonu” (Dickinson, Gehrels, 2009) pod uwagę zostały wzięte najmłodsze ziarna w próbce tufitu (fig. 55F). W tym wypadku na podstawie średniej ważonej z wieku cyrkonów  $446 \pm 12$  mln,  $446 \pm 4$  mln i  $448 \pm 4$  mln jako maksimum wieku depozycji można przyjąć wiek  $447 \pm 5,4$  mln lat obliczony jako średnia ważona przy  $\text{MSWD} = 0,098$ . Wskazuje on na wydarzenie efuzywne w ordowiku górnym (piętro kat).

Trzy kolejne, pojedyncze młode ziarna cyrkonu:  $454 \pm 4$ ,  $455 \pm 7$  i  $456 \pm 3$  mln lat analogicznie mogą wskazywać na średni ważony wiek  $456,3 \pm 4$  mln lat przy  $\text{MSWD} = 0,29$  (fig. 55F), który można interpretować jako przypuszczalny czas depozycji następnego poziomu także w górnym ordowiku (piętro sandb).

## KORELACJA POZIOMU TUFITOWEGO

W otworze wiertniczym Bibiela PIG 1, w warstwach skał klastycznych ordowiku, stwierdzono obecność kilku cienkich poziomów bentonitów. Połączona kolekcja cyrkonów wulkanogenicznych wskazuje na dwie istotne daty z grupy najmłodszych ziaren:  $447 \pm 5,4$  mln lat ( $\text{MSWD} = 0,098$  z  $n = 3$ ) oraz  $456,3 \pm 4$  mln lat ( $\text{MSWD} = 0,29$  z  $n = 3$ ). Mogą one być interpretowane jako potencjalny wskaźnik wieku depozycji materiału piroklastycznego w obrębie wschodniej i północno-wschodniej krawędzi bloku górnośląskiego w pobliżu strefy uskoku Kraków–Lubliniec. Możliwość korelacji wspomnianych wyżej dat z potencjalnie analogicznymi horyzontami tufitowymi umożliwi ich weryfikację.

Warstwy zmienionego popiołu wulkanicznego częściej znane jako K-bentonity bywają szeroko rozpowszechnione geograficznie. W niższym paleozoiku występują jednak sporadycznie, chociaż znaczące globalnie wydarzenia efuzywne w tym czasie zarejestrowane zostały: w Ameryce Północnej, Europie Północnej i Argentynie (Bergström i in., 2004). Wspomniane warstwy popiołu w większości przypadków jako „skompaktowane” mają aktualnie miąższość mniej niż 20 cm. Najbardziej znane są dwa poziomy EK w osadach ordowiku w dwóch lokalizacjach po obu stronach Atlantyku: w Appalachach opisane jako poziomy Deicke i Millbrig (Ameryka północna) oraz na północy Europy w Szwecji,

Estonii, Danii opisane jako warstwy Kinnekulle. Osiągają one miąższość 1–2 m i mogą być prześledzone na przestrzeni milionów kilometrów kwadratowych (Bauert i in., 2014).

Wiek cyrkonów piroklastycznych z K-bentonitów Kinnekulle wskazuje na ordowik górny, konkretnie na przedział 456–452 mln lat. Z populacji piroklastycznego cyrkonu z Kinnekulle na Bornholmie uzyskano jak dotąd dwie najbardziej precyzyjne daty (metoda ID TIMS)  $454,41 \pm 0,17$  i  $452,86 \pm 0,29$  mln lat (Sell i in., 2013), do których wyraźnie nawiązuje jeden z wyników z profilu Bibiela PIG 1 (fig. 55F).

Wśród wcześniej publikowanych danych geochronologicznych znajduje się także data zbliżona do pierwszej populacji ok. 447 mln lat, którą oznaczono w Bibieli PIG 1. Ten analogiczny wiek  $448,0 \pm 2,0$  mln lat pochodzi z części warstw Millbrig (Ameryka Północna) o największej miąższości. W tym wypadku datę uzyskano na podstawie badań metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  na pojedynczych fenokryształach biotyty (Min i in. 2001). Dla porównania przy użyciu tej samej techniki wiek bentonitu z Kinnekulle w Szwecji, oznaczony na  $454,8 \pm 2,0$  mln lat był zgodny z wiekiem U-Pb z cyrkonów piroklastycznych (Min i in., 2001 *versus* Sell i in., 2013). Wiadomo jednocześnie, że warstwy Millbrig i Kinnekulle wykazują istotne geochemiczne podobieństwo (nakładanie się projekcji zawartości pierwiastków śladowych na diagramach pajęczych), oraz że reprezentują one więcej niż jedno zdarzenie erupcyjne (Sell i in., 2013).

W skałach węglanowych ordowiku w Estonii i zachodniej Łotwie dobrze zachowanych jest kilka warstw K-bentonitu, które są wykorzystywane jako empiryczne, ale dobre markery stratygraficzne późnego ordowiku.

Oprócz Bałtoskandii warstwy górnordowickiego popiołu znane są z Gór Świętokrzyskich (Trela i in., 2017), gdzie pojawiają się między mułowcami pięter kat i sandb. Przypuszczalnie pochodzą one z akumulacji materiału piroklastycznego dostarczanego z kierunku zachodniego na obszary półkuli południowej z wulkanów awalońskich. Wielkość ziarna i rozmieszczenia warstw bentonitów wskazują, że materiał piroklastyczny był szeroko rozprowadzany przez równikowe wiatry stratosferyczne i troposferyczne.

Badania geochemiczne pierwiastków śladowych warstw Millbrig i Kinnekulle sugerują, że ich źródłowe wulkany były powiązane z aktywną strefą subdukcji lub były położone wzdłuż łuku wyspowego (Bergström i in., 2004). Ponieważ zachodnia strona kontynentu Baltiki była wówczas pasywnym brzegiem, uważa się, że źródło popiołu wulkanicznego znajdowało się najprawdopodobniej po północnoamerykańskiej stronie oceanu Iapetus. Dalsze przybliżanie dokładnej lokalizacji miejsca (miejsce) erupcji popiołu na razie pozostaje jedynie w sferze daleko posuniętych przypuszczeń.

## PODSUMOWANIE

Wyniki badań próbek Bib. 990 i 792 wykazują duże podobieństwo cech materiału detrytycznego, analogiczny typ środowiska i czasu depozycji, odpowiednio  $546 \pm 6$  mln lat i  $545 \pm 5$  mln lat (fig. 50D, 51D). Tego typu spektrum, które zdominowane jest przez detrytus o wieku krystalizacji zbliżonym do wieku depozycji osadu, wskazuje na basen rozwijający się w środowisku orogenicznym. Badana część bloku górnośląskiego była głównie zasilana detrytusem pochodzącym ze zerodowanych neoproterozoicznych skał, genetycznie związanych z aktywnym wówczas orogenezem kadomskim.

W kolejnych próbkach pojawiają się różnice, szczególnie w odniesieniu do relacji najmłodszych ziaren a rzeczywistego wieku depozycji i wieku dominującej populacji. Sam dominujący pik niemal nie ulega zmianie, jak ma to miejsce w próbce Bib. 627 i jest to data 589 mln lat temu. Świadczy to o stopniowej ewolucji charakteru środowiska geotektonicznego.

Najbardziej jednak drastyczna zmiana zarejestrowana została w próbce Bib. 259, w której gwałtownie wzrasta nie notowana wcześniej późnomezoproterozoiczna (swekonorweska/ grenwilska) populacja cyrkonów i późno paleoproterozoiczna a zanika materiał ediakarski.

W ostatniej z próbek, Bib. 174, o najpóźniejszym wieku depozycji, powraca wysoki udział detrytusu neoproterozoicznego. Zmienia się jednak jego dominujący pik, na 575 mln lat, wskazując na zmianę charakteru materiału detrytycznego i zwiększony udział nieco młodszych ziaren.

Zestawienie ogólnych wyników badania materiału detrytycznego w skałach drobnoklastycznych w profilu Bibiela PIG 1 jest prezentowane w tabeli 19.

Najnowsze regionalne zestawienie wyników badań materiału detrytycznego wykonane w 2022 r. (Dörr i in., 2022), wskazuje, że w Europie Środkowej w osadach wczesnego paleozoiku, pojawiające się dwie populacje wiekowe detrytycznych cyrkonów mogą być skorelowane z: (a) Awalonią, będącą od syluru częścią Laurusji i (b) Armoryką na południu, która reprezentuje część peri-Gondwany w ediakarze i kambrze (prawdopodobnie do syluru).

Spektrum wieku detrytycznego Awalonii jest związane z kratonem amazońskim poprzez dużą ilość neoproterozoicznych cyrkonów (maks. 40–60% z ediakaru) z dominującymi pikami wieku 600–640 mln lat. Typowy jest tam 9–30% wkład detrytusu mezoproterozoicznego. Spektrum wieku armorykańskich cyrkonów detrytycznych jest związane z kratonem zachodnioafrykańskim, który zawiera również głównie ziarna neoproterozoiczne, ale z pikami wieku kadomskiego 540–570 mln lat. W tym wypadku typowa okazuje się mezoproterozoiczna luka wiekowa oraz liczne paleoproterozoiczne cyrkonu.

Kontrastująca charakterystyka wieku U-Pb cyrkonu z mezoproterozoicznym i późnopaleoproterozoicznym detrytusem, ale bez wkładu ziaren ediakarskich, to spektrum wiekowe charakterystyczne dla proveniencji zachodniobałtyckiej, znane z południowej Norwegii i południowej Szwecji (Bingen i in., 2008).

Tabela 19

## Zestawienie wyników analiz wieku detrytycznych cyrkonów

## Summary of detrital zircons age analyses

Głębokość warstwy [m] Layer depth	990,0	792,0	646,0	474,4 486,8 492,2	278,5	193,6
Symbol próbki Sample ID	Bib. 990	Bib. 792	Bib. 627	Bib. tufity	Bib. 259	Bib. 174
Liczba ziaren ( <i>n</i> ) Number of grains	100	111	102	41	107	110
Najmłodszy cyrkon U-Pb [Ma] Youngest zircon	546±6	545±5	488±8	446±12	423±11	423±4
Dyskordancja [%] Discordancy	-2%	-6%	+3%	-8%	-12%	-2%
Wiek depozycji [Ma] (liczba ziaren <i>n</i> ) Deposition age (number of grains <i>n</i> )	553 ±4,9 ( <i>n</i> = 6)	545,9 ±4,8 ( <i>n</i> = 4)	539,6 ±9 ( <i>n</i> = 3)	447 ±5,4 456,3 ±4	< 428 ±12 ( <i>n</i> = 3)	<< 480 ±13 ( <i>n</i> = 3)
Dominujący detritus [%] Dominated detritus	ediak/kriog <i>Ediac/Cryo</i> 57%	ediak/kriog <i>Ediac/Cryog</i> 58%	ediak/kriog <i>Ediac/Cryog</i> 45%	ordowik <i>Ordovi</i> 75,6%	mezoprot <i>Mesoprot</i> 59,8%	ediak/kriog <i>Ediac/Cryog</i> 71%
Dominujący pik [Ma] Dominated peak	609	610	598	464	1107	575
Cechy depozycji Deposition features	CA ~DA	CA ~ DA	CA ~ DA	CA ~DA	CA>DA	CA>>DA
II drugi pik II second peak	2067	2090	2016	453	1475	-
Sylur Silurian	-	-	-	-	2,8%	0,9%
Ordowik Ordovician	-	-	-	75,6%	1,9%	1,8%
Kambr Cambrian	-	-	2,9%	9,7%	0%	10%
Ediakar Ediacaran	47%	47%	35,3%	7,3%	1,9%	62,7%
Kriogen Cryogenian	10%	11%	9,8%	0%	0%	8,2%
Ton Tonian	1%	0%	4,9%	0%	14,9%	0%
Sten Stenian	0%	4,5%	0,98%	2,4%	29%	0%
Ektas Ectasian	2%	0%	2,9%	0%	12,1%	2,97
Kalim Calymnian	3%	1,8%	9,8%	0%	18,7%	0%
Stater Staterian	5%	6,3%	8,8%	0%	16,8%	1,8%
Orosir Orosirian	2%	8,1%	10,8%	4,9%	0,9%	2,7%
Riak Rhyacian	23%	23,4%	7,8%	-	0,9%	1,8%
Sider Siderian	0%	0%	0%	-	-	0%
Neoarchaik Neoarchean	2%	1,8%	4,9%	-	-	0,9%
Mezoarchaik Mesoarchean	5%	1,8%	0,98%	-	-	0,9%
Najstarsze ziarno – wiek Pb/Pb [Ma] Oldest grain – Pb/Pb age	2970 ±29	2891 ±11	2998 ±12	2027 ±7	2115 ±7	3050 ±5
Disc.%	+9%	+3%	+2%	-2%	+10%	-0%

Granice stratygraficzne: dewon/sylur = 419 Ma, sylur/ordowik = 443,8 Ma, ordowik/kambr = 485Ma, kambr/ediakar = 538,8 Ma, ediakar/kriogen = 635 Ma, kriogen/ton = 720Ma, ton/sten = 1000 Ma, sten/ektas = 1200 Ma, ektas/kalim = 1400 Ma, kalim/stater = 1600 Ma, stater/orosir = 1800 Ma, orosir/riak Ma = 2050 Ma, riak/sider = 2300 Ma, sider/neoarchaik = 2500 Ma, neoarchaik/mezoarchaik = 2800 Ma

Stratigraphic borders: Devonian/Silurian = 419 Ma, Silurian/Ordovician = 443.8 Ma, Ordovician/Cambrian = 485Ma, Cambrian/Ediacaran = 538.8 Ma, Ediacaran/Cryogenian = 635 Ma, Cryogenian/Tonian = 720Ma, Tonian/Stenian = 1000 Ma, Stenian/Ectasian = 1200 Ma, Ectasian/Calymnian = 1400 Ma, Calymnian/Staterian = 1600 Ma, Staterian/Orosirian = 1800 Ma, Orosirian/Rhyacian Ma = 2050 Ma, Rhyacian/Siderian = 2300 Ma, Siderian/Neoarchean = 2500 Ma, Neoarchean/ Mesoarchean = 2800 Ma

Magdalena PAŃCZYK-NAWROCKA

## SKAŁY MAGMOWE W PROFILU OTWORU

## WSTĘP

Skały magmowe w obrębie wschodniej i północno-wschodniej krawędzi bloku górnośląskiego (w rejonie strefy uskoku Kraków–Lubliniec) zostały rozpoznane już na początku XX w. W 1904 r. w rdzeniu z otworu Głazówka stwierdzono obecność lamprofirów, opisanych w 1928 r. przez Rutkowskiego. Na powierzchni terenu odkryto wychodnie lamprofiru w Dziewkach koło Siewierza (Samsonowicz, 1928; Małkowski, Karasiński, 1928). Po zakończeniu II wojny światowej, intensywna penetracja podłoża obrzeżenia bloku górnośląskiego głębokimi wierceniami związana z poszukiwaniami polimetalicznej mineralizacji i służąca rozpoznaniu budowy geologicznej, pozwoliła zidentyfikować nieliczne intruzje magmowe reprezentowane głównie przez utwory żyłowe (Żaba, 1999 i prace tam cytowane). Najbardziej rozpowszechnionymi skałami magmowymi

występującymi na obszarze brzeżnej części bloku górnośląskiego są tzw. porfiry. Nawiercono je w rejonie Kozięglów, Mysłowa, a także Olkusza. Oprócz porfirów w obrębie bloku górnośląskiego spotykane są diabazy (rejon Olkusza, Sułoszowej i Mysłowa), gabra diabazowe (rejon Olkusza), jak również lamprofiry (rejon Siewierza, Olkusza i Sułoszowej). Skały wulkaniczne odsłaniają się w rejonie Krzeszowic.

W otworze wiertniczym Bibiela PIG 1 stwierdzono obecność skał magmowych na czterech odcinkach głębokościowych: 534,0–553,2; 556,8–558,6; 566,5–576,3 i 708,7–711,0 m. Apofizy skał magmowych, których miąższość waha się od kilku do kilkunastu metrów, przecinają drobno-klastyczne utwory ordowiku, natomiast najgłębiej występująca intruzja znajduje się na granicy utworów ordowickich i ediakarskich.

## METODYKA I MATERIAŁ BADAWCZY

W trakcie prac w magazynie rdzeni wiertniczych zostało pobranych 16 próbek do badań, w tym 6 – do datowań metodą U-Pb SHRIMP pojedynczych ziaren cyrkonu (tab. 20). Do typowania skał do badań geochronologicznych wykorzystano szacunkowe analizy chemiczne wykonywane podręcznym spektrometrem XRF bezpośrednio w magazynie rdzeni

wiertniczych, w celu identyfikacji interwałów o podwyższonych zawartościach pierwiastka Zr. Analizy wykonano przy użyciu podręcznego spektrometru XRF Olympus Delta 50 Premium, wyposażonego w lampę rentgenowską z anodą tantalową o mocy 4W, napięciu prądu 50kV i maksymalnym natężeniu 200  $\mu$ A oraz w wysokiej rozdzielczości detektor

Tabela 20

## Zestawienie badanych próbek

List of analysed samples

Nazwa próbki Name of sample	Głębokość Depth [m]	Rodzaj badań Type of research				
		SEM	analiza chemiczna chemical analyses	XRD	separacja cyrkonów zircon separation	SHRIMP
BIB-1-3	535,1	X				
BIB-1-4	536,0–536,05	X				
BIB-1-5	540,0–540,5		X	X	X	X
BIB-1-6	547,0					
BIB-1-7	548	X	X	X		
BIB-1-9	553,2					
BIB-1-10	557,5–558,0	X	X		X	X
BIB-1-11	566,7–566,95	X	X	X	X	X
BIB-1-12	568,0–568,2	X			X	X
BIB-1-13	570,3					
BIB-1-14	571		X	X		
BIB-1-15	572,0–572,2					
BIB-1-16	574,3–574,8	X	X	X	X	
BIB-1-17	575,8–576,2	X	X			
BIB-1-18	708,7	X				
BIB-1-19	709,2–709,8		X	X	X	

promieniowania rentgenowskiego SDD (*Silicon Drift Detector*), o dużej powierzchni. Do badań wykorzystano tryb pracy Soil.

Badania petrograficzno-mineralogiczne wraz z dokumentacją fotograficzną pobranych próbek skał wykonano w świetle przechodzącym z użyciem mikroskopu NIKON ECLIPSE LV100 POL z wykorzystaniem oprogramowania NIS-Elements AR 2.20. Przeprowadzono badania przeglądowe z użyciem skaningowego mikroskopu elektronowego LEO 1430, wyposażonego w detektor dyspersji energii (EDS) Oxford ISIS 300 (Laboratorium Analiz w Mikroobszarze PIG-PIB). Obserwacje w świetle elektronów wtórnie rozproszonych (obrazy BSE) pozwoliły wytypować 6 próbek do szczegółowych analiz składu fazowego metodą dyfrakcji rentgenowskiej (XRD – ilościowa i jakościowa analiza składu fazowego ogólnego i składu frakcji ilastej otrzymanej metodą sedymentacyjną – dyfraktometr X'Pert PW 3020 Philips).

Na podstawie wyników badań mikroskopowych, wytypowano reprezentatywne próbki skał magmowych do analiz chemicznych, obejmujących zarówno pierwiastki główne jak i śladowe. Osiem próbek do badań chemicznych zostało przygotowanych zgodnie ze standardową procedurą. Skruszona skała była mielona do uzyskania wymaganej wielkości ziarna czyli 0,067 mm w młynku agatowym. Analizy chemiczne całych skał zostały wykonane w Laboratorium Chemicznym PIG-PIB. Pierwiastki główne zostały oznaczone metodą fluorescencyjnej spektrometrii rentgenowskiej z dyspersją długości fali (WDXRF), natomiast pierwiastki śladowe wykonano częściowo metodą spektrometrii mas z jonizacją w plazmie indukcyjnie sprzężonej (ICP-MS: Ag, As, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cu, Hf, Li, Mo, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, Sr, Th, Tl, U, V, Y, Zn, La, Ce, Pr, Nd, Eu, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) i metodą fluorescencyjnej spektrometrii rentgenowskiej z dyspersją długości fali (WDXRF: Bi, Hf, Nb i Zr).

Z wytypowanych 6 próbek do badań geochronologicznych wyseparowano kryształy cyrkonu, ale jedynie cyrkonony z czterech próbek nadawały się do datowań. W pierwszej fazie separacji wszystkie próbki zostały skruszone do frakcji poniżej 315 µm przy pomocy laboratoryjnej kruszarki szczękowej. Zredukowaną, w wyniku wielokrotnej dekantacji, pokruszoną

próbkę rozdzielono z wykorzystaniem separatora magnetycznego Frantz LB-1 (2,0T). W kolejnym etapie separacji zastosowano ciecze ciężkie (heteropoliwolframian litu LST).

Wyseparowane ziarna cyrkonu wraz z materiałem referencyjnym: TEMORA (416,78 ± 1,1 mln; Black i in., 2003, 2004) i 91500 (78,5 ppm U, jako wzorzec koncentracji U; Widenback i in., 1995; 2004), zostały zatopione w żywicy epoksydowej, a następnie preparat, tzw. mount został przecięty i odpowiednio wypolerowany. Wykonano dokumentację fotograficzną preparatu w pierwszym etapie w świetle odbitym (RL) i przechodzącym (TL) (mikroskop optyczny Nikon ECLIPSE LV100NPOL), a po napyleniu 5 nm warstwą spektralnie czystego złota, obrazowanie katodoluminescencyjne z wykorzystaniem skaningowy mikroskopu elektronowego HITACHI SU3500 wyposażonego w detektor CL.

Analizy geochronologiczne metodą U-Pb SHRIMP wyseparowanych kryształów cyrkonu zostały wykonane w Laboratorium Analiz w Mikroobszarze PIG-PIB. Zastosowano procedurę opisaną i wdrożoną przez Williamsa i Claessona (1987). Pojedyncze ziarna cyrkonu analizowano przy pomocy wiązki jonów pierwotnych tlenu  $O_2^-$  o intensywności ok. 3,5 nA skupionych na plamce o średnicy ok. 22 µm. Dodatnie jony wtórne były wyłapywane w polu elektrycznym o różnicy potencjałów ok. 700 V i przyspieszane napięciem 10 kV. Masowa zdolność rozdzielcza ( $M/\Delta M$ ) w warunkach pomiaru ma wartość ok. 6000. Sygnały pochodzące od izotopów Zr, Pb, Th i U mierzono na pojedynczym kolektorze przy pomocy powielacza elektronowego. Każdy pomiar składał się z sześciu cykli skanów, a pojedynczy pik mierzono 10 razy z przyjętymi następującymi czasami zliczania jonów:  $^{196}Zr_2O$  (2 s);  $^{204}Pb$  (10 s);  $^{204.1}Tl_0$  (10 s);  $^{206}Pb$  (15 s);  $^{207}Pb$  (20 s);  $^{208}Pb$  (15 s);  $^{238}U$  (10 s);  $^{240}ThO$  (5 s);  $^{254}UO$  (5 s). Łącznie czas trwania pomiaru pojedynczego punktu analitycznego trwał ok. 18 min. Oprócz pomiarów ołowiu zwyczajnego  $^{204}Pb$  mierzono sygnał dla masy równej 204,1 (tł). Ilość zliczeń dla ołowiu zwyczajnego ( $^{204}Pb$ ) była w większości próbek minimalna na poziomie tła ( $^{204.1}Tl_0$ ). Czulość wynosiła ok. 22. Wzorzec TEMORA mierzono co 3 analizy oznaczanych cyrkonów. W końcowym etapie obejmującym redukcję danych zastosowano oprogramowania SQUID Excel Makro 2.5. (Ludwig, 2000), a do prezentacji graficznej wyników program ISOPLLOT/EX (Ludwig, 2003).

## WYNIKI

Skały magmowe występujące w otworze Bibiela PIG 1 są bardzo intensywnie przeobrażone. Ze względu na bardzo silne zmiany metasomatyczne nie ma możliwości ich identyfikacja zarówno pod kątem petrograficznym (brak relików pierwotnych minerałów), jak i ze względu na chemizm skały.

Na głęb. 534,0–553,2 m stwierdzono obecność intruzji magmowej, która pierwotnie najprawdopodobniej była lamprofirem. Skała charakteryzuje się bardzo drobnokrystaliczną, bezkierunkową, masywną teksturą. Tło skalne jest bardzo intensywnie przeobrażone (zmetasomatyzowane, fig. 56A), z makroskopowo widocznymi ksenolitami. Skała zbudowana jest z przerastających się wzajemnie kwarcu,

skaleni alkalicznych i bardzo licznych biotytów, a także bardzo intensywnie przeobrażonego, prawdopodobnie pierwotnie szkliwa. Mineralami akcesorycznymi bardzo licznie występującymi pomiędzy biotytami są apatyty (fig. 56B, C), natomiast mineralizacja kruszcowa reprezentowana jest przez sporadycznie spotykane piryty, ilmenity i tlenki żelaza (analiza dyfrakcyjna wykazała, iż jest to getyt). Stwierdzono także obecność anatazu. Mineralały wtórne, to kaolinit, syderyt, ankeryt i dolomit (fig. 56B, D).

Na głęb. 556,8–558,6 m stwierdzono obecność żyły subwulkanicznej. Skała charakteryzuje się teksturą afanitową, masywną, nie stwierdzono obecności fenokryształów, ani

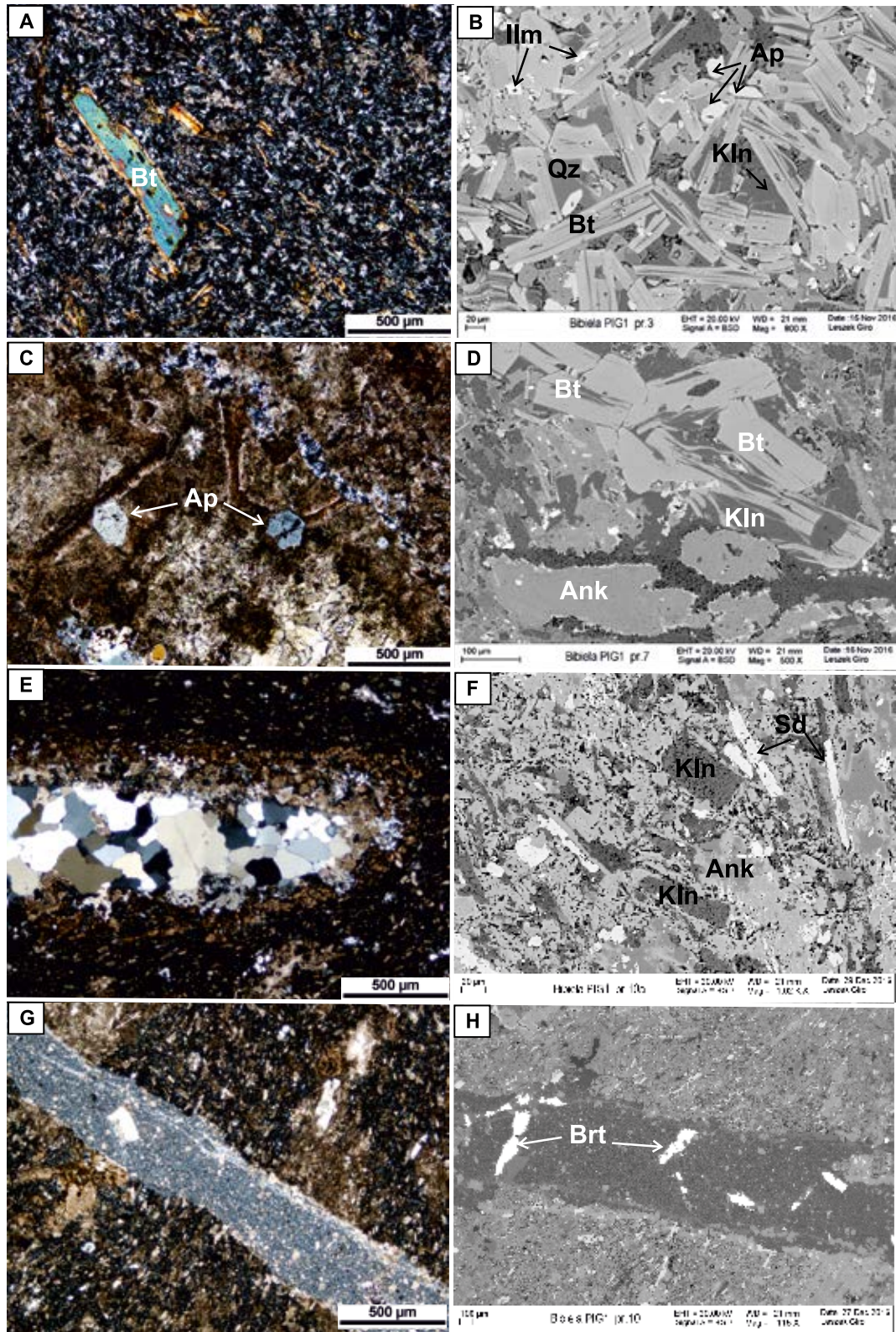


Fig. 56. Mikrofotografie analizowanych skał z głęb. 534,0-553,2 m

A i C – nikole skrzyżowane; B i D – obrazy BSE; i z głęb. 556,8–558,6 m; E i G – nikole skrzyżowane; F i H – obrazy BSE. Symbole minerałów: Ank – ankeryt; Ap – apatyt; Brt – baryt; Bt – biotyt; Ilm – ilmenit; Kln – kaolinit; Qz – kwarc; Sd – syderyt

Photomicrographs of samples analysed from depth of 534.0–553.2 m

A and C – crossed polars; B and D – BSE images; and from depth 556.8–558.6 m; E and G – crossed polars; F and H – BSE images. Mineral symbols: Ank – ankerite; Ap – apatite; Brt – barite; Bt – biotite; Ilm – ilmenite; Kln – kaolinite; Qz – quartz; Sd – siderite

pseudomorfoz po fenokryształach. Skała jest poprzecinana mikrożyłkami młodszej, afanitowej skały subwulkanicznej (fig. 56G, H), spotykane są też liczne ksenolity min. piaskowców kwarcowych (fig. 56E) i dolomitu. W obrębie tła skalnego występuje kwarc i skalenie alkaliczne. Skała uległa bardzo intensywnym przeobrażeniom metasomatycznym, w obrębie ciasta skalnego powszechnie występuje ankeryt, syderyt i kaolinit (fig. 56E–G). Mineralem akcesorycznym jest apatyt. W obrębie mikroapofizy stwierdzono obecność barytu (fig. 56H), natomiast skład tła skalnego i minerałów wtórnych jest taki sam jak żyły subwulkanicznej.

Skała magmowa występująca na głęb. 566,5–576,3 m charakteryzuje się bardzo drobnokrystaliczną, bezkierunkową, masywną teksturą. Tło skalne jest bardzo intensywnie zmetasomatyzowane (fig. 57A), poprzecinane jest mikrożyłkami i obecne są ksenolity. Ciasto skalne zbudowane jest z przerastającego się albitu, skaleni alkalicznych i kwarcu, a także bardzo intensywnie przeobrażonego prawdopodobnie pierwotnie szkliwa – obecnie kaolinitu, syderytu, ankerytu. Miejscami spotykane są chloryty. Analiza dyfrakcyjna wykazała obecność wermikulitu. Minerale mieszanopakietowe stanowią do 43% wszystkich minerałów występujących w skale. Mineralami akcesorycznymi bardzo licznie występującymi są apatyty (fig. 57B, D, G). W skale obecna jest mineralizacja kruszcowa w formie rozproszonych w tle skalnym anatazu i piryków, które niekiedy zawierają wrostki piritynu (fig. 57E), tenantyту, chalkopiryту i galeny (fig. 57D). Piryт i chalkopiryт tworzą też mikrożyłki (fig. 57C).

Intruzja magmowa występująca na głęb. 708,7–711,0 m, na granicy skał ediakaru i ordowiku, podobnie jak pozostałe skały magmowe, jest bardzo intensywnie przeobrażona (fig. 57F). Pierwotne tekstury i skład mineralny nie zachowały się. Skała charakteryzuje się teksturą masywną, bezładną, pierwotnie prawdopodobnie bez fenokryształów. Tło skalne stanowią przerastające się wzajemnie kwarc, albit i skałen potasowy. W obrębie ciasta skalnego powszechnie występują chloryty, kaolinit, ankeryt, syderyt, Mg-syderyt, magnezyt (fig. 57G). Analiza dyfrakcyjna wykazała też obecność dolomitu i minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt. Głównymi minerałami akcesorycznymi są licznie występujące apatyty i anatazy (fig. 57G). Skała poprzecinana jest mikrożyłkami piryтowo-sfalerytowymi (fig. 57H).

Wyniki analiz chemicznych skał magmowych zostały zestawiane w tabeli 21. Z powodu bardzo wysokiej straty prażenia (sięgającej od 6,8% do nawet 18,7%) nie ma możliwości klasyfikacji badanych skał w oparciu o pierwiastki główne. Intensywność procesów metasomatycznych uniemożliwia także klasyfikację na podstawie pierwiastków śladowych uważanych za niemobilne. Badane skały zawierają znikome ilości metali:

- miedź: od 11,24 ppm (głęb. 534,0–553,2 m) do 308,06 ppm (głęb. 566,5–576,3 m);
- srebro: od 1,24 ppm (głęb. 540,0–540,5 m) do 2,92 ppm (głęb. 566,5–576,3 m);
- chrom: od 18 ppm (głęb. 556,8–558,6 m) do 486 ppm (głęb. 566,5–576,3 m);

- wanad: od 118 ppm (głęb. 534,0–553,2 m) do 330 ppm (głęb. 708,7–711,0 m);
- molibden: od 0,26 ppm (gł. 556,8–558,6 m) do 486 ppm (gł. 566,5–576,3 m);
- kobalt: od 10,62 ppm (głęb. 534,0–553,2 m) do 59,29 ppm (głęb. 566,5–576,3 m);
- nikiel: od 17,7 ppm (głęb. 534,0–553,2 m) do 331,8 ppm (głęb. 566,5–576,3 m).

Skały te zawierają śladowe ilości uranu (poniżej 3 ppm) i toru (8–23 ppm).

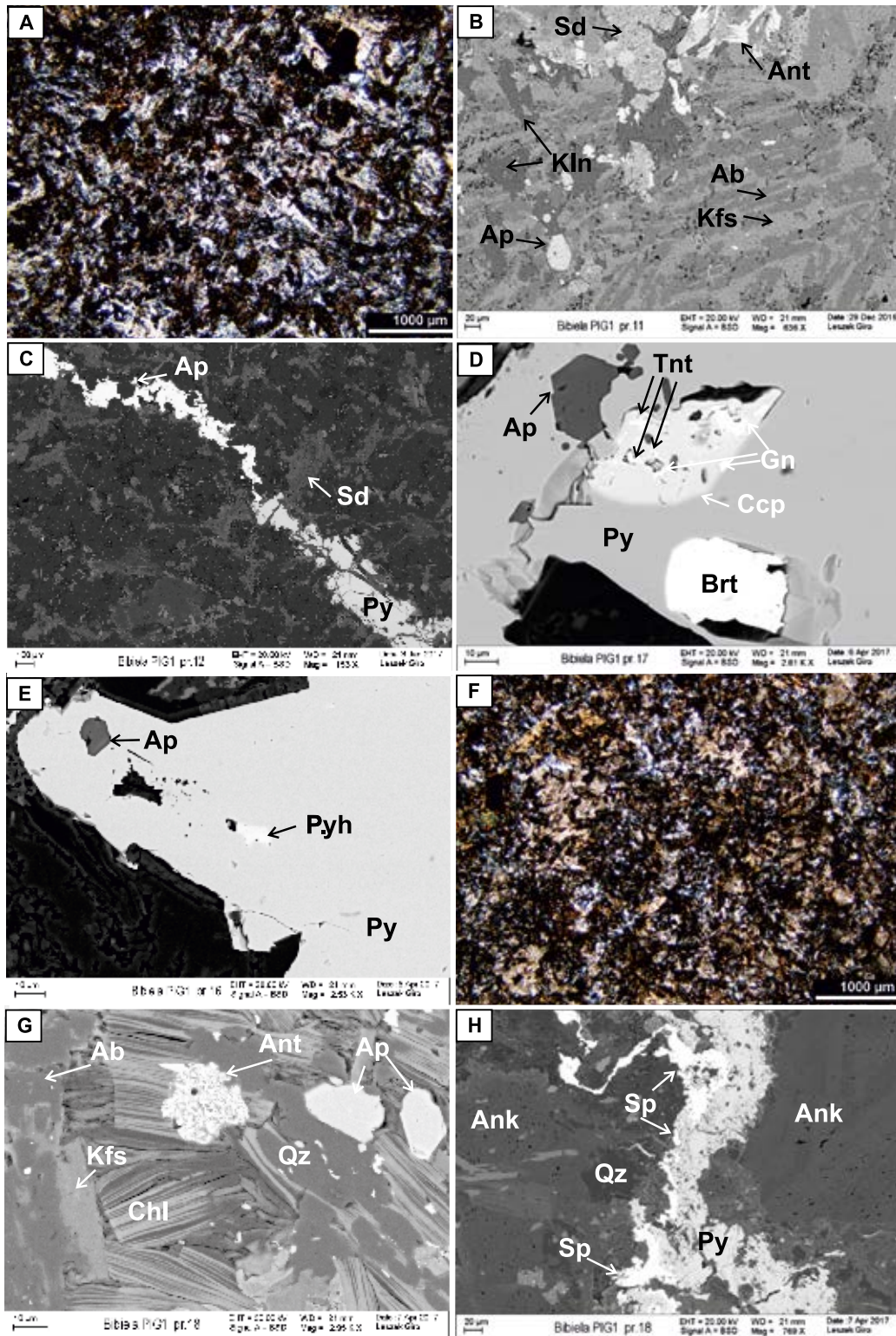
Nie obserwuje się wzbogacenia skał magmowych w pierwiastki ziem rzadkich. Suma REE (lantanowce wraz z itrem) waha się od 255 ppm (głęb. 534,0–553,2 m) do 616,6 ppm (głęb. 566,5–576,3 m). Na diagramie pajęczym, znormalizowanym do skał prymitywnego płaszcza (fig. 58; Sun, McDonough, 1989) krzywe mają przebieg łagodny, obserwowane jest nieznaczne wzbogacenie w lekkie ziemie rzadkie (lantan, cer i neodym). Nie stwierdzono ujemnej anomalii europejskiej, która związana jest z frakcjonowaniem plagioklazą.

We wszystkich omawianych skałach magmowych występują cyrkonie, przy czym najliczniejszą populację udało się wyseparować z lamprofirów, zaś tylko pojedyncze kryształy z najgłębiej położonej intruzji. Z wyseparowanych cyrkonów w 6 próbkach, tylko 4 nadawały się do datowań, pozostałe zawierały bardzo drobne i nieliczne kryształy, o bardzo złożonej budowie wewnętrznej (tab. 20). Wszystkie pozyskane cyrkonie charakteryzują się obtoczonymi kształtami, praktycznie bez zachowanych cech automorficznych. Pomimo że cyrkonie osiągają średnicę do 100 μm, ze względu na skomplikowane tekstury, często metamorficzne, i liczne wrostki, nie nadawały się do datowań. Wiele z kryształów posiada jądra wraz z obwódkami, niekiedy wielokrotnymi, odzwierciedlającymi ich etapy rozwoju. Do przygotowania wykresów wykorzystano jedynie wyniki o dyskordancji mniejszej niż 10 (tab. 22).

Próbka z lamprofiru BIB-1-5 zawiera najliczniejszą populację bardzo zróżnicowanych cyrkonów (fig. 59A). Średnica kryształów waha się od ok. 50 do 100 μm, większość z nich ma obtoczone kształty lub obtopione z mikroobwódką. Analiza zdjęć katodoluminescencyjnych wykazała obecność zarówno metamorficznych, jak i magmowych cyrkonów, często zawierających jądra. Otrzymane oznaczenia wieku są bardzo zróżnicowane, dominuje populacja cyrkonów paleoproterozoicznych (dominujące oznaczenia wieku ok. 1,8; 1,9 i 2,1 mld lat), spotykane są pojedyncze kryształy wieku archaicznego i ediakarskiego.

BIB-1-10 próbka z intruzji znajdującej się na głęb. 556,8–558,6 m również zawiera liczną i zróżnicowaną populację cyrkonów (fig. 59B). Cyrkonie są obtoczone, do 100 μm długości, o bardzo skomplikowanej budowie wewnętrznej, często zawierają jądra i obwódki metamorficzne. Otrzymane oznaczenia wieku są bardzo zróżnicowane od ediakarskich do paleoproterozoicznych, przy czym nie jest możliwe zdefiniowania dominującej grupy.

Próbki BIB-1-11, BIB-1-12 zostały pobrane z intruzji z głęb. 556,5–576,3 m. Podobnie jak wyżej występujące



**Fig. 57. Mikrofotografie skal z głęb. 566,5–576,3 m**

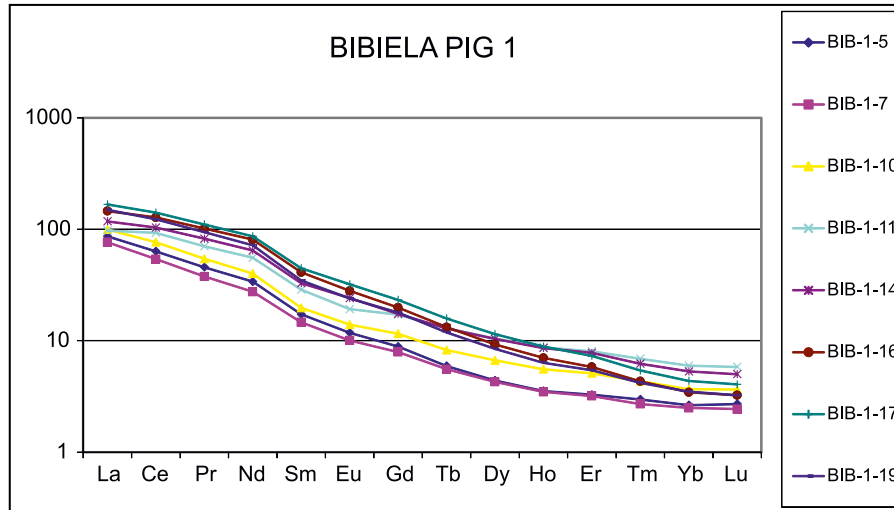
A – nikole skrzyżowane; B–E – obrazy BSE z głęb. 708,7–711,0 m; F – nikole skrzyżowane; G i H – obrazy BSE. Symbole minerałów: Ab – albit; Ank – ankerite; Ant – anatazy; Ap – apatyt; Brt – baryt; Ccp – chalkopiryt; Chl – chloryt; Gn – galena; Kfs – skałen potasowy; Kln – kaolinit; Py – piryt; Pyh – pirotyt; Qz – kwarc; Sd – syderyt; Tnt – tennantyt

Photomicrographs of samples analysed from depth of 566.5–576.3 m

A – crossed polars; B–E – BSE images from depth 708.7–711.0 m; F – crossed polars; G and H – BSE images. Mineral symbols: Ab – albite; Ank – ankerite; Ant – anatase; Ap – apatite; Brt – barite; Ccp – chalkopyrite; Chl – chlorite; Gn – galena; Kfs – K-feldspar; Kln – kaolinite; Py – pyrite; Pyh – pyrrhotite; Qz – quartz; Sd – siderite; Tnt – tennantite

w profilu litostratygraficznym, intruzje zawierają bardzo zróżnicowane cyrkonie. Próbkę z brzeżnej części intruzji zawiera nieznacznie drobniejszą frakcję cyrkonów do 100  $\mu\text{m}$  średnicy, natomiast w próbce z centralnej części intruzji długość cyrkonów osiąga 150  $\mu\text{m}$  i są one mniej

liczne. Kryształy są obtopione, często z jądrami i nawet wielokrotnymi obwódkami. Otrzymane oznaczenia wieku w obu próbkach są bardzo zbliżone – neoproterozoiczne i paleoproterozoiczne (fig. 59C, D).



**Fig. 58. Diagram pierwiastków ziem rzadkich (REE) znormalizowanych do skał prymitywnego płaszczka (PM; Sun, McDonough, 1989) dla skał magmowych**

Plot of rare earth elements (REE) concentration normalised to primitive mantle (PM; Sun and McDonough, 1989) for magmatic rocks

**Tabela 21**

**Wyniki analiz chemicznych**

Results of chemical analyses

Parametr Components	Metoda Method	Jednostka Unit	BIB-1-5	BIB-1-7	BIB-1-10	BIB-1-11	BIB-1-14	BIB-1-16	BIB-1-17	BIB-1-19
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	XRF	%	57,77	60,95	42,45	40,24	41,32	39,79	35,09	32,53
TiO <sub>2</sub>	XRF	%	0,788	0,841	0,854	3,235	2,954	2,869	3,032	3,191
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	XRF	%	14,82	15,63	15,67	15,85	13,89	11,21	11,95	11,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	XRF	%	5,53	4,57	6,55	11,84	8,4	13,12	10,67	13,53
MnO	XRF	%	0,188	0,135	0,25	0,313	0,48	0,32	0,628	1,131
MgO	XRF	%	2,48	1,77	3,92	3,9	5,3	8,13	8,96	7,65
CaO	XRF	%	3,54	2,56	7,53	3,05	6,42	6,18	8,09	6,58
Na <sub>2</sub> O	XRF	%	0,74	0,65	0,51	3,07	5,22	2,96	3,03	1,43
K <sub>2</sub> O	XRF	%	5,34	5,18	6,28	3,99	1,55	0,38	1,03	1,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	XRF	%	0,333	0,376	0,39	1,416	1,298	1,471	1,463	1,425
(SO <sub>3</sub> )	XRF	%	0,46	0,24	0,5	0,4	0,54	1,56	0,68	0,39
(Cl)	XRF	%	0,081	0,07	0,061	0,064	0,056	0,06	0,056	0,052
(F)	XRF	%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	XRF	%	7,7	6,8	14,8	12,4	12,4	11,8	15,1	18,7
SUMA		%	99,69	99,75	99,62	99,52	99,64	99,47	99,47	99,43

Tabela 21 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ag	ICP-MS	ppm	1,24	1,26	1,52	2,92	2,61	2,01	2,56	2,04
As	ICP-MS	ppm	43	43	24	73	18	73	24	24
Ba	ICP-MS	ppm	1227,03	1049,7	1110,74	620,85	145,94	97,72	398,51	684,22
Be	ICP-MS	ppm	1,52	1,16	0,9	1,29	2,08	2,7	2,74	2,18
Bi	XRF	ppm	<3	<3	<3	<3	<3	3	<3	<3
Cd	ICP-MS	ppm	<0,05	<0,05	0,13	<0,05	<0,05	<0,05	0,23	<0,05
Co	ICP-MS	ppm	10,62	12,22	13,27	44,53	33,45	59,29	43,08	36,95
Cr	ICP-MS	ppm	19	20	18	92	55	486	268	379
Cu	ICP-MS	ppm	14,43	11,24	88,47	122,01	134,79	308,06	115,49	298,55
Hf	XRF	ppm	5	7	7	10	11	10	11	6
Li	ICP-MS	ppm	45,7	44,1	23,3	14,8	18,5	54,3	44,8	41,9
Mo	ICP-MS	ppm	1,48	0,71	0,26	3,76	2,4	1,32	0,28	2,18
Nb	XRF	ppm	11	10	12	90	83	75	79	68
Ni	ICP-MS	ppm	17,7	19,9	26,3	98,5	81,7	331,8	309,8	209,0
Pb	ICP-MS	ppm	14,28	11,98	34,68	7,38	4,57	6,82	17,37	6,8
Rb	ICP-MS	ppm	88,87	86,64	86,94	37,72	21,55	9,41	19,75	33,85
Sb	ICP-MS	ppm	0,6	0,44	0,49	0,71	0,4	0,83	0,37	0,41
Sc	ICP-MS	ppm	11,1	11,4	13,8	17,9	19,7	24,0	25,1	28,6
Se	ICP-MS	ppm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	ICP-MS	ppm	1,4	1,4	1,5	2,8	1,2	3,9	<0,5	2,0
Sr	ICP-MS	ppm	392,2	352,7	641,5	327,8	283,7	303,2	268,3	342,8
Tl	ICP-MS	ppm	0,52	0,44	0,54	0,43	0,19	0,06	0,14	0,16
Th	ICP-MS	ppm	22,37	23,71	22,63	10,53	12,53	8,91	10,66	8,43
U	ICP-MS	ppm	1,9	1,95	0,74	2,79	2,45	2,07	2,24	1,49
V	ICP-MS	ppm	137	118	149	308	295	301	291	330
Y	ICP-MS	ppm	15,5	14,9	24,6	37,6	34,6	29,5	37,2	26,1
Zn	ICP-MS	ppm	52	46	112	63	61	90	156	125
Zr	XRF	ppm	227	240	306	593	528	446	478	408
La	ICP-MS	ppm	59,3	52,6	68,4	66,9	80,9	100,0	114,7	102,9
Ce	ICP-MS	ppm	112,4	95,8	135,9	164,8	183,6	226,4	249,8	217,7
Pr	ICP-MS	ppm	12,6	10,4	15,0	19,4	22,7	28,0	30,5	26,0
Nd	ICP-MS	ppm	45,8	37,2	54,2	75,1	87,2	109,2	116,7	97,1
Eu	ICP-MS	ppm	1,98	1,69	2,34	3,22	4,05	4,71	5,38	4,03
Sm	ICP-MS	ppm	7,65	6,5	8,76	12,75	14,57	18,26	19,84	15,39
Gd	ICP-MS	ppm	5,27	4,71	6,88	10,22	10,37	11,83	13,85	10,65
Tb	ICP-MS	ppm	0,64	0,6	0,89	1,4	1,39	1,43	1,71	1,28
Dy	ICP-MS	ppm	3,24	3,15	4,91	7,72	7,64	6,83	8,43	6,22
Ho	ICP-MS	ppm	0,58	0,57	0,91	1,43	1,41	1,15	1,45	1,04
Er	ICP-MS	ppm	1,57	1,53	2,45	3,86	3,73	2,79	3,51	2,61
Tm	ICP-MS	ppm	0,22	0,2	0,32	0,51	0,46	0,32	0,4	0,31
Yb	ICP-MS	ppm	1,3	1,23	1,81	2,94	2,61	1,7	2,15	1,72
Lu	ICP-MS	ppm	0,2	0,18	0,27	0,43	0,37	0,24	0,3	0,24

Tabela 22

## Wyniki analiz izotopowych

## Results of isotopic analyses

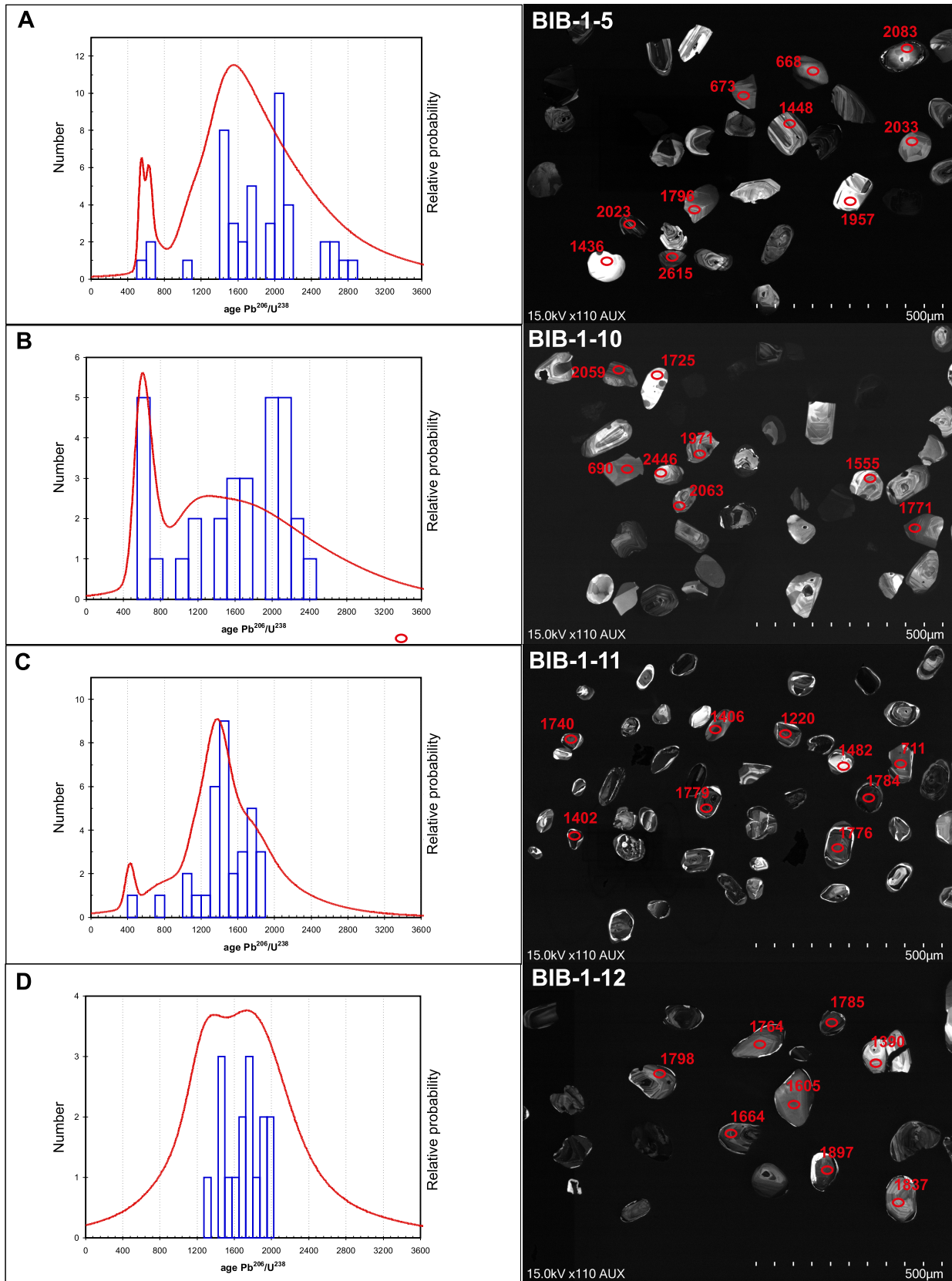
Nazwa Name	ppm U	ppm Th	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U Wiek Age		Dyskordancja Discordance [%]	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>BIB-1-5</b>													
BIB5.35.1	107	181	546	±5	+7	11,31	1,0	0,060	1,8	0,7	2,1	0,088	1,0
BIB5.29.1	357	304	629	±6	+9	9,76	0,9	0,062	0,7	0,9	1,2	0,103	0,9
BIB5.17.1	166	49	671	±14	-9	9,12	2,2	0,060	1,2	0,9	2,5	0,110	2,2
BIB5.27.1	187	71	1078	±14	+1	5,53	1,1	0,075	0,7	1,9	1,3	0,181	1,1
BIB5.41.1	219	102	1514	±13	+7	4,07	0,9	0,094	0,7	3,2	1,2	0,246	0,9
BIB5.1.1	24	22	1393	±30	-3	4,01	2,1	0,088	1,6	3,0	2,6	0,250	2,1
BIB5.13.1	34	56	1537	±28	+7	3,98	1,8	0,095	1,5	3,3	2,3	0,251	1,8
BIB5.7.1	71	40	1406	±52	-3	3,97	1,3	0,089	2,7	3,1	3,0	0,252	1,3
BIB5.33.1	127	100	1479	±13	+2	3,95	1,0	0,093	0,7	3,2	1,2	0,253	1,0
BIB5.12.1	57	75	1493	±38	+3	3,94	1,4	0,093	2,0	3,3	2,5	0,254	1,4
BIB5.20.1	183	174	1478	±9	+1	3,91	1,1	0,093	0,5	3,3	1,2	0,256	1,1
BIB5.11.1	127	67	1501	±14	+1	3,87	1,2	0,094	0,8	3,3	1,4	0,259	1,2
BIB5.21.1	77	59	1494	±18	-1	3,81	1,3	0,093	1,0	3,4	1,7	0,262	1,3
BIB5.19.1	22	7	1536	±34	-0	3,71	2,1	0,095	1,8	3,5	2,8	0,270	2,1
BIB5.16.1	97	32	1545	±13	-1	3,66	1,2	0,096	0,7	3,6	1,4	0,273	1,2
BIB5.22.1	90	68	1727	±19	+5	3,43	1,3	0,106	1,0	4,3	1,7	0,292	1,3
BIB5.31.1	76	57	1730	±13	+3	3,33	1,3	0,106	0,7	4,4	1,5	0,300	1,3
BIB5.47.1	68	117	1691	±33	-1	3,31	1,0	0,104	1,8	4,3	2,1	0,302	1,0
BIB5.43.1	57	32	1732	±23	+1	3,28	1,4	0,106	1,2	4,5	1,9	0,305	1,4
BIB5.46.1	63	40	1675	±13	-4	3,23	1,3	0,103	0,7	4,4	1,5	0,309	1,3
BIB5.40.1	136	70	1753	±43	+1	3,23	1,1	0,107	2,4	4,6	2,6	0,310	1,1
BIB5.4.1	101	24	1773	±52	-1	3,11	1,8	0,108	2,9	4,8	3,4	0,321	1,8
BIB5.37.1	74	32	1974	±37	+1	2,82	1,3	0,121	2,1	5,9	2,5	0,354	1,3
BIB5.8.1	27	13	1926	±29	-2	2,82	1,9	0,118	1,6	5,8	2,5	0,355	1,9
BIB5.32.1	127	63	1949	±75	-2	2,78	1,2	0,119	4,2	5,9	4,4	0,360	1,2
BIB5.44.1	55	31	2112	±19	+6	2,73	2,8	0,131	1,1	6,6	3,0	0,366	2,8
BIB5.42.1	42	16	2012	±28	-0	2,72	1,5	0,124	1,6	6,3	2,2	0,367	1,5
BIB5.3.1	97	95	1913	±112	-7	2,71	5,4	0,117	6,3	6,0	8,3	0,369	5,4
BIB5.9.1	91	25	2049	±9	+1	2,70	1,2	0,126	0,5	6,5	1,3	0,371	1,2
BIB5.24.1	68	24	2104	±11	+3	2,67	1,4	0,130	0,6	6,7	1,5	0,374	1,4
BIB5.34.1	77	33	2068	±16	+1	2,66	1,3	0,128	0,9	6,6	1,5	0,376	1,3
BIB5.15.1	66	49	2059	±11	-1	2,64	1,4	0,127	0,6	6,6	1,5	0,378	1,4
BIB5.30.1	72	53	1988	±26	-5	2,64	1,3	0,122	1,5	6,4	2,0	0,379	1,3
BIB5.10.1	105	32	2089	±8	+0	2,62	2,5	0,129	0,5	6,8	2,5	0,381	2,5
BIB5.25.1	66	43	2143	±10	+3	2,61	1,9	0,133	0,6	7,0	2,0	0,383	1,9
BIB5.36.1	99	73	2061	±41	-2	2,59	1,2	0,127	2,3	6,8	2,6	0,386	1,2
BIB5.45.1	59	26	2147	±11	+2	2,59	1,0	0,134	0,6	7,1	1,2	0,387	1,0
BIB5.48.1	40	28	2513	±16	+0	2,10	1,5	0,166	1,0	10,9	1,8	0,475	1,5
BIB5.14.1	117	34	2612	±6	+1	2,02	1,2	0,176	0,3	12,0	1,2	0,494	1,2
BIB5.2.1	236	177	2703	±18	+4	2,00	1,5	0,186	1,1	12,8	1,9	0,500	1,5

Tabela 22 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
BIB5.18.1	130	36	2769	±5	+1	1,88	1,2	0,193	0,3	14,1	1,2	0,531	1,2
BIB5.28.1	79	20	2882	±6	+2	1,81	1,3	0,207	0,4	15,8	1,4	0,553	1,3
BIB5.49.2	21	14	2081	±20	-4	2,53	2,7	0,129	1,11	7,0	3,0	0,395	2,7
BIB5.51.1	93	96	2120	±20	-4	2,48	2,1	0,132	1,16	7,3	2,4	0,403	2,1
BIB5.52.1	84	54	2662	±18	-1	1,94	2,1	0,181	1,10	12,8	2,4	0,515	2,1
<b>BIB-1-10</b>													
BIB10.23.1	132	61	553	±11	+5	11,16	2,1	0,059	1,17	0,7	2,4	0,090	2,1
BIB10.27.1	93	58	599	±11	+7	10,27	2,0	0,061	1,44	0,8	2,5	0,097	2,0
BIB10.25.1	47	38	611	±13	-2	10,07	2,3	0,060	1,90	0,8	3,0	0,099	2,3
BIB10.41.1	254	97	651	±12	-1	9,41	1,9	0,061	0,81	0,9	2,1	0,106	1,9
BIB10.29.1	60	43	661	±17	+5	9,25	2,8	0,063	1,74	0,9	3,3	0,108	2,8
BIB10.44.1	137	50	706	±15	-2	8,64	2,2	0,062	1,20	1,0	2,5	0,116	2,2
BIB10.32.1	50	36	1117	±24	+3	5,46	2,0	0,077	1,20	1,9	2,3	0,183	2,0
BIB10.18.1	140	87	1080	±19	-5	5,21	2,1	0,075	0,93	2,0	2,3	0,192	2,1
BIB10.31.1	56	15	1199	±21	-0	4,89	2,7	0,080	1,05	2,3	2,9	0,205	2,7
BIB10.15.1	116	46	1486	±12	+0	3,87	2,3	0,093	0,63	3,3	2,4	0,258	2,3
BIB10.35.1	82	37	1498	±40	+1	3,87	2,6	0,093	2,12	3,3	3,3	0,259	2,6
BIB10.17.1	117	101	1500	±12	-2	3,74	2,0	0,094	0,66	3,5	2,1	0,268	2,0
BIB10.21.1	61	24	1489	±18	-3	3,73	2,2	0,093	0,94	3,4	2,4	0,268	2,2
BIB10.14.1	57	53	1499	±18	-4	3,67	2,3	0,094	0,97	3,5	2,5	0,273	2,3
BIB10.19.1	150	130	1731	±13	+1	3,29	2,0	0,106	0,73	4,4	2,2	0,304	2,0
BIB10.45.1	74	50	1794	±15	+3	3,21	4,4	0,110	0,82	4,7	4,5	0,311	4,4
BIB10.13.1	235	122	1741	±8	-2	3,16	1,9	0,107	0,43	4,6	2,0	0,316	1,9
BIB10.38.1	59	38	2036	±11	+6	2,85	2,2	0,126	0,62	6,1	2,2	0,351	2,2
BIB10.5.1	152	77	1986	±9	+1	2,80	2,1	0,122	0,53	6,0	2,1	0,358	2,1
BIB10.26.1	104	51	2008	±9	-1	2,70	2,1	0,124	0,48	6,3	2,1	0,370	2,1
BIB10.33.1	74	30	2089	±10	+2	2,67	2,7	0,129	0,56	6,7	2,8	0,374	2,7
BIB10.3.1	222	159	2031	±7	-2	2,66	2,0	0,125	0,41	6,5	2,0	0,376	2,0
BIB10.6.1	89	42	2097	±11	+2	2,65	2,2	0,130	0,63	6,8	2,3	0,377	2,2
BIB10.43.1	88	43	2105	±8	+2	2,64	2,1	0,131	0,45	6,8	2,1	0,379	2,1
BIB10.39.1	107	57	2074	±8	-0	2,63	2,4	0,128	0,43	6,7	2,4	0,380	2,4
BIB10.20.1	48	19	2112	±12	+0	2,59	2,3	0,131	0,68	7,0	2,4	0,386	2,3
BIB10.40.1	49	23	2074	±12	-3	2,57	2,2	0,128	0,69	6,9	2,3	0,389	2,2
BIB10.37.1	49	25	2148	±11	-3	2,45	2,2	0,134	0,65	7,5	2,3	0,408	2,2
BIB10.22.1	76	47	2079	±11	-8	2,43	2,2	0,129	0,60	7,3	2,3	0,412	2,2
BIB10.2.1	50	15	2562	±27	+5	2,17	2,0	0,170	1,63	10,8	2,6	0,461	2,0
<b>BIB-1-11</b>													
BIB11.33.1	275	5	424	±12	-5	14,71	2,8	0,055	1,02	0,51	3,0	0,068	2,8
BIB11.7.1	95	71	711	±23	-2	8,58	3,5	0,063	1,52	1,01	3,8	0,117	3,5
BIB11.17.1	166	49	1155	±66	+9	5,58	22,1	0,078	3,33	1,93	22,3	0,179	22,1
BIB11.32.1	146	37	1116	±15	+2	5,38	1,8	0,077	0,75	1,97	2,0	0,186	1,8
BIB11.40.1	68	19	1238	±19	+10	5,25	0,7	0,082	0,95	2,14	1,2	0,190	0,7
BIB11.16.1	186	78	1363	±11	+9	4,66	0,6	0,087	0,59	2,58	0,8	0,215	0,6
BIB11.25.2	111	90	1412	±26	+6	4,34	0,6	0,089	1,36	2,84	1,5	0,231	0,6

Tabela 22 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
BIB11.33.2	193	74	1465	±41	+8	4,25	0,6	0,092	2,15	2,98	2,2	0,235	0,6
BIB11.26.2	294	104	1486	±14	+9	4,23	0,7	0,093	0,75	3,03	1,0	0,237	0,7
BIB11.36.1	158	228	1463	±17	+6	4,19	3,8	0,092	0,88	3,02	3,9	0,239	3,8
BIB11.34.1	76	49	1519	±16	+9	4,14	1,8	0,095	0,84	3,15	2,0	0,242	1,8
BIB11.11.2	251	206	1521	±20	+9	4,13	3,0	0,095	1,05	3,16	3,2	0,242	3,0
BIB11.24.1	92	106	1494	±18	+7	4,12	6,4	0,093	0,94	3,12	6,4	0,243	6,4
BIB11.4.1	139	165	1459	±33	+4	4,10	0,9	0,092	1,75	3,08	2,0	0,244	0,9
BIB11.25.1	239	71	1480	±8	+4	4,03	0,6	0,093	0,41	3,17	0,7	0,248	0,6
BIB11.23.1	87	65	1496	±27	+5	4,02	0,6	0,093	1,43	3,20	1,6	0,248	0,6
BIB11.30.1	153	93	1450	±29	+1	4,00	0,8	0,091	1,50	3,14	1,7	0,250	0,8
BIB11.21.1	189	146	1486	±10	+3	3,96	1,4	0,093	0,52	3,23	1,5	0,252	1,4
BIB11.35.1	194	91	1454	±19	-0	3,94	2,5	0,091	1,01	3,20	2,7	0,254	2,5
BIB11.8.1	45	52	1433	±21	-4	3,87	1,4	0,090	1,11	3,22	1,8	0,258	1,4
BIB11.29.1	69	45	1513	±14	+1	3,83	2,5	0,094	0,74	3,40	2,6	0,261	2,5
BIB11.39.1	54	35	1481	±18	-2	3,79	3,8	0,093	0,97	3,37	3,9	0,264	3,8
BIB11.12.1	68	28	1538	±18	-2	3,64	2,8	0,096	0,93	3,62	3,0	0,275	2,8
BIB11.22.1	102	17	1757	±32	+8	3,48	3,1	0,107	1,74	4,25	3,5	0,287	3,1
BIB11.28.1	172	37	1736	±45	+6	3,44	3,7	0,106	2,48	4,26	4,4	0,290	3,7
BIB11.18.1	387	40	1722	±16	+2	3,34	1,0	0,105	0,85	4,35	1,3	0,299	1,0
BIB11.1.1	195	32	1804	±25	+4	3,23	0,6	0,110	1,38	4,71	1,5	0,310	0,6
BIB11.9.1	134	77	1793	±17	+1	3,15	2,1	0,110	0,96	4,80	2,3	0,317	2,1
BIB11.3.1	327	157	1938	±6	+9	3,15	1,5	0,119	0,33	5,20	1,5	0,318	1,5
BIB11.6.1	298	175	1863	±14	+5	3,14	0,7	0,114	0,78	5,01	1,0	0,319	0,7
BIB11.37.1	108	48	1814	±17	+1	3,12	2,9	0,111	0,92	4,90	3,0	0,321	2,9
BIB11.27.2	85	62	1867	±18	+3	3,08	3,1	0,114	0,98	5,12	3,2	0,325	3,1
BIB11.10.1	86	17	1824	±13	-0	3,05	1,1	0,112	0,70	5,05	1,3	0,328	1,1
BIB11.27.1	170	116	1866	±7	-0	2,97	2,0	0,114	0,40	5,29	2,1	0,336	2,0
<b>BIB-1-12</b>													
BIB12.25.1	147	33	1355	±23	+7	4,57	1,0	0,087	1,2	2,62	1,6	0,219	1,0
BIB12.20.1	37	196	1571	±26	+9	3,99	3,9	0,097	1,4	3,36	4,1	0,251	3,9
BIB12.24.1	200	109	1553	±22	+8	3,98	2,3	0,096	1,1	3,34	2,5	0,252	2,3
BIB12.16.1	118	76	1448	±14	-0	3,95	2,0	0,091	0,7	3,18	2,1	0,253	2,0
BIB12.17.1	122	33	1572	±13	+2	3,70	2,0	0,097	0,7	3,63	2,1	0,270	2,0
BIB12.11.1	69	54	1519	±19	-6	3,54	2,7	0,095	1,0	3,69	2,9	0,283	2,7
BIB12.12.1	129	49	1796	±12	+8	3,40	1,8	0,110	0,6	4,46	1,9	0,294	1,8
BIB12.18.1	240	78	1772	±7	+5	3,34	2,0	0,108	0,4	4,48	2,0	0,300	2,0
BIB12.8.1	74	25	1857	±14	+6	3,18	4,2	0,114	0,7	4,93	4,2	0,315	4,2
BIB12.9.1	141	72	1855	±18	+4	3,14	1,1	0,113	1,0	4,99	1,5	0,319	1,1
BIB12.7.1	90	47	1861	±15	+4	3,11	3,3	0,114	0,8	5,05	3,4	0,322	3,3
BIB12.14.1	57	17	1944	±17	+6	3,03	4,7	0,119	0,9	5,42	4,7	0,330	4,7
BIB12.13.1	134	49	1843	±52	-3	2,92	0,8	0,113	2,9	5,32	3,0	0,342	0,8
BIB12.6.1	134	45	2009	±18	+6	2,90	4,0	0,124	1,0	5,89	4,1	0,345	4,0
BIB12.21.1	75	21	2041	±14	+4	2,79	3,3	0,126	0,8	6,21	3,4	0,358	3,3
BIB12.19.1	66	44	2069	±27	+4	2,74	1,3	0,128	1,5	6,44	2,0	0,365	1,3



**Fig. 59.** Diagramy rozkładu wieku i wybrane obrazy katodoluminescencyjne cyrkonów dla próbek z głęb.:

**A** – 540,0–540,5 m (próbka BIB-1-5); **B** – 557,5–558,0 m (próbka BIB-1-10); **C** – 566,7–566,95 m (próbka BIB-1-11); **D** – 568,0–568,2 m (próbka BIB-1-12)

The probability-density plots and selected cathodoluminescence images of zircons for samples from depth:

**A** – 540.0–540.5 m (sample BIB-1-5); **B** – 557.5–558.0 m (sample BIB-1-10); **C** – 566.70–566.95 m (sample BIB-1-11); **D** – 568.0–568.2 m (sample BIB-1-12)

## INTERPRETACJA I WNIOSKI

Wszystkie skały magmowe są bardzo intensywnie przeobrażone, tło skalne stanowią przerastające się zalbityzowane plagioklasy, skalenie potasowe, kwarc, dolomit i licznie występujące minerały mieszanopakietowe. Pierwotnie były to skały afanitowe, których bardzo drobno ziarniste tło skalne uległo bardzo intensywnym procesom metasomatycznym. Skały oprócz bardzo intensywniej dolomityzacji uległy także kaolinityzacji, chlorytyzacji, oprócz tego spotykane są wermikulity i smektyty. Sporadycznie występują minerały kruszcowe, wśród których dominuje piryty i anatazy. Jedynie w skale z głęb. 566,5–576,3 m obserwowane są przejawy mineralizacji kruszcowej, reprezentowanej przez piryty i chalkopiryty tworzą mikrożyłki, niekiedy zawierają wrostki pirotynu, tenantyty, chalkopiryty i galeny. Natomiast w najgłębiej położonej intruzji (708,7–711,0 m) stwierdzono obecność mikrożyłek pirytowo-sfalerytowych. Pod kątem składu mineralogicznego i chemicznego najbardziej różni się skała występująca w najwyższej części profilu zawierająca flogopit lub biotyty. Najprawdopodobniej był to lamprofir. Pozostałe skały mogły być drobnokrystalicznymi andezytami – brak fe-

nokryształów kwarcu, zalbityzowane listewki plagioklazów budujących ciasto skalne i liczne chloryty sugerują taką interpretację. Obecnie nie jest możliwa ich klasyfikacja, zarówno na podstawie składu mineralnego, jak i na podstawie składu chemicznego ze względu na intensywnie zmetasomatyzowane skały. W skałach powszechnie występują liczne i zróżnicowane ksenolity (o średnicy od kilku cm do poniżej mm). Dominują piaskowce kwarcytoczne, podrzędnie spotykane są mułowce, lidyty i przeobrażone tzw. porfiry kwarcowe.

Datowanie wieku procesów magmowych metodą U-Pb SHRIMP pojedynczych kryształów cyrkonu nie powiodło się, natomiast otrzymane wyniki są bardzo ciekawe i wymagają dalszych analiz. Wszystkie wyseparowane cyrkonie okazały się odziedziczonymi, do kontaminacji magmy dochodziło najprawdopodobniej na etapie powstawania stopu (wieki mezoproterozoiczne i paleoproterozoiczne, pojedyncze archaiczne) lub też mogą pochodzić z licznych ksenolitów (wieki ediakarskie) powszechnie występujących w obrębie zarówno lamprofirów jak i pozostałych intensywnie zmetasomatyzowanych skał.

**Krzysztof LASOŃ, Ryszard HABRYN (red.)**

## BADANIA GEOCHEMICZNE SKAŁ

### WSTĘP I METODYKA BADAŃ

Wyniki badań geochemicznych skał nawierconych w otworze były interpretowane dla poszczególnych kompleksów wiekowych: skał triasowych, dewońskich, ordowickich, ediakarskich oraz skał magmowych. Ponadto do celów interpretacji geochemicznej wydzielono, niezależnie od wieku, grupę brekcji. Wykonano też analizę pojedynczej próbki ordowickiego łowca przewarstwowanego tufitem.

Ze skał tych pobrano 103 próbki do analiz chemicznych metodami laboratoryjnymi. Ponadto 197 próbek przebadanych zostało dodatkowo terenowym spektrometrem XRF.

Do badań metodami laboratoryjnymi pobierane były próbki kawałkowe, średnio co 30 m w jednorodnych litologicznie odcinkach 3-metrowych, w triasie i dewonie, oraz co 20 m, w ordowiku i ediakarze. Z każdego wytypowanego do badań 3-metrowego kompleksu pobierano 3 kawałki skał o wadze ok. 0,2 kg. Cała, ok. 0,6 kg próbka była kruszona mechanicznie do frakcji 2–3 mm, a następnie kwartowana do masy ok. 0,2 kg. Próbkę o masie 0,5 kg i frakcji 2–3 mm rozdrabniano do 0,2 mm i pomniejszano do masy 100 g. Następnie próbkę mielono w pulweryzatorze agatowym do frakcji <0,06 mm. Próbki te były przygotowane do analiz chemicznych i analizowane na zawartości 48 składników w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB. Zawartości SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SO<sub>3</sub>, F i Cl oznaczono metodą rentgenowskiej spektrometrii fluorescencyjnej (XRF) w próbkach stapianych; zawartości Ba, Br, Ce, Co, Cr, Ga, Hf, La, Nb, Ni, Rb, Sr, Th, V, Y, Zr metodą XRF w próbkach proszkowych prasow-

wanych. Zawartości Ag, As, Be, Bi, Cd, Cs, Cu, Li, Mo, Pb, Se, Sn, Te, Tl, W i Zn oznaczane były metodą ICP-MS, po rozkładzie kwasowym pełnym, Au metodą bezpłomieniowej absorpcji atomowej (GFAAS), Hg przy pomocy analizatora rtęci AMA 254 a stratę prażenia (LOI) oznaczono metodą wagową. Zawartości Au i Hg oznaczano w 23 wybranych próbkach.

Podstawowe parametry statystyczne (zakres zawartości, średnią arytmetyczną i geometryczną, odchylenie standardowe, modę, medianę) uzyskanych wyników we wszystkich próbkach badanych metodami laboratoryjnymi przedstawiono w tabeli 23, parametry statystyczne wyników badania próbek z poszczególnych, wydzielonych kompleksów skalnych przedstawiono w rozdziałach opisujących te kompleksy.

Za pomocą terenowego spektrometru XRF wykonano punktowe analizy zawartości 31 pierwiastków: K, Fe, Ti, Ca, Mn, P, S, Cl, Ag, As, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, Sn, Sr, Th, U, V, W, Y, Zn, Zr w 197 punktach rdzenia.

Parametry statystyczne uzyskanych wyników dla wszystkich próbek badanych terenowym spektrometrem XRF przedstawiono w tabeli 24, parametry statystyczne wyników badania próbek z poszczególnych, wydzielonych kompleksów skalnych przedstawiono w rozdziałach opisujących te kompleksy.

Wyniki uzyskane przy zastosowaniu metod laboratoryjnych i terenowego spektrometru XRF są zbieżne dla: Ti, Mn, Ca, K, Cr, Ni, Rb, Sr, Th, Y, As. Metodami laboratoryjnymi

oznaczano w badanych próbkach nieco wyższe zawartości Fe, Cl, V, Cu, Pb, a terenowym spektrometrem XRF – Se, W, Hg. Większe różnice występują w oznaczonych obu metodami zawartościach Zr (trzykrotnie wyższe w oznaczeniach laboratoryjnych) i Zn (dwukrotnie wyższe w oznaczeniach laboratoryjnych) oraz P, (dwukrotnie wyższe w oznaczeniach spektrometrem terenowym), S (trzykrotnie wyższe w oznaczeniach spektrometrem terenowym), Mo (czterokrotnie wyższe w oznaczeniach spektrometrem terenowym),

i znaczne dla Sn (dwudziestokrotnie wyższe w oznaczeniach spektrometrem terenowym). Zawartości Co, Ag, Cd, Bi w badanych skałach były poniżej granicy oznaczalności polowego spektrometru XRF. Różnice te spowodowane są (oprócz czułości poszczególnych metod analitycznych) przede wszystkim rodzajem badanej próbki. Metodami laboratoryjnymi badana była próbka będąca uśrednioną próbką 3-metrowego jednorodnego odcinka rdzenia, spektrometrem XRF badano wybrany punkt rdzenia wiertniczego. Podstawą

Tabela 23

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników analiz chemicznych próbek, badanych metodami laboratoryjnymi. Liczba próbek: 103**

Statistical parameters of geochemical data for rock samples obtained *via* laboratory analysis. Number of samples: 103

Pierwiastek Element	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean	Odchylenie standardowe Standard deviation	Średnia geometryczna Geometric median	Moda Mode	Mediana Median	
K <sub>2</sub> O %	%	ND	6,35	2,77	1,08	2,41	—	2,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,018	11,93	5,02	2,06	4,22	—	5,45
TiO <sub>2</sub>	%	0,016	1,71	0,834	0,293	0,726	0,838	0,922
CaO	%	0,047	100,0	3,96	11,93	1,13	—	0,839
MnO	%	ND	1,30	0,235	0,121	0,107	0,084	0,103
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	ND	3,35	0,345	0,352	0,290	ND	ND
SO <sub>3</sub>	%	ND	11,03	0,302	1,04	0,054	ND	ND
Cl	%	ND	0,078	0,034	0,013	0,033	0,044	0,033
Ag	ppm	ND	ND					
As	ppm	ND	101	19,2	17,1	13,7	ND	14,0
Bi	ppm	ND	ND					
Cd	ppm	ND	10					
Co	ppm	ND	ND					
Cr	ppm	ND	136	55,4	18,9	50,1	58,0	57,0
Cu	ppm	ND	221	27,5	24,5	21,0	ND	23,0
Hg	ppm	ND	7,90	2,41	1,27	2,07	ND	2,60
Mo	ppm	ND	18,0	1,56	1,53	1,31	ND	ND
Ni	ppm	ND	130	38,3	17,3	34,1	ND	38,0
Pb	ppm	ND	711	16,2	61,1	5,65	ND	5,10
Rb	ppm	ND	173	92,5	35,1	90,8	99,7	100
Sb	ppm	ND	31	11,7	4,28	11,1	ND	ND
Se	ppm	ND	2,1					
Sn	ppm	ND	31,0	12,9	5,39	12,1	ND	ND
Sr	ppm	39,4	644	144	84,1	120	103	118
Th	ppm	ND	22,5	11,9	3,70	11,0	ND	12,8
U	ppm	ND	16,8	1,71	1,27	1,59	ND	ND
V	ppm	ND	142	67,3	23,7	65,2	74,0	71,0
W	ppm	ND	13,0					
Y	ppm	ND	88,2	27,3	10,8	24,9	29,9	27,1
Zn	ppm	ND	335	48,4	30,2	45,6	51,5	50,7
Zr	ppm	ND	138	60,7	21,7	58,7	61,5	64,3

„—” – zbiór wielomodalny; W – cztery wartości powyżej ND; Se – dwie wartości powyżej ND; Cd – jedna wartość powyżej ND  
 „,—” – multimodal dataset; W – four values above ND; Se – two values above ND; Cd – one value above ND

Tabela 24

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników z pomiarów próbek terenowym spektrometrem XRF. Liczba próbek: 197**

Statistical parameters of geochemical data for rock samples obtained via portable X-ray fluorescent analyser (XRF). Number of samples: 197

Pierwiastek Element	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean	Odchylenie standard. Standard deviation	Średnia geom. Geometric median	Moda Mode	Mediana Median	
SiO <sub>2</sub>	%	<0,100	74,63	51,81	22,65	35,47	64,63	60,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	<0,050	19,59	13,73	4,53	11,54	14,65	15,37
MgO	%	1,16	21,83	4,00	4,31	3,04	2,02	2,63
Na <sub>2</sub> O	%	0,120	3,71	1,81	1,21	1,12	0,190	2,20
K <sub>2</sub> O	%	0,010	7,27	2,79	1,10	2,31	2,85	2,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,510	13,90	6,65	2,27	6,00	7,39	7,39
TiO <sub>2</sub>	%	<0,010	2,84	0,790	0,343	0,652	<0,010	0,873
CaO	%	0,340	44,29	5,02	8,50	1,95	0,430	1,37
MnO	%	0,013	1,39	0,237	0,250	0,172	0,133	0,157
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,009	1,30	0,190	0,172	0,147	0,190	0,161
SO <sub>3</sub>	%	<0,010	2,11	0,139	0,362	0,017	<0,010	<0,010
LOI	%	3,30	46,5	11,0	9,90	8,52	10,1	7,60
F	%	<0,010	0,160	<0,010	0,015	<0,010	<0,010	<0,010
Cl	%	0,027	0,076	0,061	0,010	0,059	0,066	0,063
Ag	ppm	<0,050	1,10	0,092	0,145	0,056	<0,050	0,060
As	ppm	<2,00	167	21,1	24,9	12,4	<2,00	14,0
Au	ppm	<0,001	0,001	<0,001	0,250	<0,001	<0,001	<0,001
Ba	ppm	<10,0	13772	456	1385	235	<10,0	248
Be	ppm	<0,050	1,53	0,888	0,300	0,804	0,500	0,960
Bi	ppm	<0,050	0,530	0,163	0,105	0,129	<0,050	0,150
Br	ppm	<1,00	15,0	4,03	1,53	3,82	3,00	4,00
Cd	ppm	<0,050	5,00	0,216	0,557	0,081	<0,050	0,070
Ce	ppm	<5,00	176	57,6	30,4	48,0	39,0	56,0
Co	ppm	<3,00	97,0	15,6	10,2	13,3	15,0	15,0
Cr	ppm	<5,00	431	46,1	41,6	37,6	47,0	46,0
Cs	ppm	0,050	13,3	2,30	1,42	1,99	2,04	2,18
Cu	ppm	2,55	1436	50,9	140	31,4	—	34,6
Ga	ppm	<3,00	24,0	15,9	5,71	13,7	20,0	18,0
Hf	ppm	<3,00	10,0	4,79	1,86	4,32	5,00	5,00
Hg	ppm	0,014	>25,0	2,56	10,4	0,183	0,780	0,075
La	ppm	<5,00	107	39,0	19,2	32,0	<5,00	39,0
Li	ppm	1,20	44,6	18,3	14,8	11,6	3,40	12,4
Mo	ppm	<0,050	4,85	0,531	0,867	0,253	0,120	0,180
Nb	ppm	3,0	63,0	14,3	5,95	13,4	15,0	15,0
Ni	ppm	<3,00	179	31,7	22,2	27,0	27,0	29,0
Pb	ppm	1,51	196	20,1	29,9	11,0	5,84	9,53
Rb	ppm	6,0	186	88,6	30,5	80,1	106	93,0
Se	ppm	<2,00	<2,00					
Sn	ppm	<0,500	0,900	<0,500	0,201	<0,500	<0,500	<0,500
Sr	ppm	58,0	481	166	87,5	148	110	127
Te	ppm	<0,100	0,300	<0,100	0,032	<0,100	<0,100	<0,100
Th	ppm	<3,00	31,0	10,6	4,16	9,51	12,0	11,0
Tl	ppm	<0,050	2,90	0,200	0,402	0,089	<0,050	0,100
V	ppm	<5,00	317	88,8	36,9	77,3	98,0	96,0
W	ppm	<0,100	1,60	0,117	0,183	<0,100	<0,100	<0,100
Y	ppm	<3,00	109	31,3	14,0	26,8	34,0	32,0
Zn	ppm	7,00	378	95,2	58,1	82,1	94,0	86,0
Zr	ppm	4,00	397	180	62,7	158	154	192

LOI – strata prażenia; „—” – zbiór wielomodalny

LOI – loss ignition; „—” – multimodal dataset

charakterystyki geochemicznej skał z otworu Bibiela PIG 1 były wyniki analiz metodami laboratoryjnymi, wyniki uzyskane spektrometrem terenowym były traktowane jako uzupełnienie metod laboratoryjnych. Z powodu występowania większości badanych pierwiastków w skałach opisywanego otworu w ilościach zbliżonych do wartości tła geochemicznego, opisane powyżej różnice nie odgrywały znaczącej roli przy interpretacji geochemicznej.

Otrzymane zawartości badanych pierwiastków w skałach ordowickich i ediakarskich porównywane były do wartości tła i dolnych granic anomalii obliczonych dla klastycznych skał ediakaru obszaru krakowsko-lublinieckiego (tab. 25) (Lasoń, 2007). Dla Cd, Cs i Tl, pierwiastków dla których nie obliczono powyższych wartości, dolne granice anomalii pewnych zostały przyjęte na podstawie danych literaturowych: dla Cd – 2,5 ppm, Cs i Tl – 10 ppm (Polański, 1988).

Tabela 25

**Porównanie zawartości pierwiastków w skałach ordowickich i ediakarskich do wartości tła i dolnych granic anomalii dla klastycznych skał ediakaru obszaru krakowsko-lublinieckiego**  
Comparison of elemental composition of both Ordovician and Ediacaran rocks with the geochemical background for the clastic Ediacaran rocks of the Kraków-Lubliniec region

Pierwiastek Element	Tło geochemiczne (tg) Geochemical background	Dolne granice anomalii przypuszczalnych Lower boundaries of presumable anomaly		Dolna granica anomalii pewnej tg + 3S (tg ε <sup>3</sup> ) Lower boundary of certain anomaly	
		tg + S (tg ε)	tg + 2S (tg ε <sup>2</sup> )		
1	2	3	4	5	
SiO <sub>2</sub>	%	59,65	61,68	63,75	65,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	17,62	18,82	20,02	21,22
MgO	%	2,88	3,20	3,52	3,84
Na <sub>2</sub> O	%	2,30	3,18	4,06	4,94
K <sub>2</sub> O	%	3,58	4,22	4,86	5,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	7,22	7,98	8,74	9,50
TiO <sub>2</sub>	%	0,883	0,917	0,953	0,985
CaO	%	0,855	1,390	1,925	2,46
MnO	%	0,133	0,171	0,209	0,247
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,141	0,178	0,215	0,252
SO <sub>3</sub>	%	0,017	0,079	0,370	1,731
LOI	%	3,86	4,75	5,64	6,53
F	%	0,0085	0,0250	0,0735	0,2161
Cl	%	0,020	0,023	0,026	0,030
Ag	ppm	0,510	0,600	0,710	0,840
As	ppm	2,88	4,99	8,63	14,91
Au	ppm	0,0011	0,0021	0,0031	0,0041
Ba	ppm	389	513	678	895
Be	ppm	3,15	3,70	4,25	4,80
Bi	ppm	0,260	0,380	0,550	0,810
Br	ppm	3,50	4,20	4,90	5,60
Ce	ppm	78,0	93,0	110	131
Co	ppm	13,1	15,7	18,3	20,9
Cr	ppm	41,5	52,0	52,5	73,0
Cu	ppm	22,0	52,0	123	289
Ga	ppm	21,2	23,3	25,4	27,5
Hf	ppm	5,70	6,90	8,10	9,30
Hg	ppm	0,002	0,004	0,008	0,016
La	ppm	34,0	48,5	63,0	77,5
Li	ppm	74,1	97,8	129	170
Mo	ppm	0,25	0,37	0,42	0,62
Nb	ppm	16,5	18,3	20,1	21,9
Ni	ppm	31,0	36,0	41,0	46,0
Pb	ppm	9,44	19,1	38,5	77,8
Rb	ppm	138	164	190	216

Tabela 25 cd.

1	2	3	4	5
Sn ppm	3,20	3,70	4,20	4,70
Sr ppm	64,6	95,5	141	209
Te ppm	0,04	0,08	0,12	0,16
Th ppm	11,1	13,5	15,9	18,3
U ppm	2,50	3,95	5,40	6,85
V ppm	94,0	109	124	139
W ppm	1,87	3,37	6,06	10,9
Y ppm	32,4	40,8	51,4	64,8
Zn ppm	132	166	210	264
Zr ppm	214	240	268	301

LOI – strata prażenia /loss of ignition

## WYNIKI BADAŃ

Poniżej przedstawiono najważniejsze, charakterystyczne cechy geochemiczne poszczególnych kompleksów skalnych stwierdzonych w otworze Bibiela PIG 1. Skupiono się przy tym przede wszystkim na charakterystyce pierwiastków wchodzących w skład rud mineralizacji typu porfirowego, powszechnie występującej w paleozoiku i prekambrze regionu śląsko-krakowskiego.

### Trias

Skały triasowe występują na głęb. 24,0–178,3 m, i są to głównie dolomity, dolomity wapieniste i margliste triasu środkowego z wkładkami wapieni, brekcji węglanowych oraz dolomity, wapienie, margle, zlepieńce i brekcje wyższej części triasu dolnego (ret). Ze skał tych pobrano 8 próbek do badań laboratoryjnych (tab. 26).

W profilu triasu zwraca uwagę obecność podwyższonych zawartości Pb – 131 ppm, Ag – 1,1 ppm, Tl – 2,9 ppm, As – 77 ppm i SO<sub>3</sub> – 1,78% w próbce brekcji z głębokości 158,5 m. Ponadto w próbkach dolomitów stwierdzono podwyższonych zawartości Zn – 378 ppm i Cd – 5,0 ppm. Podwyższone zawartości powyższych pierwiastków w tych skałach świadczą o obecności w tych skałach śladów Pb-Zn mineralizacji typu Mississippi Valley powszechnej w triasie rejonu śląsko – krakowskiego. W dwóch próbkach skał węglanowych oznaczono podwyższone zawartości Mo – 3,2 i 2,9 ppm.

### Dewon

Skały dewońskie występują na głęb. 178,3–287,0 m, i są to dolomity, piaskowce, iłowce, margle oraz brekcje, w stropie kompleksu występują kwarcyty. Ze skał tych pobrano 3 próbki do badań laboratoryjnych (tab. 27) oraz wykonano oznaczenia terenowym spektrometrem XRF w 11 próbkach (tab. 28).

Skały dewońskie charakteryzują się dużym rozrzutem zawartości pierwiastków wchodzących w skład makroskładników (Ca, Mg, Si, Al, K, Ti oraz straty prażenia), związanym

z dużą zmiennością litologiczną tych skał. Z pozostałych badanych pierwiastków zwraca uwagę jedynie obecność maksymalnej zawartości Cs (13,3 ppm) w próbce iłowca z głęb. 259,0–232,0 m oraz obecność śladów W (1,6 ppm) w próbce brekcji z głęb. 259,0–262,0 m.

### Ordowik

Skały ordowickie występują na głęb. 287,0–710,95 m. Dominują iłowce szarzielone, ciemnoszare i niekiedy czarne z przewarstwieniami mułowców, piaskowców, niekiedy kwarcytów i rzadziej dolomitów oraz margli. Skały te są bardzo silnie ztektonizowane i często zbrekcjonowane oraz pocięte żyłami węglanowymi, niekiedy z pirytem i bardzo rzadko galeną i chalkopirytem. W kompleksie ordowickim stwierdzono występowanie 6 dajek skał magmowych.

Z kompleksu ordowickiego pobrano 27 próbek (w tym 8 próbek brekcji) do badań laboratoryjnych (tab. 29) oraz wykonano oznaczenia terenowym spektrometrem XRF w 41 próbkach (tab. 30).

Skały ordowickie i skały magmowe okazały się najbardziej zmineralizowanymi skałami otworu. W skałach ordowiku stwierdzono maksymalne zawartości SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, SO<sub>3</sub>, As, Cu, Mo, Ni, Te, Th i Zn.

Zawartości badanych pierwiastków oznaczone w klastycznych skałach ordowiku porównane zostały do typowych zawartości tych pierwiastków w klastycznych, niezmineralizowanych skałach z ediakaru rejonu krakowsko-lublinieckiego (tab. 31). W tabeli tej zestawiono wszystkie wartości wyższe od obliczonej dolnej granicy anomalii pewnej. W ilościach typowych (niższych od dolnej granicy anomalii pewnej) występują w badanych skałach: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, F, Br, Ce, Cr, Hf, La, Nb, Rb, Th, Y, Zr, Li, Be, Zn, Se, Ag, Cd, Sn, W, Pb, Cs, Tl, Bi i Au. Pojedyncze anomalne zawartości Ba (1,4%), SO<sub>3</sub> (2,1%), MgO i Ga stwierdzono w próbce brekcji z kontaktu ze skałą magmową z głęb. 707,0–709,0 m. W próbce zmetasomatyzowanego iłowca z kontaktu ze skałą magmową, z głęb. 534,0, m oznaczono pojedynczą, najwyższą w otworze anomalną zawartość Cu – 0,14%.

Tabela 26

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników analiz chemicznych próbek triasowych badanych metodami laboratoryjnymi. Liczba próbek: 8**

Statistical parameters of geochemical data for samples of Triassic rocks obtained *via* laboratory analysis.  
Number of samples: 8

Pierwiastek Element	Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean	Odchylenie standard. Standard deviation	Średnia geom. Geometric median	Moda Mode	Mediana Median	
SiO <sub>2</sub>	%	<0,100	37,32	13,31	12,77	4,204	—	10,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	<0,050	9,21	3,06	3,04	1,14	—	2,29
MgO	%	1,59	21,83	15,12	6,74	12,35	—	16,35
Na <sub>2</sub> O	%	0,130	0,310	0,198	0,063	0,189	0,130	0,190
K <sub>2</sub> O	%	0,010	2,00	0,629	0,661	0,225	0,010	0,540
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0,510	6,08	2,30	2,04	1,62	—	1,26
TiO <sub>2</sub>	%	<0,010	0,482	0,159	0,168	0,068	<0,010	0,110
CaO	%	15,40	44,29	27,17	8,78	25,99	—	26,61
MnO	%	0,025	0,163	0,091	0,050	0,078	—	0,085
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,009	0,074	0,039	0,022	0,031	—	0,038
SO <sub>3</sub>	%	0,250	1,87	0,806	0,611	0,625	—	0,575
LOI	%	23,90	46,50	37,28	7,82	36,50	—	36,70
F	%	<0,010	0,160	<0,010	0,055	<0,010	<0,010	<0,010
Cl	%	0,030	0,056	0,037	0,009	0,037	0,033	0,035
Ag	ppm	<0,050	1,10	0,335	0,377	0,155	<0,050	0,205
As	ppm	<2,00	77,0	25,1	27,5	11,5	—	13,0
Au	ppm	<0,001						
Ba	ppm	<10,0	200	69,8	79,3	27,3	<10,0	31,0
Be	ppm	<0,050	0,730	0,343	0,249	0,236	—	0,310
Bi	ppm	<0,050	0,150	0,057	0,049	<0,050	<0,050	<0,050
Br	ppm	4,00	7,00	5,25	1,16	5,14	4,00	5,50
Cd	ppm	0,140	5,00	1,14	1,72	0,511	—	0,320
Ce	ppm	<5,00	62,0	19,6	20,5	11,5	<5,00	12,5
Co	ppm	<3,00	11,0	4,63	4,09	3,22	<3,00	2,25
Cr	ppm	<5,00	47,0	18,1	17,5	9,83	<5,00	12,5
Cs	ppm	0,050	4,66	1,39	1,48	0,709	—	0,955
Cu	ppm	2,55	17,3	10,5	6,16	8,42	—	11,1
Ga	ppm	<3,00	10,0	<3,00	3,01	<3,00	<3,00	<3,00
Hf	ppm	<3,00	5,00	<3,00	1,24	<3,00	<3,00	<3,00
Hg	ppm	0,820						
La	ppm	<5,00	37,0	5,35	12,3	5,35	<5,00	<5,00
Li	ppm	2,30	6,70	3,58	1,50	3,35	2,50	3,05
Mo	ppm	0,12	3,22	1,02	1,27	0,51	—	0,405
Nb	ppm	3,00	12,0	5,88	3,23	5,21	3,00	4,50
Ni	ppm	<3,00	29,0	14,9	12,0	9,20	<3,00	11,0
Pb	ppm	20,7	131	46,9	35,7	39,4	—	34,0
Rb	ppm	6,00	86,0	30,9	25,7	22,4	26,0	26,0
Se	ppm	<2,00	<2,00	<2,00	0	<2,00	<2,00	<2,00
Sn	ppm	<0,500	0,600	<0,500	0,124	<0,500	<0,500	<0,500
Sr	ppm	58,0	481	108	141	108	—	82,5
Te	ppm	<0,100	<0,100	<0,100	0	<0,100	<0,100	<0,100
Th	ppm	<3,00	11,0	4,31	3,34	3,34	—	3,50
Tl	ppm	0,200	2,90	1,05	1,02	0,664	—	0,565
V	ppm	<5,00	63,0	23,3	21,1	14,3	<5,00	17,5
W	ppm	<0,100	0,200	0,113	0,074	<0,100	<0,100	<0,100
Y	ppm	<3,00	18,0	6,13	6,44	3,74	<3,00	3,25
Zn	ppm	32,0	378	129	110	98,2	—	101
Zr	ppm	4,00	154	52,3	54,9	28,0	—	30,5

„—” – zbiór wielomodalny / multimodal dataset

Tabela 27

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników analiz chemicznych próbek dewońskich badanych metodami laboratoryjnymi. Liczba próbek: 3**

Statistical parameters of geochemical data for samples of Devonian rocks obtained *via* laboratory analysis.  
Number of samples: 3

Pierwiastek Element	Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean	Pierwiastek Element	Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean
SiO <sub>2</sub> %	5,20	64,33	33,77	Cd ppm	<0,050	0,350	0,198
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	1,21	17,21	7,97	Ce ppm	15,0	74,0	36,7
MgO %	1,44	19,91	11,30	Co ppm	4,00	16,0	8,33
Na <sub>2</sub> O %	0,140	0,150	0,143	Cr ppm	19,0	94,0	42,7
K <sub>2</sub> O %	0,270	5,42	2,28	Cs ppm	1,65	13,3	6,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	1,82	4,12	2,69	Cu ppm	3,02	14,6	6,87
TiO <sub>2</sub> %	0,070	1,06	0,435	Ga ppm	<3,00	21,0	8,83
CaO %	0,350	28,34	15,51	Hf ppm	<3,00	7,00	3,83
MnO %	0,013	0,127	0,078	La ppm	8,00	52,0	25,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,012	0,045	0,029	Li ppm	1,20	3,40	2,53
SO <sub>3</sub> %	0,090	0,130	0,110	Mo ppm	0,300	0,700	0,467
LOI %	5,60	43,10	25,77	Nb ppm	4,00	19,0	9,67
F %	<0,010	<0,010	<0,010	Ni ppm	4,00	27,0	12,7
Cl %	0,027	0,067	0,043	Pb ppm	3,15	14,7	7,55
Ag ppm	<0,050	0,370	0,140	Rb ppm	14,0	186	79,7
As ppm	8,00	13,0	10,3	Se ppm	<2,00	<2,00	<2,00
Ba ppm	5,00	125	54,7	Sn ppm	<0,500	<0,500	<0,500
Be ppm	0,240	1,53	0,763	Sr ppm	95,0	127	111
Bi ppm	<0,050	0,450	0,167	Te ppm	<0,100	<0,100	<0,100
Br ppm	4,00	6,00	5,00	Th ppm	4,00	17,0	9,00

Tabela 28

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników z pomiarów terenowym spektrometrem XRF próbek dewońskich. Liczba próbek: 11**

Statistical parameters of geochemical data for samples of Devonian rocks obtained *via* portable X-ray fluorescent analyser (XRF). Number of samples: 11

Pierwiastek Element	Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean	Odchylenie standard. Standard deviation	Średnia geom. Geometric median	Moda Mode	Mediana Median
1	2	3	4	5	6	7	8
K <sub>2</sub> O %	0,105	5,01	1,79	1,65	1,05	—	1,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,018	2,74	1,06	0,892	0,565	—	0,907
TiO <sub>2</sub> %	0,016	1,41	0,369	0,454	0,153	0,016	0,213
CaO %	0,047	47,50	19,02	20,79	2,77	-	7,95
MnO %	ND	0,167	0,064	0,059	0,027	-	0,049
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	ND	1,65	0,377	0,422	0,297	ND	ND
SO <sub>3</sub> %	ND	11,03	1,72	3,55	0,205	ND	0,189
Cl %	103	0,062	0,032	0,018	0,028	—	0,029
Ag ppm	ND	ND					
As ppm	ND	54,6	13,9	17,2	6,70	ND	6,20
Bi ppm	ND	ND					
Cd ppm	ND	ND					
Co ppm	ND	ND					

Tabela 28 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Cr ppm	ND	106	33,3	39,0	15,3	ND	15,4
Cu ppm	ND	36,0	9,25	10,8	5,85	ND	ND
Hg ppm	ND	3,60	1,92	0,944	1,70	ND	2,30
Mo ppm	ND	4,00	1,63	1,11	1,38	ND	ND
Ni ppm	ND	74,0	24,3	23,7	17,5	ND	ND
Pb ppm	ND	37,9	8,53	11,7	4,32	ND	ND
Rb ppm	4,4	140	45,3	47,5	25,7	—	31,4
Sb ppm	ND	ND					
Se ppm	ND	2,1					
Sn ppm	ND	25,0					
Sr ppm	39,4	325	110	77,7	93,0	—	86,1
Th ppm	ND	14,3	6,01	4,75	4,42	ND	4,40
U ppm	ND	16,8	3,37	4,59	2,24	ND	ND
V ppm	2,00	87,0	26,6	30,0	13,5	—	16,1
W ppm	ND	ND					
Y ppm	ND	37,5	11,8	10,7	7,05	—	8,90
Zn ppm	ND	160	22,5	46,1	8,71	ND	7,80
Zr ppm	3,50	104	39,6	40,5	19,4	—	28,3

ND – wartości poniżej granicy oznaczalności polowego spektrometru XRF; Se, Sn – jedna wartość powyżej ND; „—” – zbiór wielomodalny

ND – value below the detection limit of the field XRF method; Se, Sn – one value above ND; „—” – multimodal dataset

Tabela 29

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników analiz chemicznych próbek ordowickich badanych metodami laboratoryjnymi. Liczba próbek: 27**

Statistical parameters of geochemical data for samples of Ordovician rocks obtained *via* laboratory analysis. Number of samples: 27

Pierwiastek Element	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm Arithmetic mean	Odchylenie standard Standard deviation	Średnia geom. Geometric median	Moda Mode	Mediana Median
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub> %	41,95	74,63	64,64	7,16	64,21	—	65,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	6,03	17,50	12,81	2,71	12,50	—	12,86
MgO %	1,16	4,44	2,16	0,800	2,04	2,02	2,02
Na <sub>2</sub> O %	0,120	2,62	0,710	0,783	0,396	0,140	0,265
K <sub>2</sub> O %	1,17	4,62	2,89	0,784	2,78	3,60	2,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	2,44	13,90	6,14	2,42	5,72	—	5,50
TiO <sub>2</sub> %	0,319	0,950	0,696	0,173	0,673	—	0,697
CaO %	0,340	4,91	1,19	1,19	0,841	0,430	0,700
MnO %	0,059	1,39	0,368	0,376	0,249	0,353	0,189
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,068	0,779	0,190	0,139	0,163	—	0,159
SO <sub>3</sub> %	<0,010	2,11	0,233	0,460	0,048	<0,010	0,050
LOI %	4,00	15,40	7,77	2,23	7,50	6,10	7,35
F %	<0,010	0,020	<0,010	0,003	<0,010	<0,010	<0,010
Cl %	0,055	0,073	0,063	0,004	0,063	0,058	0,064
Ag ppm	<0,050	0,450	0,085	0,084	0,064	<0,050	0,060
As ppm	3,00	167	31,4	37,8	18,7	16,0	16,0
Au ppm	<0,001	0,001	<0,001	0,259	<0,001	<0,001	<0,001
Ba ppm	135	13772	781	2548	327	223	297

Tabela 29 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Be ppm	0,460	1,27	0,781	0,217	0,751	0,500	0,805
Bi ppm	<0,050	0,530	0,233	0,100	0,214	0,210	0,215
Br ppm	<1,00	4,00	3,13	0,661	2,99	3,00	3,00
Cd ppm	<0,050	0,960	0,224	0,233	0,132	<0,050	0,135
Ce ppm	6,00	102	57,6	24,7	49,8	65,0	56,5
Co ppm	10,0	97,0	21,7	16,8	18,6	11,0	17,0
Cr ppm	6,00	67,0	44,9	13,8	41,7	36,0	50,5
Cs ppm	0,660	4,68	2,25	0,842	2,09	1,54	2,15
Cu ppm	15,2	1436	85,6	265	37,5	–	33,1
Ga ppm	5,00	24,0	14,9	3,96	14,3	15,0	15,0
Hf ppm	<3,00	8,00	4,50	1,76	4,08	5,00	5,00
Hg ppm	0,400	2,41	0,967	0,763	0,782	–	0,690
La ppm	<5,00	56,0	37,2	14,4	32,0	46,0	40,5
Li ppm	1,20	33,0	6,05	6,40	4,54	3,10	3,95
Mo ppm	0,130	4,85	0,886	1,01	0,546	0,210	0,640
Nb ppm	9,00	18,0	14,3	2,23	14,1	13,0	14,0
Ni ppm	21,0	179	42,1	29,4	37,4	29,0	33,5
Pb ppm	1,83	73,6	17,8	17,1	12,7	–	13,7
Rb ppm	39,0	147	102	26,0	98,0	98,0	99,0
Se ppm	<2,00	<2,00	<2,00	0	<2,00	<2,00	<2,00
Sn ppm	<0,500	0,600	<0,500	0,180	<0,500	<0,500	<0,500
Sr ppm	82,0	395	203	79,8	188	267	198
Te ppm	<0,100	0,300	<0,100	0,060	<0,100	<0,100	<0,100
Th ppm	<3,00	31,0	12,0	4,18	11,6	11,0	11,0
Tl ppm	0,110	1,41	0,271	0,247	0,225	0,190	0,210
V ppm	30,0	126	79,4	22,4	75,9	73,0	77,0
W ppm	<0,100	0,100	<0,100	0,018	<0,100	<0,100	<0,100
Y ppm	17,0	52,0	27,3	6,53	27,3	27,0	27,0
Zn ppm	7,00	375	103	79,5	80,4	51,0	83,5
Zr ppm	81,0	274	171	52,5	163	103	169

LOI – strata prażenia /loss of ignition

Pojedyncze, anomalne zawartości  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (9,77%) oraz Te (0,2 ppm) stwierdzono w dwóch próbkach iłwców a anomalne zawartości CaO w 3 próbkach,  $\text{P}_2\text{O}_5$  (maksymalnie 0,78%) w 4 próbkach. Anomalne zawartości As (maksymalnie 167 ppm) i Mo (4,85 ppm) grupują się w kilkunastu próbkach skał klastycznych występujących w stropie profilu ordowiku i w najbliższym otoczeniu dajek skał magmowych. W tych samych interwałach, ale w mniejszej ilości próbek stwierdzono anomalne zawartości Ni (maksymalnie 179 ppm) i Co (97 ppm). W profilu ordowiku całego otworu występuje kilkanaście próbek o wyraźnie anomalnych zawartościach MnO (maksymalnie 1,39%) oraz niewiele przekraczających granicę anomalii zawartości  $\text{SiO}_2$ . Położenie opisanych powyżej anomalii sugeruje ich związek

z procesami hydrotermalnymi związanymi z dajkami skał magmowych.

Zwraca uwagę obecność znacznie wyższych od dolnych granic anomalii pewnej zawartości Hg we wszystkich 6 badanych próbkach skał ordowiku. Zawartości te wahają się w granicach 0,40–1,18 ppm i występują, niezależnie od litologii w profilu całego otworu. Anomalia Hg nie była dotychczas obserwowana w paleozoicznych skałach rejonu krakowsko-lublinieckiego.

W profilu całego ordowiku i ediakaru stwierdzono występowanie trudno wytłumaczalnych, dwukrotnie wyższych od dolnej granicy anomalii zawartości Cl. Prawdopodobnie wynika to z różnic w poziomach oznaczania zawartości tego pierwiastka w różnych laboratoriach.

Tabela 30

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników z pomiarów próbek ordowickich terenowym spektrometrem XRF. Liczba próbek: 41**

Statistical parameters of geochemical data for samples of Ordovician rocks obtained via portable X-ray fluorescent analyser (XRF). Number of samples: 41

Pierwiastek Element	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean	Odchylenie standard. Standard deviation	Średnia geom. Geometric median	Moda Mode	Mediana Median
K <sub>2</sub> O %	0,117	5,69	2,62	1,54	1,92	—	2,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,673	6,92	3,01	1,64	2,55	—	2,91
TiO <sub>2</sub> %	0,033	1,71	0,643	0,354	0,511	—	0,623
CaO %	0,153	32,9	2,04	5,09	0,778	—	0,553
MnO %	0,021	1,30	0,177	0,208	0,119	—	0,128
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	ND	2,34	0,376	0,368	0,309	ND	ND
SO <sub>3</sub> %	ND	5,34	0,708	1,03	0,265	ND	0,349
Cl %	ND	0,046	0,022	0,025	0,021	0,020	0,021
Ag ppm	ND	ND					
As ppm	2,00	83,7	23,6	20,9	16,1	11,0	15,9
Bi ppm	ND	ND					
Cd ppm	ND	ND					
Co ppm	ND	ND					
Cr ppm	ND	101	52,0	21,6	44,6	62,0	55,4
Cu ppm	ND	221	23,7	33,8	15,6	ND	18,0
Hg ppm	ND	5,10	2,58	1,16	2,27	ND	2,85
Mo ppm	ND	18,0	2,35	2,86	1,69	ND	ND
Ni ppm	ND	130	40,5	28,0	31,8	ND	37,0
Pb ppm	ND	332	13,9	50,3	7,35	ND	7,75
Rb ppm	5,70	173	99,3	51,6	75,5	—	112
Sb ppm	ND	ND					
Se ppm	ND	ND					
Sn ppm	ND	27,0	11,6	4,34	11,1	ND	ND
Sr ppm	74,8	644	237	129	208	223	216
Th ppm	ND	20,2	11,5	4,46	10,1	ND	13,0
U ppm	ND	4,50					
V ppm	ND	142	59,1	31,8	46,6	6,10	60,2
W ppm	ND	13,0					
Y ppm	8,10	43,5	22,5	7,40	22,5	18,0	23,0
Zn ppm	3,10	107	29,7	24,0	22,4	15,5	22,9
Zr ppm	3,20	116	49,7	27,8	39,3	33,6	39,1

ND – wartości poniżej granicy oznaczalności polowego spektrometru XRF; „—” – zbiór wielomodalny

ND – value below the detection limit of the field XRF method; „—” – multimodal dataset

### Ediakar

W profilu otworu skały ediakarskie występują od głęb. 710,95 m do spągu otworu, zakończonego na głęb. 1650,0 m. Jest to kompleks skał ilasto-mułowcowych z przewagą łąwców w stropie otworu, z przewarstwieniami licznych brekcji tektonicznych i sedymentacyj-

nych, zbudowanych z okruchów łąwców i mułowców spojonych substancją ilastą i węglanami. Miąższość stref brekcji jest bardzo zróżnicowana – od kilkunastu centymetrów do 40,6 m. Skały te są bardzo silnie stektonizowane oraz pocięte żyłami węglanowymi, niekiedy ze śladową mineralizacją kruszcową, głównie pirytem.

Tabela 31

## Zawartości wyższe od dolnych granic anomalii pewnych w próbkach z utworów ordowiku

Elemental contents greater than the anomalous threshold in the samples of Ordovician rocks

Lp. No	Głębokość [m] Depth	Litologia Lithology	SiO <sub>2</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	(SO <sub>3</sub> ) %	(Cl) %	LOI %	Ba ppm	Co ppm	Ga ppm	Ni ppm	Sr ppm	Cu ppm	As ppm	Mo ppm	Te ppm	Hg ppm	
1	289-292	iłowiec	74,54					0,779	0,066										0,74			
2	319-322	mulowiec	72,43		0,353		4,37		0,064	8,4						267		24	4,85			1,18
3	349-352	iłowiec	74,63						0,067				25		47	267		104				
4	369-372	iłowiec	71,43						0,063							286		25	0,93			
5	389-392	iłowiec	67,98		0,621				0,058	7,1			97		179	320		82	1,62			
6	395,6	zlepieniec							0,060	8,1			23									
7	409-412	iłowiec	68,03		1,194				0,066	7,1			21			277			0,70			0,59
8	429-432	iłowiec			1,389				0,058	8,4			41		58	395		19	2,89	0,2		0,43
9	449-452	iłowiec		9,77	1,015			0,332	0,055	10,1			40		52			27	0,80			
10	469-472	iłowiec	71,93						0,062										1,81			
11	489-492	iłowiec	66,42		0,390				0,067	7,0						215						
12	508-511	brekcja			0,410		3,10		0,064	10,3			25			214		28	1,43			
13	521,0	brekcja			0,256				0,062	8,1			27					16				
14	530-533	iłowiec							0,064				23		68	228		167	0,76			
15	534,0	iłowiec							0,073							224	1436	16	1,22			0,79
16	554-557	iłowiec	69,16						0,066							353		91	1,15			
17	563,0	brekcja	72,21						0,070							228		16				
18	579,0	brekcja							0,062	8,0								19				
19	588-591	iłowiec							0,060	7,6								16				
20	607-610	iłowiec	67,24		0,254				0,064	7,8												2,41
21	613,5	brekcja							0,058	9,2												
22	622,5	iłowiec							0,058	9,0												
23	628-631	iłowiec	70,29						0,069													
24	649-652	brekcja			0,353				0,060	9,6								16	0,63			
25	669-672	brekcja						0,308	0,063	6,7								25				
26	688-691	iłowiec							0,066	6,7			23					53	1,60			
27	707-709	brekcja			1,211	4,24	4,91	0,395	2,11	11,2	13772	24	61	9	248	61	248	61	0,65			0,40

LOI – strata prażenia / loss ignition

Ze skał ediakarskich pobrano 59 próbek (w tym 10 próbek brekcji) do badań laboratoryjnych (tab. 32) oraz wykonano oznaczenia terenowym spektrometrem XRF w 143 próbkach (tab. 33).

W skałach ediakarskich stwierdzono występowanie maksymalnych w otworze zawartości jedynie  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Li, Y oraz Hg. Skały te są mniej zmineralizowane w porównaniu do skał ordowiku. Poza Hg obserwuje się w nich wyższe niż w skałach ordowickich zawartości jedynie litofilnych pierwiastków wchodzących w skład minerałów skałotwórczych – Al, Mg, Na, Ca oraz Li i Y.

Zawartości badanych pierwiastków stwierdzonych w skałach ediakaru porównane zostały do typowych zawartości tych

pierwiastków w klastycznych, niezmineralizowanych skałach z ediakaru rejonu krakowsko-lublinieckiego (tab. 34). W tabeli tej przedstawiono wszystkie wartości wyższe od obliczonej dolnej granicy anomalii pewnej. W ilościach typowych (niższych od dolnej granicy anomalii pewnej) występują w badanych skałach:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_3$ , F, Ba, Be, Cr, Ga, Nb, Ni, Rb, Th, Y, Li, Zn, Ag, Cd, Co, Se, Sn, W, Cs, Cu, Te, Tl, Bi i Au.

W próbkach brekcji z ediakaru stwierdzono występowanie pojedynczych, niewiele przekraczających dolne granice anomalii, zawartości  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Zr, Mo i Hf. Zwracają uwagę pojedyncze, anomalne zawartości Ce i La w próbce zwietałego ilowca z żyłami kalcytowymi z głęb. 957,4 m.

Tabela 32

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników analiz chemicznych próbek ediakarskich badanych metodami laboratoryjnymi. Liczba próbek: 59**

Statistical parameters of geochemical data for samples of Ediacaran rocks obtained via laboratory analysis. Number of samples: 59

Pierwiastek Element	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean	Odchylenie stand. Standard deviation	Średnia geom. Geometric mean	Moda Mode	Mediana Median
1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{SiO}_2$ %	51,86	66,05	55,33	7,03	54,76	57,91	57,32
$\text{Al}_2\text{O}_3$ %	8,57	19,59	16,03	2,24	15,84	16,67	16,67
MgO %	2,05	7,25	3,07	1,12	2,93	2,77	2,76
$\text{Na}_2\text{O}$ %	0,590	3,71	2,68	0,612	2,57	3,07	2,86
$\text{K}_2\text{O}$ %	1,64	4,41	2,94	0,540	2,89	3,07	3,01
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ %	5,73	10,05	7,72	0,695	7,69	7,74	7,78
$\text{TiO}_2$ %	0,362	1,22	0,909	0,158	0,891	1,02	0,941
CaO %	0,430	16,94	2,91	3,69	1,76	0,920	1,37
MnO %	0,069	0,664	0,185	0,118	0,161	0,133	0,143
$\text{P}_2\text{O}_5$ %	0,047	1,06	0,194	0,127	0,176	0,182	0,173
$\text{SO}_3$ %	<0,010	0,060	<0,010	0,008	<0,010	<0,010	<0,010
LOI %	3,30	25,7	7,94	4,93	6,95	4,70	6,40
F %	<0,010	<0,010	<0,010	0	<0,010	<0,010	<0,010
Cl %	0,045	0,076	0,063	0,007	0,063	0,062	0,065
Ag ppm	<0,050	0,500	0,064	0,077	<0,050	<0,050	0,050
As ppm	<2,00	41,0	15,2	11,0	10,2	14,0	14,0
Au ppm	<0,001	0,001	<0,001	0,249	<0,001	<0,001	<0,001
Ba ppm	87,0	873	293	149	268	239	245
Be ppm	0,490	1,38	1,04	0,165	1,03	1,03	1,07
Bi ppm	<0,050	0,420	0,153	0,087	0,131	0,160	0,140
Br ppm	3,00	15,0	4,29	1,71	4,09	4,00	4,00
Cd ppm	<0,050	1,00	0,090	0,149	<0,050	<0,050	<0,050
Ce ppm	19,0	156	57,4	20,8	54,0	39,0	55,0
Co ppm	9,00	19,0	14,8	2,17	14,7	15,0	15,0
Cr ppm	13,0	73,0	46,2	10,8	44,6	47,0	47,0
Cs ppm	0,700	3,12	2,17	0,496	2,10	1,90	2,22
Cu ppm	7,98	93,3	41,1	16,4	37,2	—	41,5
Ga ppm	10,0	24,0	18,4	3,07	18,1	20,0	19,0
Hf ppm	<3,00	10,0	5,36	1,56	5,08	5,00	5,00

Tabela 32 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Hg ppm	0,014	>25,0	3,65	13,3	0,075	—	0,048
La ppm	17,0	107	40,7	13,8	38,7	43,0	40,0
Li ppm	4,90	44,6	27,4	12,6	23,3	40,0	29,6
Mo ppm	0,050	1,74	0,182	0,234	0,140	0,110	0,120
Nb ppm	10,0	20,0	15,1	1,78	15,0	15,0	15,0
Ni ppm	15,0	40,0	28,7	4,88	28,2	32,0	29,0
Pb ppm	1,51	196	19,4	33,9	9,62	—	8,18
Rb ppm	55,0	134	92,4	16,5	90,9	97,0	93,0
Se ppm	<2,00	<2,00	<2,00	0	<2,00	<2,00	<2,00
Sn ppm	<0,500	0,900	<0,500	0,204	<0,500	<0,500	<0,500
Sr ppm	71,0	437	148	76,7	135	109	118
Te ppm	<0,100	<0,100	<0,100	0	<0,100	<0,100	<0,100
Th ppm	5,00	13,0	10,7	1,90	10,5	12,0	11,0
Tl ppm	<0,050	0,160	0,052	0,039	<0,050	<0,050	<0,050
V ppm	51,0	145	98,8	14,1	97,7	104	98,0
W ppm	<0,100	0,500	0,110	0,100	<0,100	<0,100	<0,100
Y ppm	22,0	72,0	36,6	8,26	35,9	36,0	35,0
Zn ppm	59,0	246	94,2	29,7	90,8	101	89,0
Zr ppm	144	316	199	27,2	197	203	198

LOI – strata prażenia; „—” – zbiór wielomodalny

LOI – loss ignition; „—” – multimodal dataset

Tabela 33

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników z pomiarów terenowym spektrometrem XRF próbek ediakaru. Liczba próbek: 143**

Statistical parameters of geochemical data for samples of Ediacaran rocks obtained via portable X-ray fluorescent analyser (XRF). Number of samples: 143

Pierwiastek Element	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean	Odchylenie stand. Standard deviation	Średnia geom. Geometric mean	Moda Mode	Mediana Median
1	2	3	4	5	6	7	8
K <sub>2</sub> O %	0,567	4,32	2,88	0,730	2,75	—	3,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,290	11,93	5,95	1,34	5,82	—	5,85
TiO <sub>2</sub> %	0,333	1,32	0,944	0,153	0,929	0,945	0,960
CaO %	0,355	58,53	2,53	6,19	1,14	—	0,901
MnO %	0,032	0,675	0,128	0,080	0,114	0,084	0,103
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	ND	3,35	0,334	0,344	0,284	ND	ND
SO <sub>3</sub> %	ND	1,38	0,074	0,175	0,031	ND	ND
Cl %	ND	0,076	0,038	0,011	0,035	0,025	0,036
Ag ppm	ND	ND					
As ppm	ND	101	18,5	15,6	14,3	7,10	14,8
Bi ppm	ND	ND					
Cd* ppm	ND	10					
Co ppm	ND	ND					
Cr ppm	20,0	136	58,4	13,5	56,9	58,0	58,0
Cu ppm	7,00	162	30,1	21,2	25,6	25,0	25,0
Hg ppm	ND	7,90	2,40	1,32	2,04	ND	2,65

Tabela 33 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Mo ppm	ND	4,40	1,33	0,717	1,21	ND	ND
Ni ppm	ND	76,0	38,7	11,3	36,7	31,0	39,0
Pb ppm	ND	711	16,6	66,2	5,34	ND	4,80
Rb ppm	20,6	139	94,7	23,0	89,9	90,9	100
Sb ppm	ND	31,0	12,2	4,88	11,5	ND	ND
Se* ppm	ND	1,40					
Sn ppm	ND	31,0	13,4	5,66	12,4	ND	ND
Sr ppm	45,3	305	119	31,1	115	145	113
Th ppm	4,00	18,7	12,5	2,66	12,2	11,4	12,9
U ppm	ND	6,70	1,62	0,688	1,57	ND	ND
V ppm	24,0	135	72,7	15,4	70,9	83,0	73,0
W ppm	ND	ND					
Y ppm	15,7	88,2	30,0	10,1	28,8	29,9	28,2
Zn ppm	26,2	335	55,3	26,8	53,6	51,5	54,4
Zr ppm	20,0	138	66,8	14,0	64,2	61,5	65,2

ND – wartości poniżej granicy oznaczalności polowego spektrometru XRF; \* jedna wartość powyżej ND; „—” – zbiór wielomodalny  
 ND – value below the detection limit of the field XRF method; \* one value above the detection limit; „—” – multimodal dataset

Występujące głównie w próbkach brekcji anomalie MnO, MgO w powiązaniu z najwyższymi anomalnymi zawartościami CaO świadczą o występowaniu w spoiwie brekcji oprócz dolomitu i kalcytu także węgla manganu.

W profilu ediakaru stwierdzono także nieregularne występowanie pojedynczych, słabych anomalii P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Sr, Br i Pb (maksymalnie 198 ppm). Zwraca uwagę słaba anomalia TiO<sub>2</sub> występująca w sposób ciągły prawie od stropu ediakaru do głęb. 986,0 m.

Podobnie jak w skałach ordowiku, w skałach ediakaru stwierdzono występowanie wyraźnej anomalii Hg, z maksymalną, niespotykaną dotychczas w skałach ediakaru tego rejonu, zawartością Hg wyższą od 25 ppm w próbce iłowca z głęb. 1143,0–1146,0 m.

Skały ediakaru są skałami mniej zmineralizowanymi od skał ordowiku, charakteryzują się one niższymi zawartościami SiO<sub>2</sub>, MnO, SO<sub>3</sub>, As, Ba, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Sr, Te, Th, Tl i Zn.

### Brekcje

Do celów interpretacji geochemicznych wydzielano wśród badanych próbek, niezależnie od wieku, oddzielną grupę brekcji. Ze skał ordowickich i ediakarskich pobrano w sumie 18 próbek do badań laboratoryjnych (tab. 35), 10 próbek poddano badaniom przy pomocy terenowego spektrometru XRF (tab. 36).

Próbki brekcji charakteryzują się dużym rozrzutem zawartości pierwiastków wchodzących w skład minerałów skałotwórczych: Na, Mg, Si, Al, Ca oraz wartości straty prażenia. Niskie są natomiast zawartości pierwiastków wchodzących w skład kruszców.

Ogólnie można stwierdzić, że brekcje są skałami mniej zmineralizowanymi od pozostałych skał nawierconych w otworze Bibiela PIG 1.

### Skały magmowe

W otworze nawiercono 6 dajek skał magmowych o miąższościach 1,8–19,2 m. Ze skał tych pobrano 4 próbki do badań laboratoryjnych (tab. 37)

Skały magmowe nawiercone otworem Bibiela PIG 1 są skałami zmineralizowanymi. Charakteryzują się one maksymalnymi, stwierdzonymi w tym otworze, zawartościami K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ce, Cr, Nb, Sn, V, Zr oraz wyższymi niż w skałach klastycznych średnimi zawartościami As, Ba, Cs, la, Mo, Ni, Sr i Th.

Skały te charakteryzują się zróżnicowanym składem chemicznym. W trzech przebadanych próbkach stwierdzono występowanie SiO<sub>2</sub> w granicach 54,5–59,9%, co sytuuje te skały w grupie skał nasyconych krzemionką (obojętnych). W skałach tych obserwuje się obecność śladów Mo (maksymalnie 4,68 ppm, średnio 2,40 ppm). Próbka skały magmowej pobrana z głęb. 709,5 m znacznie odbiega składem chemicznym od pozostałych próbek. Charakteryzuje się ona niską zawartością SiO<sub>2</sub> – 37,3%, znacznie wyższymi niż w pozostałych próbkach zawartościami MgO (6,96%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11,2%), TiO<sub>2</sub> (2,84%), CaO (6,78%), MnO (1,08%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1,30%), SO<sub>3</sub> (0,49%) oraz Ba (0,39%), As (100 ppm), Co (27 ppm), Cr (431 ppm), Cu (183 ppm), Ni (160 ppm), Zn (91 ppm), Li, Nb, i V. W skale tej stwierdzono natomiast niższe zawartości Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O i Rb.

We wszystkich przebadanych próbkach stwierdzono podwyższone zawartości Hg (0,39–0,79 ppm).



Tabela 34 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
30	1143-1146	iłowiec						2,06		0,062	7,0	15										50,00
31	1163-1166	iłowiec		1,000						0,067												
32	1183-1186	iłowiec								0,066												
33	1203-1206	iłowiec						2,60		0,059												
34	1223-1226	iłowiec						3,16	1,057	0,065								22				
35	1243-1246	iłowiec								0,071											158	
36	1263-1266	iłowiec				0,309		3,84		0,060	7,9							25				
37	1283-1286	iłowiec						3,74		0,068								17			196	
38	1303-1306	iłowiec		1,010						0,065												
39	1316	iłowiec								0,070	7,7							17				0,07
40	1323-1326	iłowiec						4,73		0,071	9,8					242					79	0,03
41	1343-1346	iłowiec						4,40		0,060	9,1					229			19			
42	1363-1366	iłowiec							0,279	0,065	8,3								20			
43	1372,5	brekeja						11,70		0,047	22,5					402						0,03
44	1383-1386	iłowiec				0,298	6,77			0,060	10,1											
45	1403-1406	iłowiec		1,002						0,067									41			
46	1409,7	brekeja								0,056	15,2	6							21			
47	1423-1426	iłowiec		1,009				7,80		0,066									20			
48	1443-1446	iłowiec								0,059									25			
49	1463-1466	iłowiec								0,058	10,1	6										
50	1483-1486	iłowiec		1,022						0,062	9,1								26			0,06
51	1490,4	brekeja						2,75		0,062	10,5	7										0,06
52	1503-1506	iłowiec								0,058	8,5								22			
53	1523-1526	iłowiec								0,060	9,4								29			
54	1543-1546	iłowiec								0,062	7,6								31			
55	1563-1566	iłowiec		1,01						0,062												
56	1583-1586	iłowiec								0,059	8,7								31			
57	1603-1606	iłowiec								0,059	7,6								22			0,03
58	1623-1626	iłowiec								0,062	6,8								37			
59	1643-1646	iłowiec								0,059	7,7								21			

Tabela 35

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników analiz chemicznych próbek brekcji badanych metodami laboratoryjnymi. Liczba próbek: 18**

Statistical parameters of geochemical data for breccia samples obtained *via* laboratory analysis. Number of samples: 18

Pierwiastek Element	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm Arithmetic mean	Odchylenie stand. Standard deviation	Średnia geom. Geometric median	Moda Mode	Mediana Median
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub> %	28,97	72,21	54,27	11,14	53,01	—	56,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	8,57	17,12	13,44	2,34	13,23	—	13,64
MgO %	1,41	7,17	3,33	1,66	3,00	—	2,81
Na <sub>2</sub> O %	0,130	3,71	1,73	1,04	1,29	—	1,97
K <sub>2</sub> O %	1,64	4,41	2,57	0,637	2,51	—	2,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	4,71	10,05	7,45	1,20	7,35	—	7,47
TiO <sub>2</sub> %	0,362	0,978	0,759	0,177	0,736	—	0,790
CaO %	0,430	16,94	4,47	5,14	2,16	0,430	2,33
MnO %	0,118	0,566	0,270	0,116	0,248	—	0,253
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,047	0,308	0,162	0,057	0,150	0,190	0,167
SO <sub>3</sub> %	<0,010	1,23	0,090	0,288	0,012	<0,010	<0,010
LOI %	4,60	25,70	11,39	5,73	10,28	8,10	9,40
F %	<0,010	<0,010	<0,010	0	<0,010	<0,010	<0,010
Cl %	0,047	0,074	0,059	0,007	0,059	0,062	0,060
Ag ppm	<0,050	0,220	0,061	0,053	<0,050	<0,050	<0,050
As ppm	<2,00	39,0	14,6	9,94	10,4	16,0	14,5
Au ppm	<0,001	0,001	<0,001	0,274	<0,001	<0,001	<0,001
Ba ppm	87,0	873	336	215	286	—	269
Be ppm	0,490	1,11	0,806	0,193	0,783	0,840	0,840
Bi ppm	<0,050	0,420	0,158	0,103	0,122	0,250	0,155
Br ppm	3,00	7,00	4,17	1,25	4,01	3,00	4,00
Cd ppm	<0,050	0,660	0,145	0,185	0,079	<0,050	0,085
Ce ppm	6,00	69,0	42,0	17,1	36,8	53,0	42,0
Co ppm	9,00	27,0	15,1	5,06	14,4	14,0	14,0
Cr ppm	13,0	59,0	43,9	13,6	41,2	53,0	48,5
Cs ppm	0,700	2,46	1,67	0,410	1,61	1,71	1,71
Cu ppm	11,1	82,9	36,5	20,0	31,9	—	31,7
Ga ppm	10,0	22,0	15,2	3,37	14,9	16,0	16,0
Hf ppm	<3,00	10,0	5,06	2,06	4,59	5,00	5,00
Hg ppm	0,019	0,075	0,051	0,027	0,044	—	0,061
La ppm	5,00	45,0	30,6	11,0	27,7	32,0	32,0
Li ppm	3,40	34,9	12,5	9,78	9,76	6,60	8,20
Mo ppm	0,050	1,74	0,339	0,474	0,197	0,140	0,170
Nb ppm	10,0	19,0	13,9	2,24	13,8	15,0	14,0
Ni ppm	15,0	44,0	28,2	7,94	27,1	38,0	26,5
Pb ppm	1,83	73,6	14,5	19,7	8,01	—	7,16
Rb ppm	55,0	134	83,1	19,4	81,1	72,0	79,0
Se ppm	<2,00	<2,00	<2,00	0	<2,00	<2,00	<2,00
Sn ppm	<0,500	0,800	<0,500	0,161	<0,500	<0,500	<0,500
Sr ppm	71,0	437	190	105	166	139	170
Te ppm	<0,100	<0,100	<0,100	0	<0,100	<0,100	<0,100
Th ppm	5,00	13,0	9,44	2,09	9,19	11,0	10,0

Tabela 35 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Tl ppm	<0,050	0,260	0,109	0,068	0,084	<0,050	0,115
V ppm	51,0	115	89,6	17,9	87,6	100	94,5
W ppm	<0,100	0,200	<0,100	0,038	<0,100	<0,100	<0,100
Y ppm	22,0	53,0	33,2	8,21	32,3	34,0	33,0
Zn ppm	59,0	262	93,9	54,0	85,3	59,0	81,0
Zr ppm	144	316	185	38,2	182	167	179

LOI – strata prażenia; „—” – zbiór wielomodalny

LOI – loss ignition; „—” – multimodal dataset

Tabela 36

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników z pomiarów terenowym spektrometrem XRF próbek brekcji. Liczba próbek: 10**

Statistical parameters of geochemical data for breccia samples obtained *via* portable X-ray fluorescent analyser (XRF). Number of samples: 10

Pierwiastek Element	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean	Odchylenie stand. Standard deviation	Średnia geom. Geometric mean	Moda Mode	Mediana Median
K <sub>2</sub> O %	1,21	3,75	2,63	0,800	2,50	—	2,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	2,74	8,23	5,60	1,45	5,41	—	5,95
TiO <sub>2</sub> %	0,526	1,06	0,863	0,189	0,841	—	0,937
CaO %	0,398	15,32	2,34	4,59	1,04	—	0,687
MnO %	0,071	0,380	0,156	0,120	0,126		0,088
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	ND	1,23	0,403	0,338	0,329	ND	ND
SO <sub>3</sub> %	ND	1,16	0,147	0,357	0,037	ND	ND
Cl %	0,017	0,040	0,028	0,007	0,027	0,025	0,027
Ag ppm	ND	ND					
As ppm	8,40	48,5	21,7	13,9	18,3	14,8	16,6
Bi ppm	ND	ND					
Cd* ppm	ND	10,0					
Co ppm	ND	ND					
Cr ppm	28,0	69,0	54,8	12,6	53,2	—	57,0
Cu ppm	10,8	37,0	19,2	7,65	18,0	19,0	17,5
Hg ppm	ND	3,40	1,70	1,12	1,43	ND	ND
Mo ppm	ND	3,70	1,92	1,05	1,67	ND	ND
Ni ppm	ND	50,0	31,1	14,2	27,4	ND	30,5
Pb ppm	ND	11,8	5,19	3,59	4,16	ND	4,55
Rb ppm	37,5	123	89,7	25,5	85,6	—	90,5
Sb ppm	ND	ND					
Se ppm	ND	ND					
Sn ppm	ND	22,0	11,2	3,79	10,8	ND	ND
Sr ppm	97,7	161,0	122,0	18,2	121,0	—	120,0
Th ppm	5,40	15,1	12,0	3,00	11,5	—	12,8
U ppm	ND	ND					
V ppm	28,0	83,0	60,8	15,6	58,3	65,0	64,5
W ppm	ND	ND					
Y ppm	18,6	41,1	24,6	6,61	24,0	—	22,4
Zn ppm	23,2	73,4	47,2	16,0	44,5	—	49,1
Zr ppm	35,2	83,8	61,4	14,7	59,6	—	61,3

ND – wartości poniżej granicy oznaczalności polowego spektrometru XRF; \* jedna wartość powyżej ND; „—” – zbiór wielomodalny  
 ND – value below the detection limit of the field XRF method; \* one value above the detection limit; „—” – multimodal dataset

Tabela 37

**Podstawowe parametry statystyczne uzyskanych wyników analiz chemicznych próbek skał magmowych badanych metodami laboratoryjnymi. Liczba próbek: 4**

Statistical parameters of geochemical data for samples of igneous rocks obtained *via* laboratory analysis. Number of samples: 4

Pierwiastek Element	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Średnia arytm. Arithmetic mean
1	2	3	4
SiO <sub>2</sub> %	37,27	59,88	52,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	10,85	14,65	13,60
MgO %	2,02	6,96	3,66
Na <sub>2</sub> O %	0,74	1,90	1,22
K <sub>2</sub> O %	2,42	7,27	4,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	5,13	11,20	6,70
TiO <sub>2</sub> %	0,771	2,84	1,32
CaO %	1,94	6,78	4,37
MnO %	0,114	1,08	0,404
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,323	1,30	0,573
SO <sub>3</sub> %	0,020	0,490	0,163
LOI %	5,50	16,50	10,20
F %	<0,010	<0,010	<0,010
Cl %	0,056	0,069	0,065
Ag ppm	<0,050	0,080	<0,050
As ppm	14,0	100	40,5
Au ppm	<0,001	<0,001	<0,001
Ba ppm	916	3887	1731
Be ppm	0,370	1,27	0,675
Bi ppm	<0,050	0,110	0,074
Br ppm	3,00	5,00	3,75
Cd ppm	<0,050	0,160	0,079
Ce ppm	81,0	176	130
Co ppm	8,00	27,0	13,8
Cr ppm	8,00	431	117
Cs ppm	1,47	6,52	3,99
Cu ppm	15,7	183	76,8
Ga ppm	19,0	20,0	19,8
Hf ppm	3,00	7,00	5,25
Hg ppm	0,380	0,790	0,585
La ppm	57,0	95,0	79,3
Li ppm	3,10	27,8	12,3
Mo ppm	1,36	4,68	2,40
Nb ppm	10,0	63,0	24,5
Ni ppm	15,0	160	56,5
Pb ppm	2,78	6,32	4,45
Rb ppm	29,0	99,0	76,3
Se ppm	<2,00	<2,00	<2,00
Sn ppm	0,700	0,900	0,800

Tabela 37 cd.

1	2	3	4
Sr ppm	211	343	267
Te ppm	<0,100	<0,100	<0,100
Th ppm	<3,00	22,0	16,4
Tl ppm	0,120	0,170	0,150
V ppm	116	317	173
W ppm	0,100	0,100	0,100
Y ppm	15,0	22,0	18,0
Zn ppm	34,0	91,0	50,8
Zr ppm	222	397	283

LOI – strata prażenia / loss ignition

Obecność w skałach magmowych przejawów mineralizacji kruszcowej i hydrotermalnych przeobrażeń pozwala sądzić, że skały te były źródłem śladowej mineralizacji obserwowanej w klastycznych skałach ordowiku.

### Tufity

Z głęb. 492,2 m pobrano próbkę szarego iłowca z cienkimi, jasnobrązowymi przewarstwieniami, które określone zostały jako tufity. Wyniki laboratoryjnej analizy chemicznej tej próbki przedstawiono w tabeli 38.

Skała ta różni się pod względem chemicznym od otaczających skał ordowickich. Zawiera ona niższe zawartości SiO<sub>2</sub> i V, natomiast oznaczono w niej maksymalne, stwierdzone w otworze zawartości Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,9%) i Th (31 ppm) oraz wysokie zawartości Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O i Rb. W próbce z tufitami występują też niewielkie zawartości Cu (43 ppm), Zn (239 ppm) i Pb (68 ppm).

### PODSUMOWANIE

W profilu triasu otworu Bibiela PIG 1 stwierdzono obecność podwyższonych zawartości Pb, Ag, As, SO<sub>3</sub>, Zn, Cd i Tl. Podwyższone zawartości tych pierwiastków świadczą o obecności w tych skałach śladów Pb-Zn mineralizacji typu *Mississippi Valley* powszechnej w triasie rejonu śląsko-kra-kowskiego.

Skały paleozoiczne i neoproterozoiczne, mimo znacznego zaangażowania tektonicznego, użycienia i obecności licznych stref brekcji, charakteryzują się niskimi zawartościami pierwiastków wchodzących w skład rud.

W skałach dewońskich występują jedynie śladowe zawartości wolframu (do 1,6 ppm).

Najbardziej zmineralizowanymi skałami otworu są skały ordowickie oraz tnące je dajki skał magmowych. W klastycznych utworach ordowiku stwierdzono maksymalną zawartość Cu – 0,14% oraz podwyższone zawartości Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO, SO<sub>3</sub>, As, Mo, Ni, Te, Th i Zn. Maksymalne zawartości tych pierwiastków grupują się w stropie ordowiku

i w najbliższym otoczeniu skał magmowych, co sugeruje ich związek z procesami hydrotermalnymi związanymi z dajkami skał magmowych.

Skały magmowe mają zróżnicowany skład chemiczny – zawartości  $\text{SiO}_2$  wahają się w granicach 37,3–59,9%. Charakteryzują się maksymalnymi, stwierdzonymi w tym otworze, zawartościami  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ce, Cr, Nb, Sn, V, Zr oraz wyższymi niż w skałach klastycznych średnimi zawartościami As, Ba, Cs, La, Mo, Ni, Sr i Th. Obecność w skałach magmowych przejawów mineralizacji kruszcowej oraz hydrotermalnych przeobrażeń pozwala sądzić, że skały te były źródłem śladowej mineralizacji obserwowanej w klastycznych skałach ordowiku.

Skały ediakaru są skałami mniej zmineralizowanymi od skał ordowiku i skał magmowych. Obserwuje się w nich wyższe niż w skałach ordowickich zawartości jedynie litofilnych pierwiastków wchodzących w skład minerałów skałotwórczych – Al, Mg, Na, Ca oraz Li i Y.

Próbki brekcji charakteryzują się dużym rozrzutem zawartości pierwiastków wchodzących w skład minerałów skałotwórczych: Na, Mg, Si, Al, Ca oraz wartości straty prażenia. Niskie są natomiast zawartości pierwiastków wchodzących w skład kruszców.

W próbce pobranej z żyły kalcytowo-kwarcowej nie stwierdzono obecności podwyższonych zawartości pierwiastków rudnych, występują natomiast wyższe zawartości pierwiastków ziem rzadkich: Ce – 146 ppm, La – 100 ppm i Y – 109 ppm.

Próbka iłowca z cienkimi warstewkami tufitów różni się pod względem chemicznym od otaczających skał ordowickich, ponieważ oznaczono w niej maksymalne, stwierdzone w otworze zawartości  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (13,9%) i Th (31 ppm) i wysokie zawartości  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO,  $\text{K}_2\text{O}$  i Rb oraz ślady Cu, Pb i Zn.

Zwraca uwagę obecność znacznie wyższych od dolnych granic anomalii pewnej zawartości Hg. Zawartości te wahają się w granicach od 0,19 do >25,0 ppm i występują, niezależnie od litologii w profilu całego otworu. Najwyższe zawartości Hg obserwuje się w strefach skał okruszczonych (głównie pirytem), co sugeruje związek tych anomalii z procesami hydrotermalnymi. Dotychczas anomalia Hg nie była obserwowana w paleozoicznych i prekambryjskich skałach rejonu krakowsko-lublinieckiego.

Ogólnie można stwierdzić, że skały otworu Bibiela FIG 1 są skałami słabo zmineralizowanymi, obserwuje się w nich jedynie ślady mineralizacji typu porfirowego powszechnie występującej w paleozoiku i prekambryjskim regionu śląsko-krakowskiego.

Tabela 38

## Analiza chemiczna próbki iłowca przewarstwowanego tufitem z głęb. 492,2 m

Geochemical analysis of claystone interbedded with tuffite from a depth of 492.2 m

Howitec / tuffit Claystone / Tuffite		%														ppm																														
$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	( $\text{SO}_3$ )	(Cl)	(F)	LOI	SUMA	Ba	Br	Ce	Co	Cr	Ga	Hf	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Th	V	Y	Zr	Li	Be	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Te	W	Cs	Tl	Pb	Bi
41,95	0,419	17,5	13,9	0,574	4,44	0,79	0,32	4,62	0,074	0,04	0,065	<0,01	15,4	99,67	307	3	16	16	6	16	8	<5	17	47	142	120	31	30	52	2,9	1,13	42,66	239	3	<2	0,18	0,05	0,24	0,6	<0,1	<0,1	3,35	0,21	67,53	0,38	

Jacek GRABOWSKI, Jerzy NAWROCKI, Krzysztof WAŚKIEWICZ

## BADANIA PALEOMAGNETYCZNE ORAZ ANIZOTROPII PODATNOŚCI MAGNETYCZNEJ SKAŁ ORDOWIKU I EDIAKARU

### CEL BADAŃ I OPRÓBOWANIE

Odwiertenie niemal w pełni rdzeniowanego otworu Bi-biela PIG 1, przebijającego skały ordowiku i nawiercającego znacznej miąższości utwory ediakaru, stwarzało unikalną okazję do przeprowadzenia badań paleomagnetycznych utworów, których odsłonięty pełny profil jest niedostępny na powierzchni. Ze względu na ograniczenia środków finansowych oraz niepewność co do rzeczywistego następstwa i kompletności profilu odwierconych skał, oferta badań paleomagnetycznych mogła mieć ograniczony zakres i badania te miały jedynie charakter rozpoznawczy. Głównym celem badań było stwierdzenie przydatności skał ordowiku i ediakaru do badań paleomagnetycznych, wydzielenie i datowa-

nie charakterystycznych kierunków namagnesowania, oraz próba reorientacji struktur tektonicznych obserwowanych w otworze. Dodatkowo, podjęto próbę reorientacji głównych osi paleonaprężeń, zapisanych w skałach, na podstawie analizy kierunków głównych osi elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej (AMS).

Do badań pobrano 30 fragmentów rdzenia (zwanymi dalej stanowiskami), ponumerowanych od B1 do B30. Stanowiska B1–B20 pochodziły ze skał ordowiku, natomiast B21–B30 ze skał ediakaru. Wykaz stanowisk, wraz z głębokością, przedstawia tabela 39. Stanowiska były zorientowane wyłącznie w zakresie góra–dół.

Tabela 39

#### Wykaz opróbowanych stanowisk i ich parametry petromagnetyczne

List of sampling sites and their petromagnetic parameters

Stanowisko Site	Głębokość [m] Depth [m]	MS [ $10^{-6}$ SI]	Stratygrafia Stratigraphy	Inrm [ $10^{-4}$ A/m]	Uwagi Remarks
1	2	3	4	5	6
B1	308,5	212,80	ordowik	5,395	–
B2	317,5	67,73	ordowik	1,575	–
B3	359,2	394,20	ordowik	0,865	–
B4	392,3	361,80	ordowik	1,946	–
B5	419,4	192,30	ordowik	1,780	–
B6	441,3	116,60	ordowik	1,176	–
B7	465,3	244,00	ordowik	1,973	–
B8	491,4	206,00	ordowik	2,446	–
B9	519,2	258,70	ordowik	3,207	–
B10	553,6	311,80	ordowik	119,600	1/2 m pod lamprofirem
B11	562,3	192,70	ordowik	7,331	–
B12	581,4	431,40	ordowik	4,789	–
B13	604,7	278,00	ordowik	5,136	–
B14	635,9	253,00	ordowik	2,947	–
B15*	648,8	–	ordowik	–	–
B16	653,0	459,60	ordowik	17,760	–
B17*	660,3	–	ordowik	–	–
B18	693,5	380,40	ordowik	15,600	–
B19*	694,9	–	ordowik	–	–
B20	702,6	404,80	ordowik	9,046	–
B28	768,0	436,80	ediakar	67,340	czerwona

Tabela 39 cd.

1	2	3	4	5	6
B27	1001,0	502,30	ediakar	20,690	–
B26	1003,0	541,50	ediakar	18,980	–
B30	1183,0	531,90	ediakar	42,380	–
B21	1184,0	495,20	ediakar	31,510	–
B22	1189,2	543,30	ediakar	25,440	–
B23	1192,3	568,40	ediakar	19,230	–
B24	1193,7	474,90	ediakar	28,180	–
B29	1198,0	467,50	ediakar	15,860	–
B25	1199,0	480,50	ediakar	19,370	–

MS – podatność magnetyczna; Inrm – natężenie naturalnej pozostałości magnetycznej; \*próbki rozpadły się podczas cięcia w laboratorium

MS – magnetic susceptibility; Inrm – intensity of natural remanent magnetization; \*samples disintegrated while cutting;

## METODYKA

Z 27 stanowisk wycięto po dwie próbki cylindryczne o standardowych wymiarach 2,5 cm średnicy oraz 2,2 cm wysokości (3 fragmenty rdzenia, B15, B17 i B19 uległy dezintegracji podczas wiercenia i nie uzyskano z nich standardowych próbek). Próbki wycinano prostopadłe do osi rdzenia, przyjmując arbitralnie azymut linii orientacji = 0°. Upad linii orientacji w każdym przypadku wynosił 90°. Przed przystąpieniem do pomiarów petro- i paleomagnetycznych zmierzono położenie warstw, widocznych w rdzeniu względem azymutu orientacji (umowny azymut 0°) oraz upad warstw. Parametry położenia warstw były wprowadzane do urządzeń pomiarowych podczas pomiarów AMS oraz namagnesowania. Każde stanowisko zostało umownie zorientowane. Przykłady orientacji stanowisk i pomiaru upadu przedstawiono na figurach 60 i 61.

Wszystkie eksperymenty paleo- i petromagnetyczne zostały wykonane w Laboratorium Paleomagnetycznym

Państwowego Instytutu Geologicznego-Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB). Podatność magnetyczną próbek mierzono w 15 położeniach za pomocą mostka MFK-1 (AGICO, Brno). Główne osie AMS obliczano za pomocą programu SAFYR6. Pomiarów natężenia i kierunków naturalnej pozostałości magnetycznej (NRM) próbek dokonywano za pomocą magnetometru rotacyjnego JR6A (AGICO, Brno). Rozmagnesowanie termiczne próbek skalnych przeprowadzono w piecu MMTD1 (Magnetic Measurements, UK). Próbki rozmagnesowano w temperaturach: 100, 150, 200, 250, 300, 350, 375, 425, 450, 465 i 490°C. Po każdym stopniu rozmagnesowania przeprowadzano pomiar podatności magnetycznej wszystkich próbek w celu uchwycenia zmian mineralogicznych, które miały miejsce podczas wygrzewania próbki. Charakterystyczne kierunki (składowe) namagnesowania obliczano, stosując program komputerowy REMASOFT (Chadima, Hroudá, 2006).

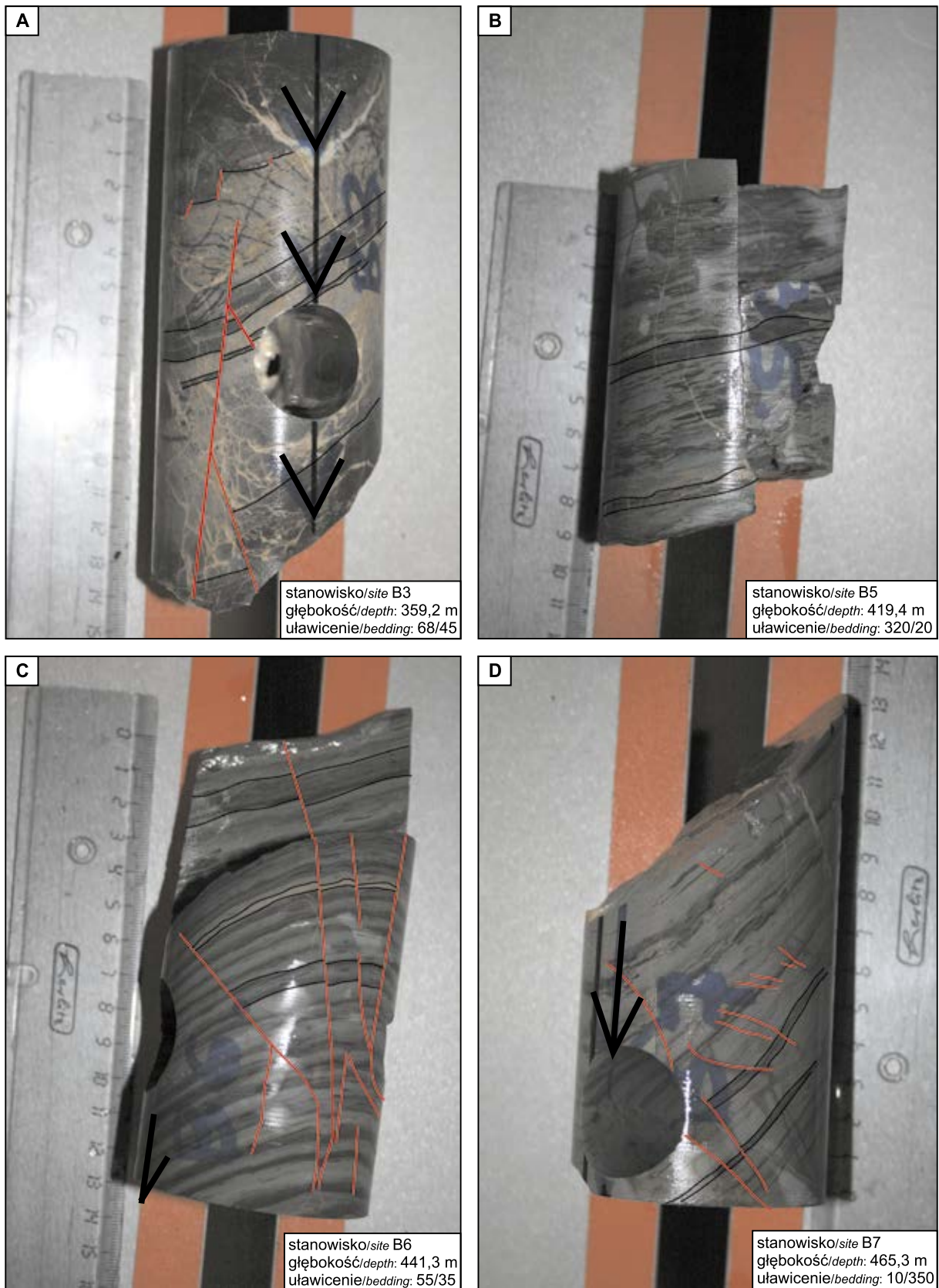
## REZULTATY BADAŃ

### Badania petromagnetyczne

Skały ediakaru wykazywały w zasadzie silniejsze własności magnetyczne niż skały ordowiku. Wartości MS skał ediakaru były bliskie  $500 \times 10^{-6}$  SI, natomiast natężenia NRM przekraczały  $10^{-3}$  A/m (tab. 39, fig. 62). Natężenia NRM skał ordowickich tylko rzadko przekraczały wartości  $10^{-3}$  A/m. Wyjątkiem jest tu próbka ze stanowiska B10, gdzie natężenie NRM wynosiło aż  $119,6 \times 10^{-4}$  A/m (fig. 62). Stanowisko to usytuowane jest ok 0,5 m pod intruzją lamprofiru, należy więc sądzić, że silne namagnesowanie w tym stanowisku utrwaliło się w wyniku przemagnesowania termicznego (?) wskutek oddziaływania intruzji.

Stanowiska ordowiku wykazują w profilu pionowym wyraźnie malejący trend MS (z drugorzędnymi fluktuacjami), od wartości  $400\text{--}500 \times 10^{-6}$  SI w spągu do  $100\text{--}200 \times 10^{-6}$  SI w stropie (fig. 62). Podatność magnetyczna większości próbek koreluje się pozytywnie z natężeniem NRM (fig. 63A), co może wskazywać, że nośnikami MS są w dużej mierze minerały ferromagnetyczne.

Stopniowe nakładanie izotermicznej pozostałości magnetycznej (IRM) wskazuje, że zarówno w ordowiku, jak i ediakarze przeważają minerały o niskiej koercji. (fig. 63B, C). Próbki zasadniczo osiągają namagnesowanie nasycenia już w 400 mT co jednoznacznie wskazuje, że dominującym nośnikiem namagnesowania jest magnetyt. Badania IRM



**Fig. 60. Przykłady orientacji stanowisk skał ordowiku: B3 (A), B5 (B), B6 (C) i B7 (D)**

Zaznaczono linie orientacji stanowiska (w dół, gruba pionowa linia), uławiczenie (czarne) oraz drobne uskoki (czerwone)

Orientation of Ordovician rocks sites: B3 (A), B5 (B), B6 (C) and B7 (D)

Site orientation - thick vertical line – (downwards), bedding (thin black lines), small faults (red lines)

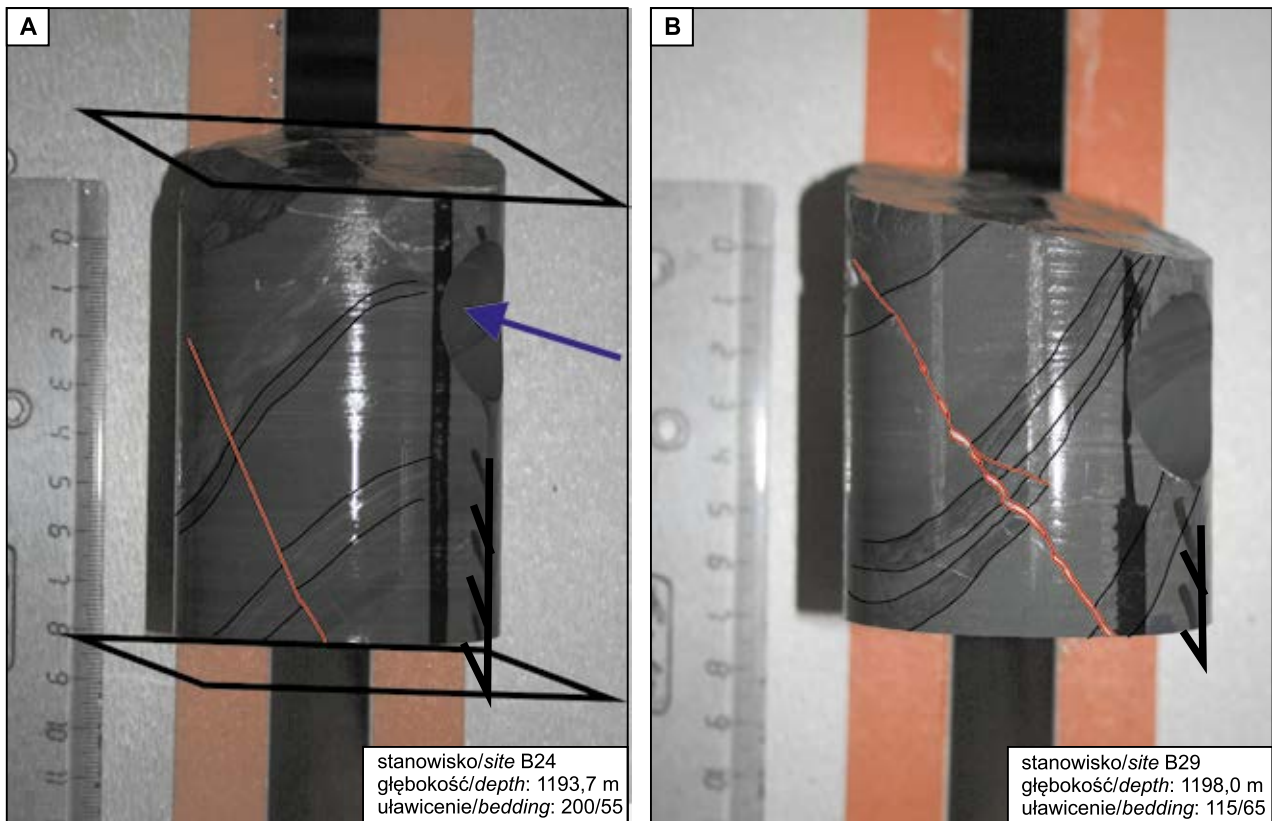


Fig. 61. Przykłady orientacji stanowisk skał ediakaru: B24 (A) i B29 (B)

Objaśnienia zob. fig. 60

Orientation of Ediacaran rocks: sites B24 (A) i B29 (B)

For explanations, see Fig. 60

potwierdzają, że próbki skał ediakaru zawierają znacznie więcej minerałów ferromagnetycznych niż skał ordowiku. W stanowisku B28 (czerwony mułowiec) głównym nośnikiem namagnesowania jest najprawdopodobniej hematyt.

#### Badania anizotropii podatności magnetycznej

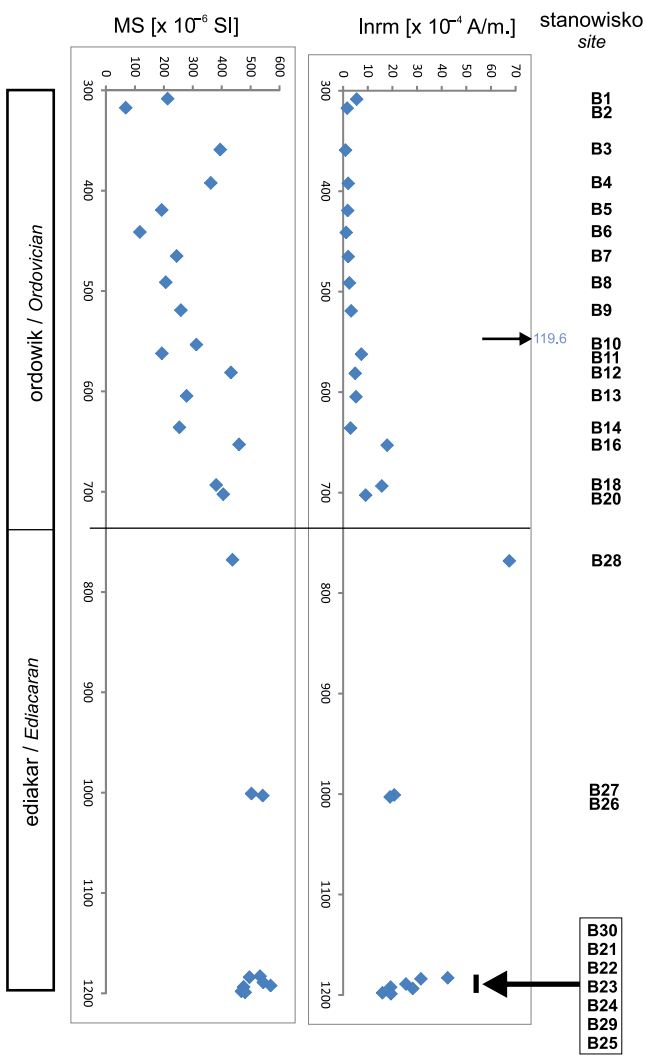
Skały ediakaru i ordowiku różnią się wyraźnie pod względem anizotropii podatności magnetycznej. Skały ediakaru wykazują tzw. normalną teksturę magnetyczną (ang. *normal magnetic fabric*). Charakteryzuje się ona dobrym skupieniem osi minimalnej podatności ( $K_{min}$ ) w rejonie bieguna warstwy (fig. 64A). Świadczy to o istnieniu wyraźnej foliacji, równoległej do uławicenia, związanej najprawdopodobniej z kompaktacją warstw. Foliacja przeważa nad linacją ( $T > 0$ , fig. 65A), co jest typowe dla stosunkowo słabo zdeformowanych skał osadowych (Tarling, Hrouda, 1993). Tylko próbki z dwóch stanowisk, B 23 i B 24, wykazują horyzontalne położenie osi  $K_{min}$  (w płaszczyźnie uławicenia), co może wskazywać na istnienie odwrotnej tekstury magnetycznej (ang. *inverse magnetic fabric*), gdzie na skutek efektów mineralogicznych osie mogą zamieniać się miejscami (Rochette, 1988). Stopień anizotropii

$P_j$  na ogół wzrasta wraz ze wzrostem podatności (fig. 65B), co wskazuje, że nośniki AMS są również głównymi nośnikami podatności magnetycznej.

Struktura AMS skał ordowiku jest bardziej skomplikowana. Osie minimalnej podatności ( $K_{min}$ ) są z reguły równoległe do uławicenia, natomiast osie maksymalnej podatności ( $K_{max}$ ) grupują się z reguły w pobliżu bieguna warstwy (fig. 64B). Taki rozkład głównych osi AMS wskazuje na istnienie odwrotnej tekstury magnetycznej (Rochette, 1988). Obserwuje się słabą pozytywną korelację pomiędzy stopniem anizotropii ( $P_j$ ) a podatnością magnetyczną ( $K_m$ ) – figura 65A. Parametr  $T$  przyjmuje zarówno wartości dodatnie jak i ujemne, przy czym przewaga lineacji ( $T < 0$ ) występuje raczej w próbkach o wyższym stopniu anizotropii (fig. 65B).

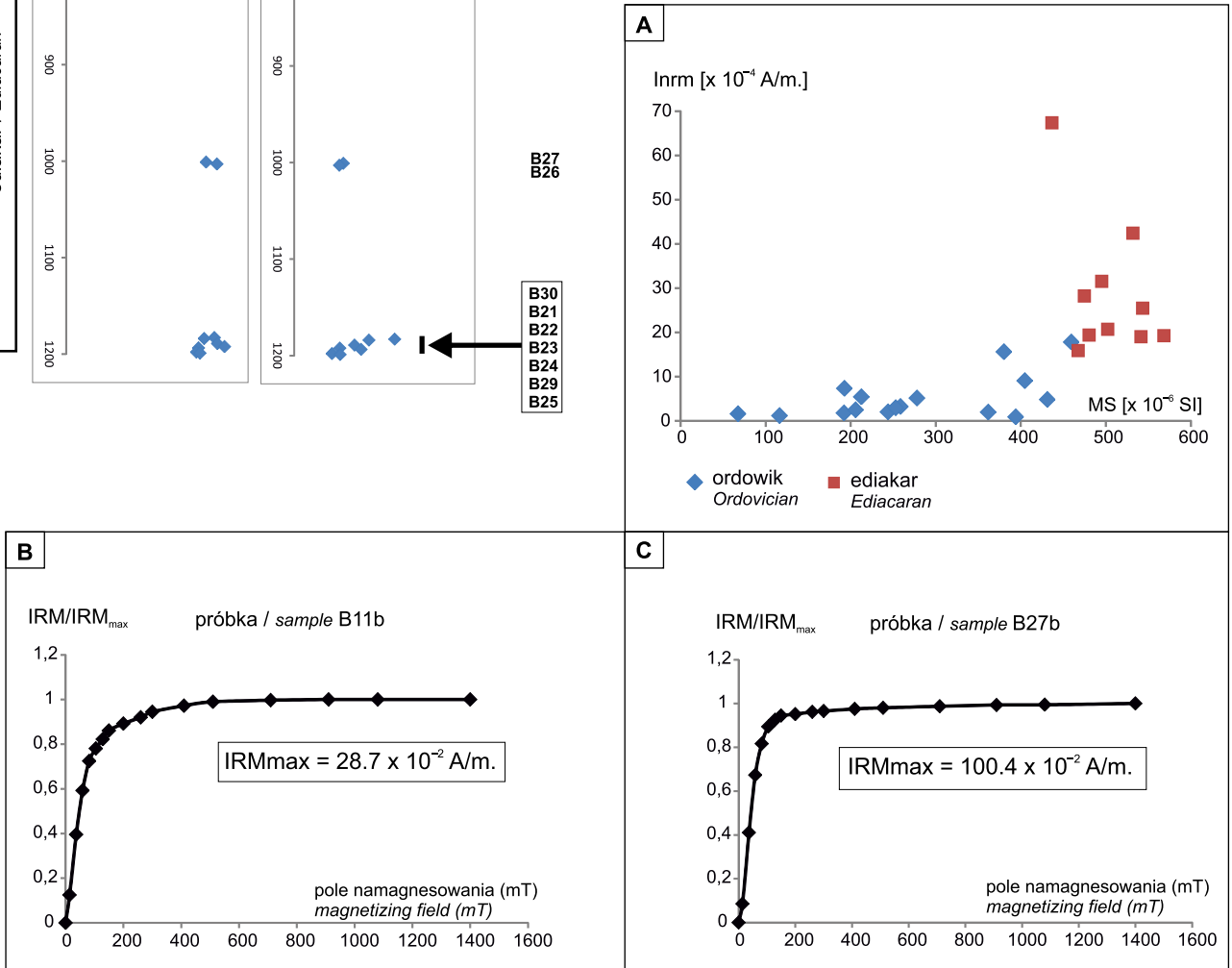
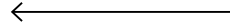
#### Rozmagnesowanie termiczne

Próbki rozmagnesowano termicznie do maksymalnych temperatur 400–490°C. Rozmagnesowanie większości próbek ordowiku przerwano na 400°C, ze względu na znaczny wzrost podatności magnetycznej w trakcie wygrzewania. Podatność magnetyczna w większości próbek ordowiku



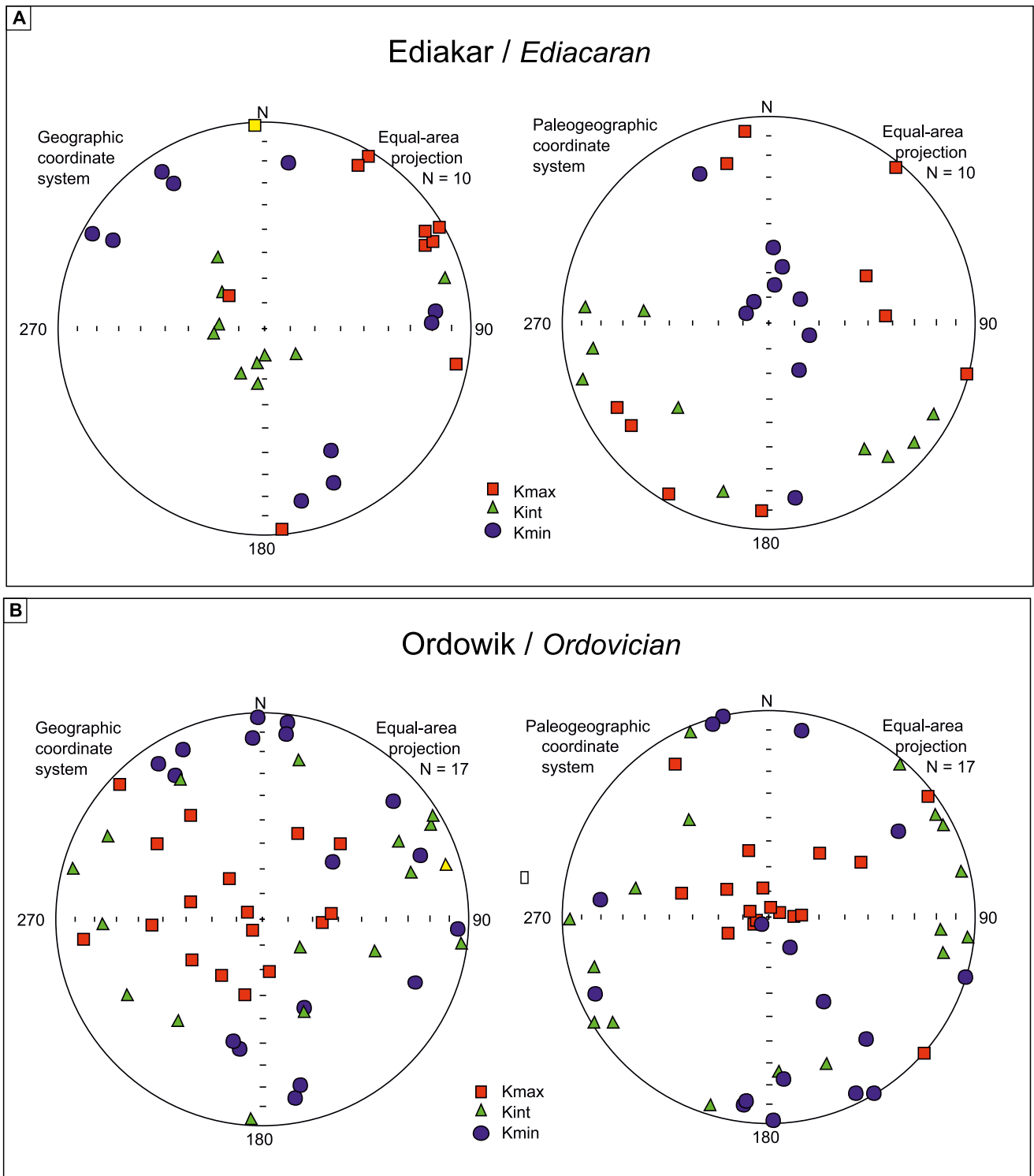
**Fig. 62. Zmiany podatności magnetycznej (MS) i natężenia naturalnej pozostałości magnetycznej (Inrm) w skałach ordowiku i ediakaru**

Magnetic susceptibility (MS) and intensity of natural remanent magnetization ((Inrm) in the Ordovician and Ediacaran rocks



**Fig. 63. A. Zależności pomiędzy podatnością magnetyczną (MS) a natężeniem naturalnej pozostałości magnetycznej (Inrm), dla stanowisk ediakaru i ordowiku (bez anomalnej próbki ze stanowiska B10). B i C. Stopniowe nakładanie izotermicznej pozostałości magnetycznej (IRM) dla próbki B11b (ordowik) i próbki B27b (ediakar)**

A. Plot of magnetic susceptibility (MS) vs intensity of natural remanent magnetization (Inrm) for Ediacaran and Ordovician sites (without anomalous specimen from site B10). B and C. Stepwise acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) for specimen B11b (Ordovician) and B27b (Ediacaran)



**Fig. 64. Projektja stereograficzna głównych osi anizotropii magnetycznej dla skał ediakaru (A) i ordowiku (B): przed korekcją tektoniczną (lewy diagram) i po korekcji tektonicznej (prawy diagram)**

Kmax/Kint/Kmin – oś maksymalnej/pośredniej/minimalnej podatności; N – liczba próbek

Stereographic projection of principal AMS axes for Ediacarian (A) and Ordovician (B). Left diagrams – before tectonic correction; right diagrams – after tectonic correction

Kmax/Kint/Kmin – maximum/intermediate/minimum magnetic susceptibility axes; N – number of samples

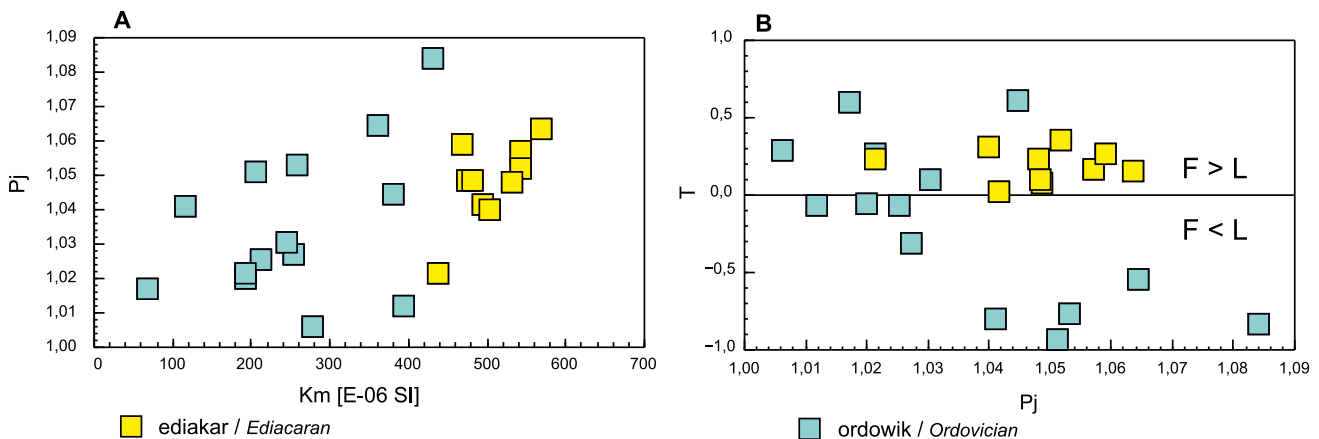


Fig. 65. Zależności pomiędzy parametrami anizotropii magnetycznej w skałach ediakaru i ordowiku

Km – podatność średnia; Pj – stopień anizotropii; T – parametr kształtu; F – foliacja; L – lineacja

Correlation between magnetic anisotropy parameters in the Ediacaran and Ordovician

Km – mean volume susceptibility; Pj – degree of anisotropy; T – shape parameter; F – foliation; L – lineation

wzrastała kilkakrotnie w przedziale 300–400° (zob. Nawrocki, Grabowski, ten tom). Wzrost podatności w tym przedziale temperatur może być związany z obecnością syderytu i jego transformacją w magnetyt podczas wygrzewania (Pan i in., 2000). Na obecność syderytu w skałach ordowiku może także wskazywać odwrotna tekstura magnetyczna obserwowana w tych skałach. Próbkki ediakaru rozmagnesowywano do wyższych temperatur, na ogół do 465–490°C. Zasadniczy wzrost podatności zachodził między 400 a 500°C, co wskazuje raczej na obecność pirytu oraz produkcję wtórnego magnetytu z minerałów ilastych (zob. Grabowski, 2000 i literatura tamże).

W próbkach ordowiku i ediakaru wyróżniono dwie składowe namagnesowania: A i B (zob. tab. 39), różniące się temperaturami odblokowującymi. Składowa A wykazywała

niskie temperatury odblokowujące (100–300°C), natomiast składowa B – wyższe (250–490°C). Składowa B występowała we wszystkich próbkach i można było obliczyć jej kierunek. Składowa A była wyraźnie słabsza w próbkach ordowickich (B1–B20) i nie zawsze było możliwe obliczenie jej kierunku (tab. 40). Inklinacje składowej A są dość rozproszone (77–22°). Inklinacje składowej B wahają się w znacznie węższym zakresie: od –22 do +34° w próbkach ordowickich (w układzie przed korekcją tektoniczną, wartość średnia  $I = 0,25^\circ$ , odch. st. = 9,41) i od 4 do 23° w próbkach ediakaru (wartość średnia  $I = 12,9^\circ$ , odch. st. = 3,22) (tab. 40) (fig. 66). Generalnie, rezultaty rozmagnesowania termicznego ze skał ediakaru są dużo lepszej jakości, niż ze skał ordowickich.

## DYSKUSJA I INTERPRETACJA

### Wiek namagnesowania i kierunki referencyjne

Temperatury odblokowujące składowej A wskazują, że może mieć ona charakter współczesnej lepkiej pozostałości magnetycznej (VRM, ang. *viscous remanent magnetization*; zob. Rolph i in., 1995) utrwalonej w normalnym reżimie pola geomagnetycznego w trakcie ostatnich 730 000 lat. Jednak, stosunkowo duży rozrzut inklinacji wskazuje, że składowa A może być wektorem wypadkowym, pomiędzy współczesną VRM a składową B. Dlatego też składowa A nie może być w tym przypadku narzędziem do orientacji badanych fragmentów rdzeni.

Wiek kierunków namagnesowania w badaniach paleomagnetycznych określa się za pomocą testów fałdowych. W przypadku materiału z rdzeni, gdzie poszczególne ich

fragmenty nie mają wspólnej orientacji, stosuje się test inklinacji (Enkin, Watson, 1996). Test inklinacji dla składowej B wskazuje, że zarówno w ordowiku, jak i ediakarze najlepszą zbieżność inklinacji uzyskuje się przy 40% korekcji na upad warstw (fig. 67). Inklinacje składowej B uzyskują wtedy wartość 20° dla skał ediakaru oraz 6,6° dla utworów ordowiku. Inklinacje te wskazują, że składowa B w skałach ordowiku została utrwalona na paleoszerokości 4° (N lub S). Z kolei, skały ediakaru zostały przemagnesowane na paleoszerokości ok. 10° (N lub S). Czas przemagnesowania można więc zidentyfikować, porównując uzyskane paleoszerokości z krzywą dryftu kontynentu Baltiki w wendzie i paleozoiku (Nawrocki, Poprawa, 2006) oraz masywu Brunovistulicum w późnym paleozoiku (Grabowski i in., 2008), zob. fig. 68. Skały ordowiku mogły znaleźć się na paleosze-

Tabela 40

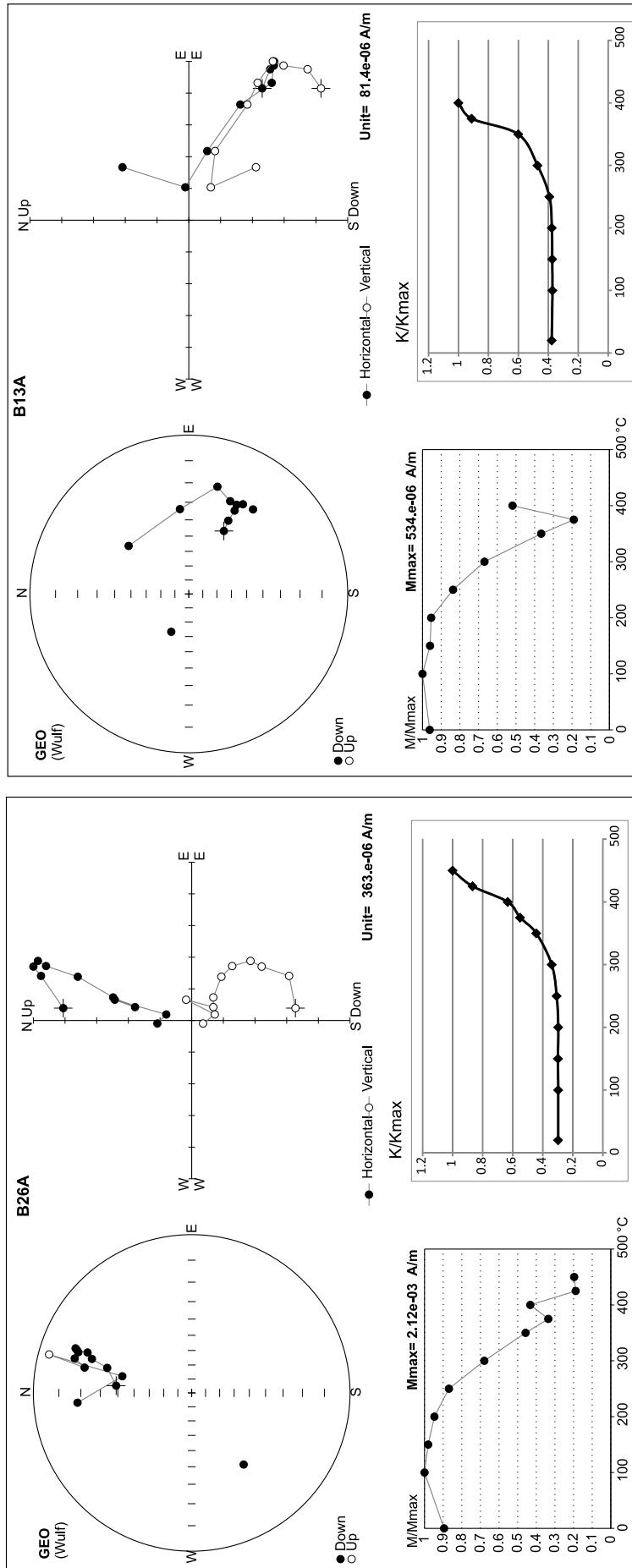
## Ordovik. Składowe namagnesowania i korekcja tektoniczna warstw

Ordovician. Components of magnetization and corrected bedding position

Stanowisko Site	Składowa A Component A (D/I)	Składowa B Component B (D <sub>b</sub> /I <sub>b</sub> )	Położenie warstw (az. up./upad) Bedding position (dip azimuth/dip)	D <sub>ref</sub> -D <sub>b</sub> (Δ)	Skorygowane położenie warstw (az. up. + Δ) Corrected bedding position (dip azimuth + Δ)
1	2	3	4	5	6
B1	235/70 (btc)	<b>169/-1 (btc)</b> 170/6 (atc)	280/20	31 (CW)	311/20
B2	7/63 (btc)	<b>325/-18 (btc)</b> 324/9 (atc)	120/30	-125 (CCW)	355/30
B3	-	<b>284/-22 (btc)</b> 283/15 (atc)	68/45	-84 (CCW)	344/45
B4	-	<b>251/2 (btc)</b> 251/47 (atc)	70/45	-51 (CCW)	19/45
B5	177/57 (btc)	<b>230/-10 (btc)</b> 226/-9 (atc)	320/20	-30 (CCW)	290/20
B6	-	<b>339/0 (btc)</b> 337/-8 (atc)	55/35	-139 (CCW)	276/35
B7	354/42 (btc)	<b>210/0 (btc)</b> 219/46 (atc)	10/50	-10 (CCW)	0/50
B8	-	<b>217/6 (btc)</b> 219/41 (atc)	30/35	-17 (CCW)	13/35
B9	182/22 (btc)	<b>186/4 (btc)</b> 187/0 (atc)	270/35	14(CW)	284/35
B10	-	<b>47/44 (btc)</b> 38/17 (atc)	120/30	162 (CW)	282/30
B11	-	<b>324/34 (btc)</b> 343/25 (atc)	50/35	-124 (CCW)	286/35
B12	-	<b>254/8 (btc)</b> 257/4 (atc)	333/20	-54 (CCW)	279/20
B13	295/61 (btc)	<b>127/22 (btc)</b> 131/2 (atc)	165/25	73 (CW)	238/25
B14	9/43 (btc)	<b>354/1 (btc)</b> 357/12 (atc)	110/25	-154 (CCW)	316/25
B15*	-	-	-	-	-
B16	210/47 (btc)	<b>215/-12 (btc)</b> 210/23 (atc)	90/60	-15 (CCW)	75/60
B17*	-	-	-	-	-
B18	359/61 (btc)	<b>193/-4 (btc)</b> 195/17 (atc)	340/25	7 (CW)	347/25
B19*	-	-	-	-	-
B20	203/67 (btc)	<b>97/-6 (btc)</b> 102/21 (atc)	230/40	103 (CW)	333/40

btc – przed korekcją tektoniczną; atc – po korekcji tektonicznej; korekcja położenia warstw, przy założeniu, że referencyjna deklinacja składowej B (D<sub>ref</sub>) wynosi 200°. Do obliczenia skorygowanego położenia warstw przyjęto kierunek składowej B, zaznaczony wytłuszczoną czcionką (zob. także fig. 10D); D – deklinacja; I – inklinacja. CW (CCW) – odchylenie obserwowanej deklinacji składowej B w stosunku do deklinacji referencyjnej (D<sub>ref</sub>): zgodne (CW) – przeciwne do ruchu wskazówek zegara (CCW); \* próbki rozpadły się podczas wiercenia w laboratorium

btc – before tectonic correction; atc – after tectonic correction. Correction for bedding position was calculated assuming that the reference declination of the component B (D<sub>ref</sub>) amounts to 200°. In bold – direction of component B taken for calculation of corrected bedding position (see also Fig. 10D); D – declination; I – inclination. CW (CCW) – deviation of observed declination of component B in relations to reference declination (D<sub>ref</sub>). CW – clockwise; CCW – counter-clockwise; \* samples disintegrated while drilling



**Fig. 66. Przykłady rozmagnesowania termicznego próbek ediakaru (A) i ordowiku (B), w układzie przed korekcją tektoniczną**

1 – projekcja stereograficzna ścieżki rozmagnesowania; 2 – diagramy ortogonalne ścieżki rozmagnesowania; 3 – spadek natężenia NRM podczas rozmagnesowania termicznego; 4 – zmiany podatności magnetycznej podczas wygrzewania

Thermal demagnetization of typical specimens, before tectonic correction; Ediacaran (A); Ordovician (B)

1 – stereographic projection of demagnetization path; 2 – orthogonal projections; 3 – NRM intensity decay during thermal treatment; 4 – magnetic susceptibility changes during thermal treatment

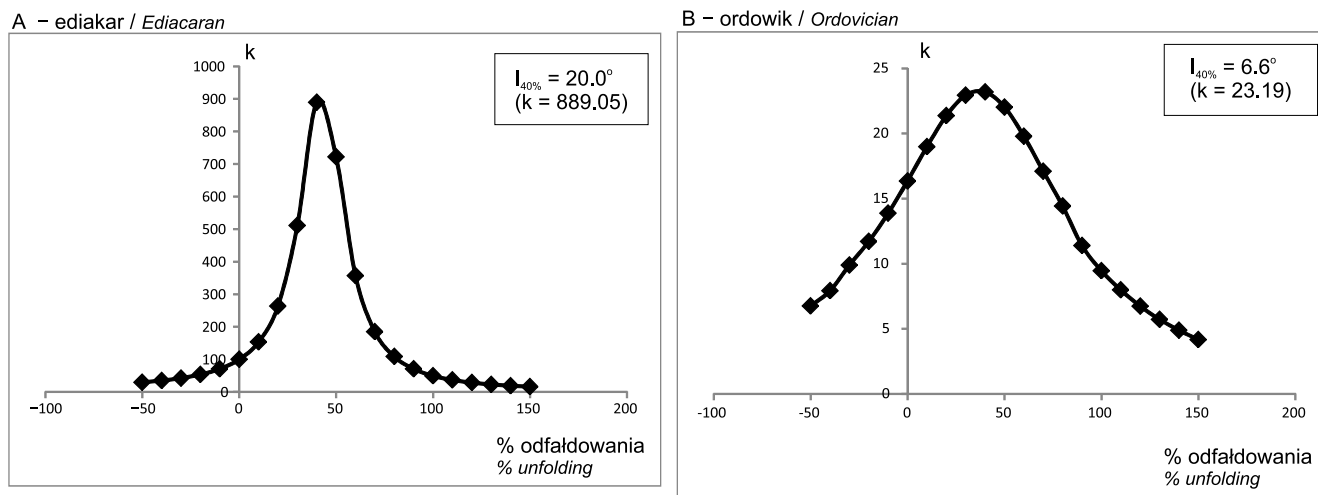


Fig. 67. Test inklinacji dla składowej B skał ediakaru (A) i ordowiku (B)

Najmniejszy rozrzut inklinacji (= maksymalna wartość parametru  $k$ ) obserwuje się w obu przypadkach przy 40% odfałdowaniu warstw, co wskazuje, że składowa B w obu formacjach ma charakter syntektoniczny.

#### Inclination test for the component B in Ediacaran (A) and Ordovician (B)

The best clustering of inclinations (= maximum value of parameter  $k$ ) is observed at 40% unfolding, which proves syntectonic age of component B in both formations

rokości  $4^\circ\text{S}$  w dewonie lub wczesnym karbonie, a na paleoszerokości  $4^\circ\text{N}$  w najwcześniejszym permie. Skały ediakaru mogły osiągnąć paleoszerokość  $10^\circ$  na przełomie kambru i ediakaru ( $10^\circ\text{S}$ ), w dewonie–wczesnym karbonie ( $10^\circ\text{S}$ ) lub we wczesnym permie ( $10^\circ\text{N}$ ). Wczesnopermski wiek składowej B w utworach zarówno ediakaru, jak i ordowiku jest mało prawdopodobny, gdyż powinna ona mieć wówczas odwrotną polarność (i ujemne inklinacje). Dlatego też najbardziej prawdopodobnym czasem utrwalenia się składowej B w utworach ordowiku jest dewon–środkowy karbon. Wiek składowej B w utworach ediakaru można rozpatrywać w dwóch wariantach: 1) przełom ediakaru i kambru lub 2) późny paleozoik (dewon–wczesny karbon). W pierwszym przypadku, pozostałość byłaby więc nieco starsza od pierwotnej pozostałości magnetycznej opisanej ze skał wczesnego kambru masywu górnośląskiego przez Nawrockiego i in. (2004). W drugim przypadku, można przyjąć że przemagnesowanie skał ediakaru i ordowiku jest (w granicach błędu statystycznego) niemal synchroniczne, wieku dewońskiego–wczesnokarbońskiego.

Zgodnie z wariantem 1, przyjmując wiek składowej B w skałach ediakaru na przełom ediakaru i kambru, a w skałach ordowiku na dewon–karbon, można oszacować wartość deklinacji tej składowej. Składowa B w skałach ediakaru przyjmowałaby deklinację  $270^\circ$  (Nawrocki i in., 2004), a w skałach ordowiku  $200^\circ$  (Nawrocki i in., 2008). Zgodnie z wariantem 2 (dewoński–karboński wiek przemagnesowania skał ediakaru i ordowiku), referencyjna paleodeklinacja dla obu systemów miałaby wartość  $200^\circ$ . Należy zaznaczyć, że zaproponowane deklinacje referencyjne i postulowany wiek przemagnesowania mają charakter nieco spekulatywny

i należy je traktować jako element testowania hipotezy roboczej, która ulegnie weryfikacji wraz z dopływem i analizą innych danych geologicznych.

#### Reorientacja pozycji warstw i głównych osi anizotropii magnetycznej

Reorientacji warstw według wariantu 1 dokonano, przyjmując wartość deklinacji składowej B w skałach ediakaru i ordowiku odpowiednio na  $270^\circ$  i  $200^\circ$  (zob. powyżej). Zbieżność położenia warstw ulega znacznej poprawie po reorientacji względem „oczekiwanej” deklinacji, szczególnie w skałach ediakaru (zob. fig. 69A1–A3). Po reorientacji warstwy ediakaru zapadają na NNE średnio pod kątem  $53^\circ$ . Azymuty linii upadu warstw ordowiku również ulegają poprawie i niemal wszystkie grupują się w NW ćwiartce sfery rzutów (fig. 69B1–B2).

Reorientując warstwy według wariantu 2, ediakar uzyskuje upady w kierunku NW, upodabniając się tym samym do azymutu linii upadu skał ordowickich (fig. 69A2).

Należy pamiętać, że poprawa zbieżności położenia warstw w obu grupach skał świadczy tylko o tym, że składowa B jest rzeczywistym kierunkiem paleomagnetycznym o tej samej deklinacji. Kierunek zapadania warstw jest efektem interpretacji wynikającej z przyjętych założeń czasowych utrwalenia się składowej B w skałach obu systemów. Warto jednak wspomnieć, że obliczony azymut upadu w otworze Bibiela jest bliski upadom szacowanym na podstawie danych sejsmicznych we wschodniej części masywu górnośląskiego, w otworach Głogoczów IG 1 i Borzęta IG 1, wynoszącym ok.  $264^\circ$  (Nawrocki i in. 2004).

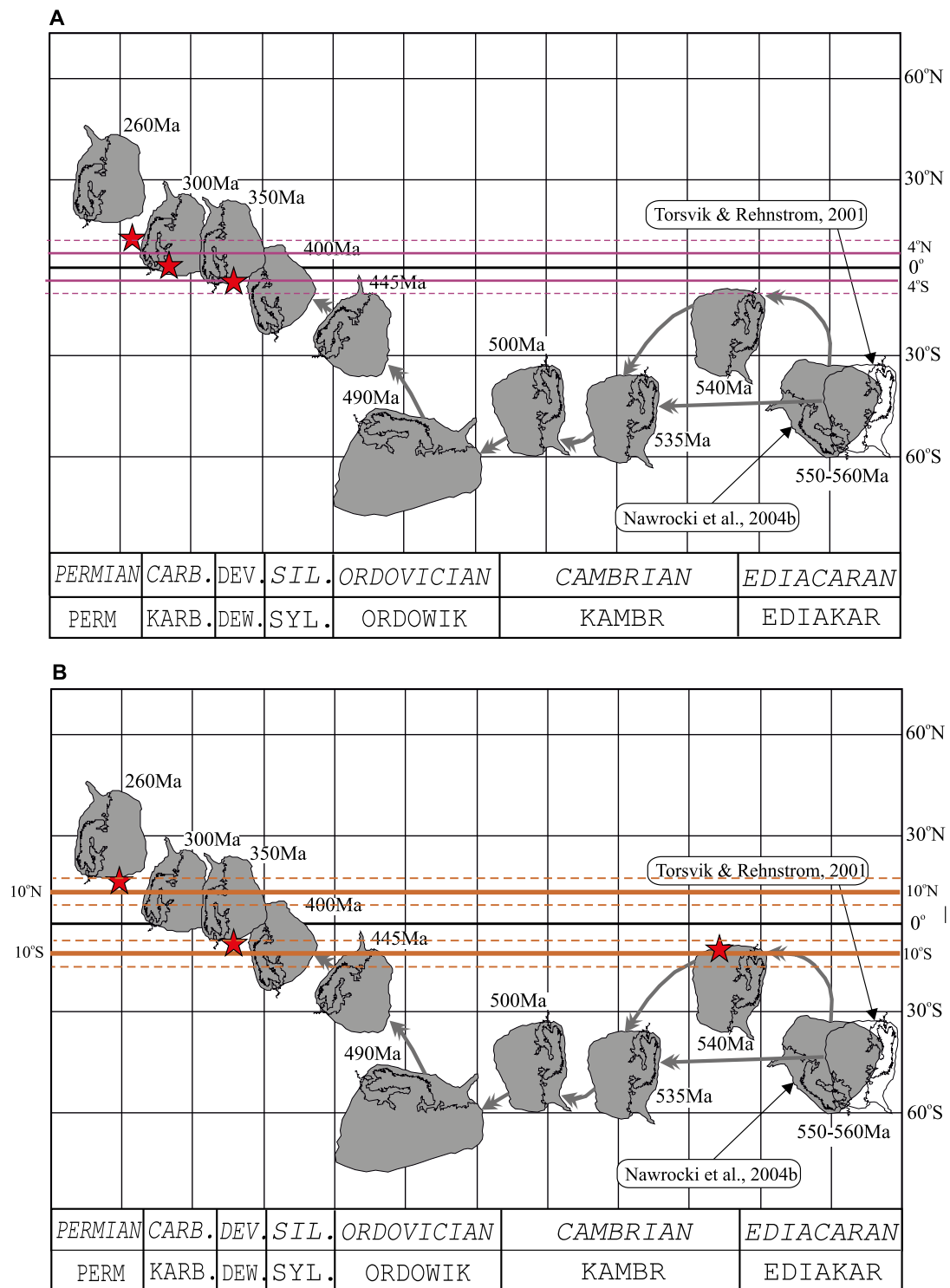
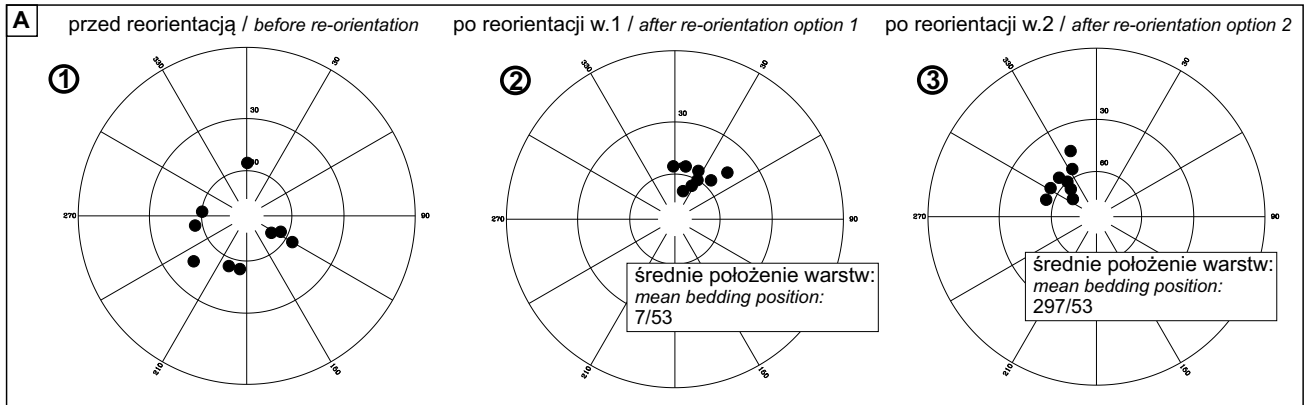


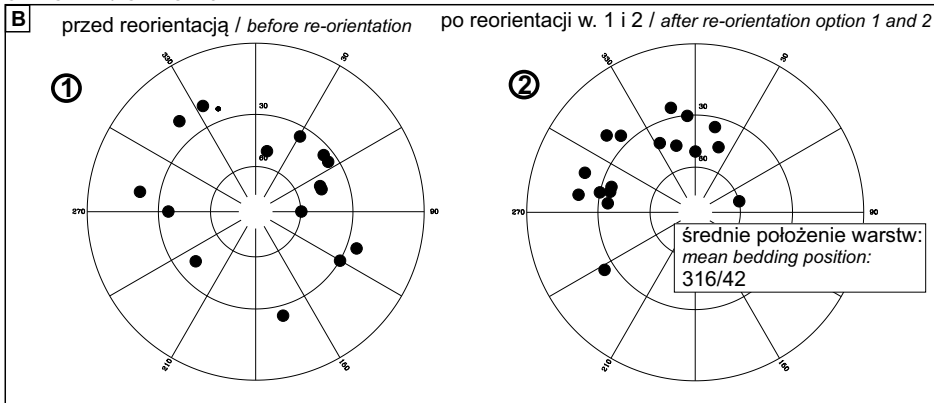
Fig. 68. Zmiany paleoszerokosci geograficznej płyty bałtyckiej w późnym ediakarze–wczesnym permie, na podstawie danych paleomagnetycznych (wg Nawrocki, Poprawa, 2006) i przybliżone datowanie utrwalenia składowej B w skałach ordowiku (A) i ediakaru (B)

Drift pattern of Baltica during late Ediacaran–Early Permian times based on palaeomagnetic data (after Nawrocki, Poprawa, 2006) and possible timing of remagnetization (acquisition of the component B) in Ordovician (A) and Ediacaran rocks (B)

## EDIAKAR / EDIACARAN



## ORDOWIK / ORDOVICIAN



**Fig. 69. Położenie warstw w badanych odcinkach profilu, po reorientacji na kierunek składowej B. Warstwy przedstawione jako wektory (azymut linii upadu/upad). Projektacja stereograficzna**

Bedding position of Ediacaran and Ordovician rocks in the section, after reorientation according to the component B. Bedding position projected as vectors (dip azimuth/dip). Stereographic projection

Podobny zabieg reorientacji można przeprowadzić dla kierunków lineacji magnetycznej (czyli kierunków osi maksymalnej podatności  $K_{max}$ , przy normalnej teksturze magnetycznej (tab. 41, 42). Lineacja magnetyczna w słabo zdeformowanych skałach osadowych odpowiada kierunkowi rozciągania tektonicznego i jest na ogół prostopadła do kierunku głównej kompresji tektonicznej.

W utworach ediakaru, po reorientacji według wariantu 1, lineacje magnetyczne grupują się w większości w azymucie  $120\text{--}300^\circ$ , co wskazywałoby na dominujący kierunek kompresji SSW–NNE. Wyjątek stanowi próbka B28, o skorygowanym azymucie lineacji  $30^\circ$  (fig. 70A2), jest to jednak kierunek dokładnie prostopadły do kierunku dominującej lineacji, a biorąc pod uwagę odmienność mineralogiczną tej próbki (hematyt), można przypuszczać, że rzeczywisty kierunek lineacji pokrywa się tu z osią pośredniej podatności (tzw. *intermediate magnetic fabric*). Stosując reorientację

rdzenia według wariantu 2, uzyskuje się zgrupowania lineacji magnetycznej wzdłuż azymutu  $50\text{--}230^\circ$  (kompresja SE–NW, fig. 70A3). Kierunek nacisku tektonicznego w obu wariantach bardzo dobrze pasuje do kierunków dominującego upadu warstw (zob. fig. 70A2, A3).

Kwestia wyznaczenia lineacji magnetycznej w utworach ordowiku jest nieco bardziej skomplikowana, ze względu na występowanie odwrotnej tekstury magnetycznej. Rzeczywistym kierunkiem rozciągania tektonicznego może więc być oś minimalnej lub pośredniej podatności ( $K_{int}$  lub  $K_{min}$ ) (tab. 43). Po reorientacji, osie te grupują się znacznie słabiej niż w przypadku skał ediakaru, można jednak wyróżnić zgrupowania osi w kierunkach NNW–SSE oraz WSW–ESE (fig. 70B2). Biorąc pod uwagę, że skały ordowiku wykazują najprawdopodobniej (zgodnie z przyjętymi tu założeniami) upad w kierunku NW (zob. fig. 69B2), rzeczywistym kierunkiem kompresji byłyby tu kierunek SSE–NNW.

Tabela 41

## Ediakar. Składowe namagnesowania i korekcja tektoniczna warstw

Ediacaran. Components of magnetization and corrected bedding position

Stanowisko Site	Składowa A Component A (D/I)	Składowa B Component B ( $D_b/I_b$ )	Położenie warstw (az. up./upad) Bedding position (dip azimuth/dip)	$D_{ref}-D_b$ ( $\Delta$ ) wariant 1 option 1	Skorygowane położenie warstw wariant 1 (az. up. + $\Delta$ ) Corrected bedding position (dip azimuth + $\Delta$ ) option 1	$D_{ref}-D_b$ ( $\Delta$ ) wariant 2 option 2	Skorygowane położenie warstw wariant 2 (az. up. + $\Delta$ ) Corrected bedding position (dip azimuth + $\Delta$ ) option 2
B21	272/77 (btc)	<b>156/11 (btc)</b> 180/30 (atc)	275/60	114 (CW)	29/60	44 (CW)	319/60
B22	176/60 (btc)	<b>72/13 (btc)</b> 94/28 (atc)	188/55	198 (CW)	26/55	128 (CW)	316/55
B23	225/69 (btc)	<b>92/4 (btc)</b> 105/34 (atc)	230/45	178 (CW)	48/45	108 (CW)	338/45
B24	206/53 (btc)	<b>99/15 (btc)</b> 116/18 (atc)	200/55	171 (CW)	11/55	101 (CW)	(301/55)
B25*	–	–	120/75	–	–	–	–
B26	234/32 (btc)	<b>20/15 (btc)</b> 47/18 (atc)	125/70	250 (CW)	15/70	180 (CW)	305/70
B27	159/40 (btc)	<b>31/23 (btc)</b> 50/12 (atc)	120/55	239 (CW)	359/55	169 (CW)	289/55
B28	208/50 (btc)	<b>229/-23 (btc)</b> <b>227/16 (atc)</b>	0/55	43 (CW)	43/55	-27 (CW)	333/55
B29	177/65 (btc)	<b>0/12 (btc)</b> 26/28 (atc)	115/65	270 (CW)	26/65	200 (CW)	316/65
B30	146/44 (btc)	<b>145/10 (btc)</b> 164/26 (atc)	260/55	125 (CW)	25/55	55 (CW)	315/55

btc – przed korekcją tektoniczną; atc – po korekcji tektonicznej; Korekcja położenia warstw, przy założeniu, że referencyjna deklinacja składowej B ( $D_{ref}$ ) wynosi 270° (wariant 1) i 200° (wariant 2). Do obliczenia skorygowanego położenia warstw przyjęto kierunek składowej B, zaznaczony wytłuszczoną czcionką (zob. także fig. 10D); D – deklinacja, I – inklinacja; CW (CCW) – odchylenie obserwowanej deklinacji składowej B w stosunku do deklinacji referencyjnej ( $D_{ref}$ ): zgodne (CW)/przeciwne do ruchu wskazówek zegara (CCW); \* próbka rozpadła się podczas rozmagnesowania termicznego

btc – before tectonic correction; atc – after tectonic correction. Correction for bedding position was calculated assuming that the reference declination of the component B ( $D_{ref}$ ) amounts to 270° (1<sup>st</sup> option) and 200° (2<sup>nd</sup> option). In bold – direction of component B taken for calculation of corrected bedding position (see also Fig. 10D); D – declination; I – inclination; CW (CCW) – deviation of observed declination of component B in relations to reference declination ( $D_{ref}$ ). CW – clockwise; CCW – counter-clockwise; \* specimens disintegrated during thermal treatment

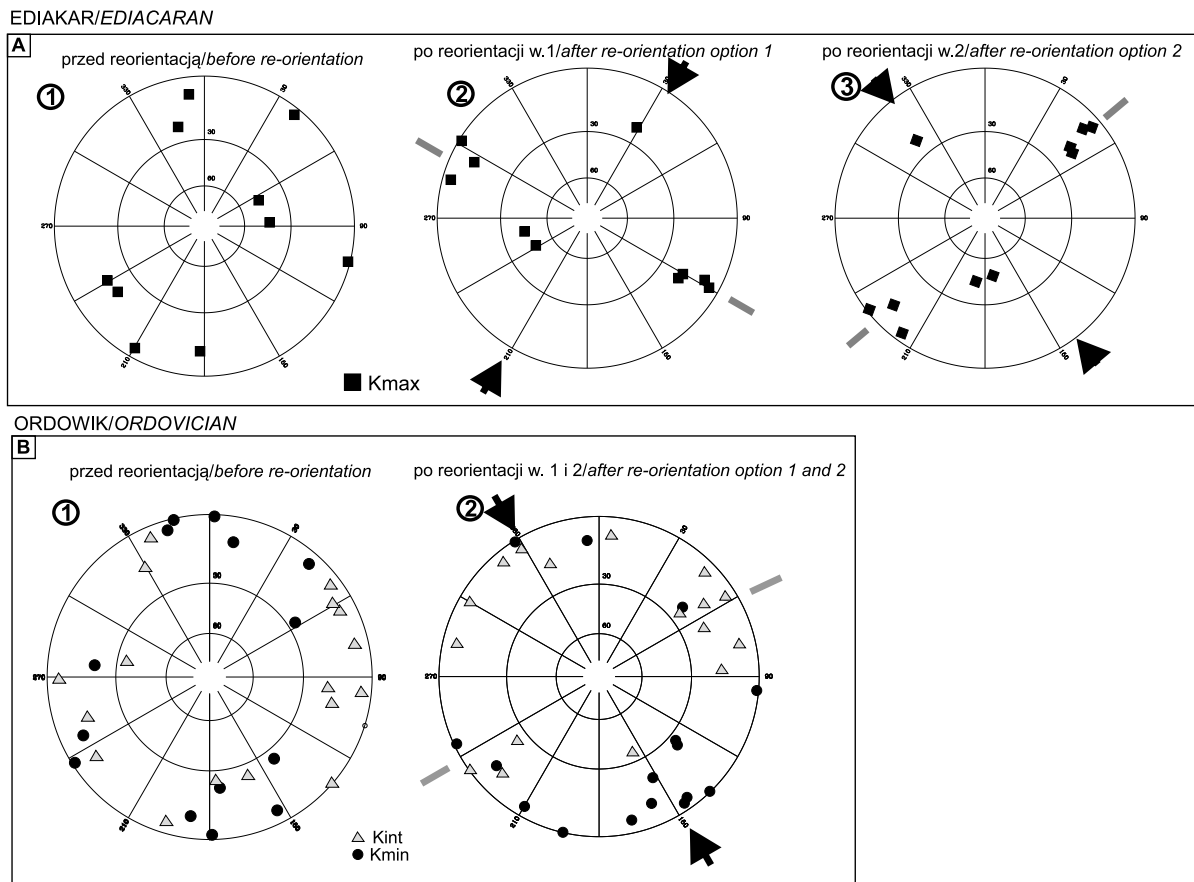
Tabela 42

Korekcja kierunków lineacji magnetycznej ( $K_{max}$ ) skał ediakaru przy założeniu referencyjnej deklinacji składowej B ( $D_{ref}$ ) 270° (zob. fig. 70a)Correction of magnetic lineation ( $K_{max}$ ) for Ediacarian assuming reference declination for the component B ( $D_{ref}$ ) of 270° (see also Fig. 70a)

Stanowisko Site	Położenie warstw Bedding position	$D_{ref}-D_b$ ( $\Delta$ ) wariant 1 option 1	$D_{ref}-D_b$ ( $\Delta$ ) wariant 2 option 2	Skorygowane położenie warstw wariant 1 Corrected bedding position option 1	Skorygowane położenie warstw wariant 2 Corrected bedding position option 2	Lineacja $K_{max}$ (atc) Lineation ( $K_{max}$ , atc)	Skorygowana lineacja wariant 1 Corrected lineation option 1	Skorygowana lineacja wariant 2 Corrected lineation option 2
B21	275/60	114 (CW)	44 (CW)	29/60	319/60	182/10	296/10	226/10
B22	188/55	198 (CW)	128 (CW)	26/55	316/55	104/1	302/1	232/1
B23	230/45	178 (CW)	108 (CW)	48/45	338/45	64/47	242/47	172/47
B24	200/55	171 (CW)	101 (CW)	11/55	301/55	87/43	258/43	188/43
B25*	120/75	247 (CW)	177 (CW)	7/53	297/53	39/3	286/3*	216/3
B26	125/70	250 (CW)	180 (CW)	15/70	305/70	233/18	123/18	53/18
B27	120/55	239 (CW)	169 (CW)	359/55	289/55	241/17	120/17	50/17
B28	0/55	43 (CW)	-27 (CW)	43/55	333/55	345/21	28/21	318/21
B29	115/65	270 (CW)	200 (CW)	26/65	316/65	210/4	120/4	50/4
B30	260/55	125 (CW)	55 (CW)	25/55	315/55	353/7	118/7	48/7

\* korekcja lineacji obliczona przy założeniu, że rzeczywiste położenie warstw w stanowisku B25 jest bliskie wartości średniej (7/53 w wariantie 1 lub 297/53 w wariantie 2)

\* Corrected lineation calculated assuming that a real bedding position in site B25 is close to mean section value (7/53 in option 1, and 297/53 in option 2)



**Fig. 70. Położenie głównych osi anizotropii podatności magnetycznej (AMS)**

A1, B1 – przed i po reorientacji na kierunek składowej B (A2, A3; B2); A – ediakar (osie maksymalnej podatności Kmax), B – ordowik (osie pośredniej i minimalnej podatności – Kint i Kmin). Strzałki pokazują kierunek kompresji, szare linie – zgrupowania osi

Position of principal axes of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)

A1, B1 before – and after reorientation according to the component B (A2, A3; B2); A – Ediacaran (maximum susceptibility axes Kmax); B – Ordovician (intermediate and minimum susceptibility axes Kint and Kmin). Arrows indicate compression direction, gray lines – clustering of axes

**Tabela 43**

**Korekcja kierunków lineacji magnetycznej skał ordowiku przy założeniu referencyjnej deklinacji składowej B ( $D_{ref} = 200^\circ$ ). Ze względu na obecność odwrotnej tekstury magnetycznej, kierunki lineacji mogą pokrywać się z osiami Kint lub Kmin (zob. fig. 70b)**

Correction of magnetic lineation for Ordovician sites ( $D_{ref} = 200^\circ$ ). Because of inverse magnetic fabric, lineation direction might correspond either to Kint or Kmin axes (see also Fig. 70b)

Stanowisko Site	Położenie warstw Bedding position	$D_{ref} - D_b (\Delta)$	Skorygowane położenie warstw Corrected bedding position	Kint	Kmin	Kint skoryg. Kint corrected	Kmin skoryg. Kmin corrected
1	2	3	4	5	6	7	8
B1	280/20	31 (CW)	311/20	269/4	179/2	300/4	210/4
B2	120/30	-125 (CCW)	355/30	281/35	175/22	156/35	50/22
B3	68/45	-84 (CCW)	344/45	53/4		329/4	
B4	70/45	-51 (CCW)	19/45	96/4	187/11	45/4	136/11
B5	320/20	-30 (CCW)	290/20	95/18	188/9	65/18	158/9
B6	55/35	-139 (CCW)	276/35	197/4	107/0	58/4	328/0
B7	10/50	-10 (CCW)	0/50	235/9	141/25	225/9	131/25
B8	30/35	-17 (CCW)	13/35	337/4	246/9	320/4	229/9
B9	270/35	14(CW)	284/35	63/6	153/5	77/6	167/5
B10	120/30	162 (CW)	282/30	253/13	344/3	55/13	146/3

Tabela 43 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
B11	50/35	-124 (CCW)	286/35	176/25	276/19	52/25	152/19
B12	333/20	-54 (CCW)	279/20	59/7	149/1	5/7	95/1
B13	165/25	73 (CW)	238/25	159/24	57/26	232/24	130/26
B14	110/25	-154 (CCW)	316/25	77/5	347/0	283/5	193/0
B15*	–	–	–				
B16	90/60	-15 (CCW)	75/60	102/15	10/9	87/15	355/9
B17*	–	–	–				
B18	340/25	7 (CW)	347/25	329/14	238/1	336/15	245/1
B19*	–	–	–				
B20	230/40	103 (CW)	333/40	131/0	41/4	234/0	144/4

$D_{ref}$  – deklinacja referencyjna;  $D_b$  – deklinacja składowej B; Kint – położenie osi pośredniej podatności magnetycznej (azymut/upad) (intermediate magnetic susceptibility axis: azimuth/dip); Kmin – położenie osi minimalnej podatności magnetycznej (azymut/upad)

$D_{ref}$  – reference declination;  $D_b$  – declination of component B; Kint – intermediate magnetic susceptibility axis (azimuth/dip); Kmin – minimum magnetic susceptibility axes (azimuth and dip)

### WNIOSKI

1. Skały ediakaru z otworu Bibiela PIG 1 wykazują zupełnie dobre właściwości do badań paleomagnetycznych. Nieco gorsze, lecz także dość spójne wyniki uzyskano ze skał ordowiku.
2. Skały ediakaru i ordowiku wykazują dobrze zdefiniowaną anizotropię podatności magnetycznej, przy czym tekstura magnetyczna ma charakter normalny w przypadku skał ediakaru (foliacja w płaszczyźnie uławicenia) oraz odwrotny w przypadku skał ordowiku (foliacja magnetyczna prostopadła do uławicenia).
3. W utworach obu systemów wyróżniono dwie składowe namagnesowania A i B. Składowa niskostabilna A ma charakter kierunku wypadkowego i nie nadaje się do interpretacji geologicznych. Składowa wysokostabilna B ma charakter namagnesowania wtórnego, syntektonicznego. Jej utrwalenie nastąpiło w skałach ediakaru, najprawdopodobniej albo podczas fałdowań na przełomie ediakaru i kambru, lub w dewonie–wczesnym karbonie. W skałach ordowiku składowa B mogła utrwalić się w interwale dewon–wczesny karbon. Należy zaznaczyć, że wiek przemagnesowania jest wynikiem interpretacji i jego wiarygodne udokumentowanie wymagałoby przeprowadzenia badań w szerszym zakresie.
4. Rozpatrując dwa warianty wieku przemagnesowania skał ediakaru, zrekonstruowany azymut zapadania warstw wynosi ok. 7°, (przemagnesowanie na przełomie ediakaru i kambru, wariant 1) lub ok. 297° (przemagnesowanie w późnym paleozoiku, wariant 2). Azymut zapadania skał ordowiku wynosi ok. 312°. Kierunek kompresji tektonicznej oszacowany na podstawie lineacji magnetycznych mógłby wynosić SSW–NNE (według wariantu 1) lub SE–NW (wg wariantu 2) dla ediakaru i SSE–NNW dla ordowiku.

Jerzy NAWROCKI, Jacek GRABOWSKI

## WYNIKI BADAŃ PODATNOŚCI MAGNETYCZNEJ WYBRANYCH ODCINKÓW RDZENIA

### CEL BADAŃ

Podatność magnetyczna, odzwierciedlająca przede wszystkim zawartość minerałów ferro- i paramagnetycznych w skale, jest powszechnie wykorzystywana do korelacji stratygraficznej ciągłych sekwencji osadowych, podobnie jak na przykład zapis promieniowania gamma. Cykliczność jej zmian, obserwowana w przypadku zapisu pierwotnego, może być wykorzystana do szczegółowej kalibracji wiekowych profili skał osadowych, przy udowodnieniu klimatycznej genezy cykli i powiązaniu ich z odpowiednim spektrum wiekowym (np. Maher, Thompson, 1999). Połączenie analiz podatności magnetycznej z analizami geochemicznymi tworzy zwykle bardzo wartościowy zasób informacji o ty-

pie i zmianach środowiska sedymentacji (np. Ellwood i in., 2000). Ujemne wartości podatności magnetycznej wiążą się zwykle z dominacją w skale minerałów diamagnetycznych, takich jak na przykład kalcyt czy dolomit.

Celem badań było rozpoznanie wielkości podatności magnetycznej i charakteru jej zmian w wybranych fragmentach profilu otworu. W szczególności spodziewano się zdecydowanych wzrostów podatności magnetycznej w ewentualnych miejscach występowania: mineralizacji polimetalicznej, skał magmowych i przeobrażeń hydrotermalnych, gdyż w nich zwykle dochodzi do znacznej koncentracji minerałów ferromagnetycznych.

## METODYKA I ZAKRES BADAŃ

Pomiary podatności magnetycznej były wykonywane na bocznej ścianie próbki rdzenia wiertniczego pobieranego w odstępach zwykle co 10 cm. Pomiary te wykonywano za pomocą przenośnego miernika MS3 firmy Bartington – z sensorem MS2e, sterowanym laptopem, w którym gromadzono dane, do czego służyło oprogramowanie Bartsoft. Czujnik sondy obejmował swym zasięgiem pojedyncze centymetry kwadratowe powierzchni. Penetracja jego sygnału w głąb skały sięgała kilku do kilkunastu milimetrów. Stąd przeprowadzone pomiary należy uznać tutaj za punktowe. Tym niemniej bardzo duże zagęszczenie punktów pomiarowych z pewnością pozwoliło na wierne odtworzenie zmian podatności magnetycznej w całej skale.

Badaniami objęto część nawierconych utworów ediakaru i skały zaliczone do ordowiku (głęb. 715–462 m), a także węglanowe serie triasu zaliczane do retu i wapienia muszłowego (głęb. 152–25 m). W starszej części badanego profilu pomiarami objęto miejsca, w których sekwencja osadowa przecięta jest przez intruzje skał magmowych. Osady ediakaru w większej swej części nie były badane, gdyż ich duże zaangażowanie tektoniczne i związana z nim możliwość powstania części profilu uniemożliwiłyby jednoznaczny interpretację uzyskanych danych, do czego niezbędna jest pewność co do ciągłego następstwa stratygraficznego warstw.

## WYNIKI BADAŃ

W niższej części badanego profilu (głęb. 695–715 m) podatność magnetyczna zmienia się w granicach 0–4 e-4 jednostek SI, średnio przyjmując wartości nieco poniżej 2e-4 SI. Wyjątkiem jest tutaj przedział głęb. 709–711 m, gdzie notuje się wzrost wartości tego parametru prawie o rząd wielkości (do ok. 3e-3 SI). Jest to miejsce występowania intruzji magmowej (fig. 71). Podobnie jak i w nieco wyższym fragmencie profilu (556–582 m) zmiany podatności magnetycznej nie mają charakteru cyklicznego, co jest charakterystyczne dla zapisu skał ze zmienioną, już nie pierwotną frakcją magnetyczną. W tym wyższym fragmencie podatność waha się od niewielkich wartości ujemnych, rzędu –0.5e-4 SI do wartości dodatnich wynoszących ok. 8 e-8 SI, przeciętnie 3e-4 SI. Wartości ujemne mogą wskazywać na obecność w osadzie wtrąceń węglanowych. Na głęb. 569–571 m, ponownie w strefie występowania intruzji, podatność magnetyczna gwałtownie wzrasta niemal do 2e-2 SI. Wzrost ten obejmuje jednak tylko jądro intruzji. Ewidentnie takiego wzrostu nie obserwujemy na głębokości występowania lamprofiru. Można nawet stwierdzić, że podatność jest tam niższa niż w wielu miejscach występowania skał osadowych. Inny rozkład wartości podatności magnetycznej można zaobserwować na głęb. 462–559 m,

gdzie w wielu miejscach przybiera wartości ujemne, zwykle jednak nie przekraczając 2 e-4 SI. W tej części badanego rdzenia widać już wyraźne trendy zmian, wskazujące na pierwotny zapis, odzwierciedlający zmiany warunków sedymentacji. Od widocznych cyklicznych zmian podatności odbiegają już tylko pojedyncze punkty. Niskie wartości podatności wskazują na znaczącą zawartość w badanym osadzie frakcji diamagnetycznej (węglanów?).

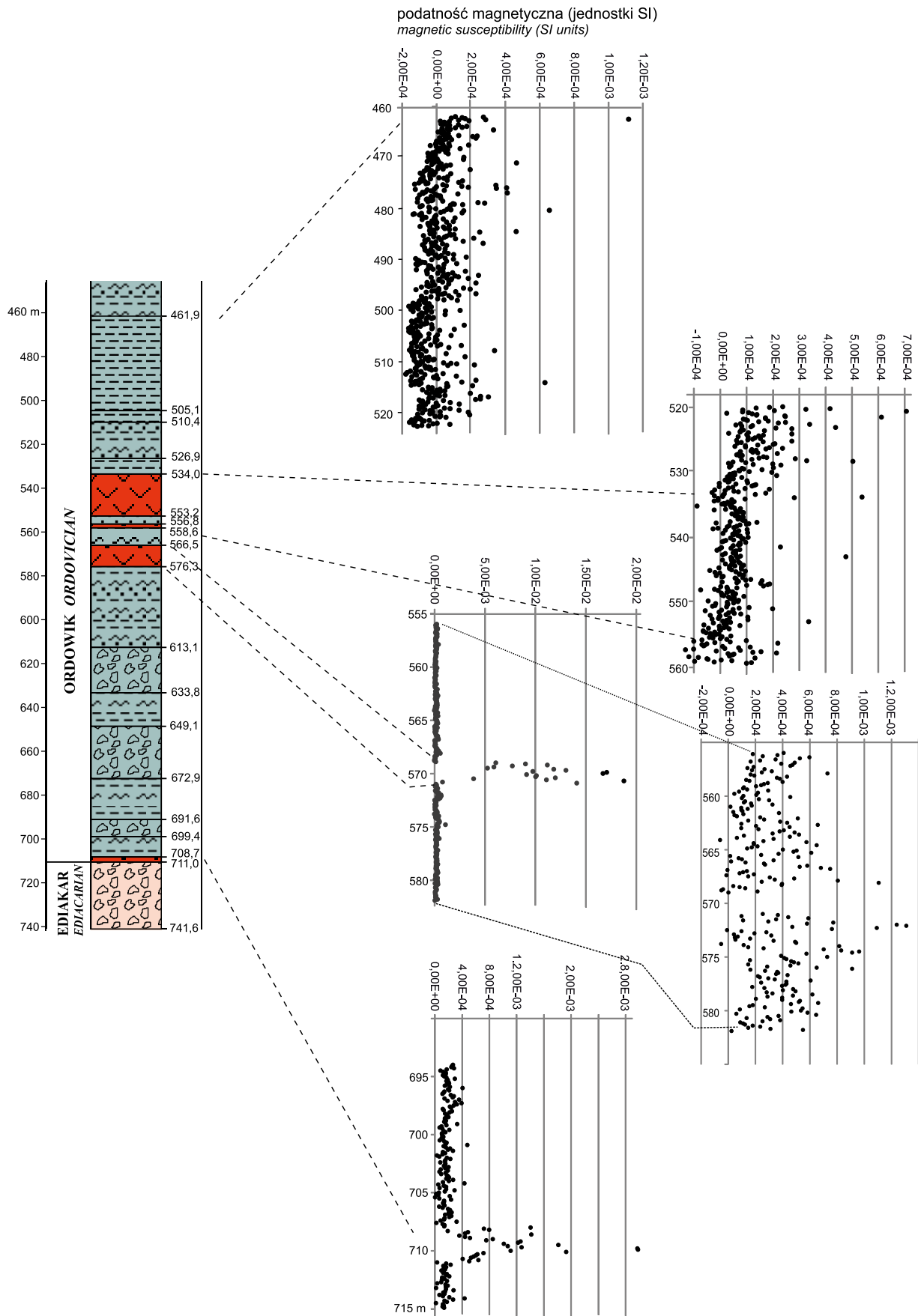
W skałach węglanowych triasu podatność magnetyczna jest w zasadzie niska, oscylując między 0 a 5e-5 SI (fig. 72). Wyższe jej wartości (nawet powyżej 2 e-4 SI) uwidaczniają się w spągu profilu i w jego części dolomitowej. Granice wzrostu podatności magnetycznej są tam ostre, definiujące zmianę litologii, aczkolwiek po tej zmianie następuje szybki powrót do wartości średnich. Może to wskazywać, że spąg dolomitów był miejscem najbardziej intensywnych procesów gromadzenia się nowej frakcji magnetycznej. W części wapiennej profilu triasu widać wyraźną cykliczność zmian podatności magnetycznej, dzięki której wykres z Bibieli PIG1 można korelować z wykresem sporządzonym wcześniej na podstawie badań skał retu i odsłoneń z wapienia muszłowego południowej Polski (Nawrocki, Szulc, 2000).

## INTERPRETACJA I WNIOSKI

Poza fragmentami profilu zawierającymi skały magmowe, podatność magnetyczna skał z otworu Bibiela PIG 1 jest niska lub bardzo niska, na długich odcinkach wręcz ujemna. Wzrosty podatności w strefach dwóch intruzji magmowych są gwałtowne, wskazujące na „zimny” charakter kontaktu ze skałami otoczenia. Duże wartości podatności magnetycznej w przypadku wyższej intruzji obejmują tylko jej jądro. Ewidentny jest brak szerszych stref termicznych zmian kontaktowych (aureoli), które musiałyby się zapisać w postaci wzrostu podatności magnetycznej. Zmiany metasomatyczne, jak i też sama intruzja lamprofirowa nie wpłynęły na wzrost podatności magnetycznej. Zapewne temperatury

nie były tutaj odpowiednio wysokie a chemizm zmian nie sprzyjał powstawaniu (zachowaniu się?) tlenków żelaza.

Bardzo ciekawe i wymagające dalszych badań są raptowne wzrosty podatności magnetycznej w spągu dwóch sekwencji skalnych triasu – wapieni retu (?) i dolomitów wyższego środkowego triasu. Strefy te mogły być miejscem przepływu roztworów generujących nową frakcję magnetyczną. Cykliczność zmian podatności magnetycznej w utworach węglanowych triasu i zawierających najprawdopodobniej ten minerał utworach ordowiku wymaga dalszych badań. Niezbędne byłyby analizy geochemiczne zawartości wybranych pierwiastków i izotopów stabilnych, prowa-



**Fig. 71. Litostratygrafia i podatność magnetyczna górnego ediakaru–ordowiku**

Lithostratigraphy and magnetic susceptibility of the upper Ediacaran to Ordovician



dzone pod kątem rekonstrukcji środowiska sedymentacji. Wykresy podatności magnetycznej bez pogłębionej analizy geochemicznej mogą posłużyć tylko do wzajemnej korelacji

stratygraficznej badanych skał z równoległymi skałami z innych miejsc naszego kraju i spoza Polski.

**Marek MARKOWIAK, Ryszard HABRYN**

## PRZEJAWY MINERALIZACJI POLIMETALICZNEJ

### WSTĘP

Przeprowadzone systematyczne badania okruszcowa-  
nia skał z otworu Bibiela PIG 1 pozwoliły na wyciągnięcie wniosku, że ediakarsko-paleozoiczny górotwór rozpoznany dzięki temu wierceniom znalazł się w zasięgu słabych późno-paleozoicznych oddziaływań hydrotermalnych. Liczne wystąpienia mineralizacji kruszcowej w pobliskich otworach (m.in. Oszczepalski i in., 2010) oraz przejawy magmatyzmu

występujące na powierzchni terenu (w rejonie Dziewek k/Siewierza) i w wielu otworach wiertniczych są wystarczającą przesłanką do sformułowania hipotezy, że w podłożu struktury Brudzowic występuje intruzja kwaśnych skał magmowych, a konturujące tę strukturę od południa uskoki mogły stanowić drogi migracji dla roztworów kruszczośnych.

### METODYKA BADAŃ

Charakterystykę przejawów mineralizacji kruszcowej w rdzeniu z otworu przeprowadzono na podstawie makroskopowych obserwacji rdzenia wiertniczego, badania mikroskopowego w świetle odbitym oraz badania w mikroobszarze. Obserwacjom pod kątem mineralizacji kruszcowej poddano rdzeń z otworu wiertniczego ze szczególnym uwzględnieniem utworów ordowiku i ediakaru, wraz z rozcinającymi je skałami magmowymi.

Badania petrograficzne kruszców w świetle odbitym przeprowadzono za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego JENAPOL, a badania w mikroobszarze na mikroskopie skaningowym LEO 1430 wyposażonym w spektrometr dyspersji energii (EDS) firmy Oxford Instruments (napięcie przyspieszające 20 kV o natężeniu 80  $\mu$ A, średnica wiązki wynosiła 2–5  $\mu$ m) oraz na mikrosondzie elektronowej CAMECA SX 100 (z użyciem spektrometrów WDS, przy następujących parametrach: napięcie przyspieszające HV – 20 kV; prąd emisji I<sub>em</sub> – 60  $\mu$ A, prąd wiązki I – 10 nA),

w Laboratorium Analiz w Mikroobszarze Państwowego Instytutu Geologicznego - Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie. Prezentowane w tym rozdziale fotografie przedstawiają obraz z detektora elektronów wstecznie rozproszonych (BSE). W trakcie prac badawczych wykonano 461 punktowych analiz chemicznych. Otrzymane obrazy BSE dla podkreślenia różnic w składzie chemicznym minerałów zostały przetworzone w programie SX 100 i zastosowano sztuczną skalę barw Quanti.

Przybliżony poziom wykrywalności (detekcji) dla analizowanych pierwiastków (w % wag.) wynosi: Ag 0,08%, Al 0,025%, As 0,19%, Au 0,17%, Ba 0,17%, Bi 0,2%, Ca 0,025%, Cd 0,09%, Cl 0,03%, Cu 0,14%, F 0,11%, Fe 0,08%, Hg 0,03%, K 0,02%, Mg 0,08%, Mn 0,07%, Na 0,03%, Ni 0,1%, Co 0,09%, P 0,02%, Pb 0,04%, S 0,03%, Sb 0,08%, Se 0,17%, Si 0,025%, Sr 0,09%, Te 0,1%, Ti 0,07%, Zn 0,17%. Pierwiastki Bi i Te w żadnej z badanych próbek nie przekroczyły poziomu wykrywalności.

### PRZEJAWY MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W UTWORACH ORDOWIKU, DEWONU I EDIAKARU

Charakter, rozkład i intensywność mineralizacji kruszcowej rozpoznanej w utworach ediakaru, ordowiku i dewonu w otworze wiertniczym Bibiela PIG 1 wraz z uproszczonym profilem litologicznym zestawiono na [figurze 73](#).

#### Okruszcowanie skał dewonu

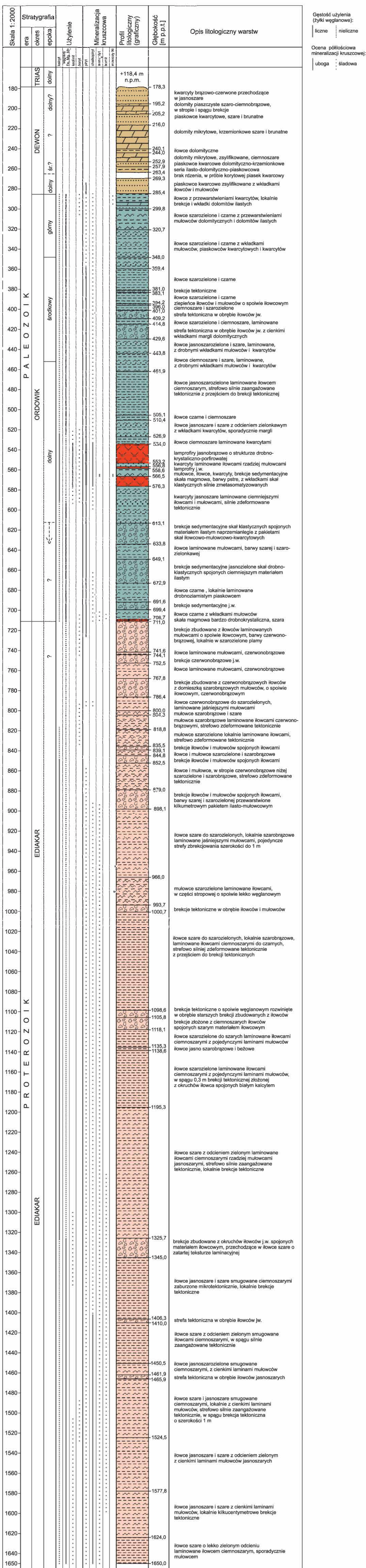
Dewon dolny (178,3–216,0 m)

Utwory dewonu dolnego zalegające bezpośrednio pod utworami triasu reprezentowane są głównie przez skały klastyczne, rzadziej skały węglanowe ([fig. 73](#)). Są to osady zwykle szarobrunatne i brązowe, utlenione, bez widocznej

mineralizacji kruszcowej. Dopiero od głęb. ok. 269 m skała przybiera barwę szarą i lokalnie na płaszczyznach spękań i w strefach tektonicznych pojawia się dość intensywne okruszcowanie pirytem i markasytem w postaci impregnacji lub różnej wielkości skupień, o średnicy dochodzącej do 1 cm.

#### Okruszcowanie skał ordowiku i ediakaru

Znacznie bardziej zróżnicowany kruszcowy zespół mineralny obejmujący piryty, markasyt, chalkopiryty, galenę, sfaleryty, gersdorffity, tlenki tytanu (głównie anataz), tytanit, bornit i tennantyt rozpoznano w ediakarskiej i ordowickiej części profilu. Mineralizacja ta ma przeważnie charakter



Opracowanie graficzne i edycja komputerowa: R. Habryn, M. Markowiak  
 Graphic works and computer edition R. Habryn, M. Markowiak

Fig. 73. Zgeneralizowany profil otworu Bibiela PIG 1 z charakterystyką żył mineralnych (litologia wg Habryna, 2017)

Generalized log of the Bibiela PIG 1 borehole, with veining and ore mineralization characteristics (lithology after Habryn, 2017)

śladowy, tylko lokalnie obserwuje się niewielki wzrost jej intensywności.

#### Ordowik (287,00–710,95 m)

Ordowik jest reprezentowany głównie przez skały klastyczne: iłowce, mułowce, kwarcyty (piaskowce) i brekcje, od jasnoszarzielonych przez szare do czarnych. W interwale 534,0–576,3 m rozcięte są żyłami silnie zmienionych skał magmowych (lamprofirów i prawdopodobnie dacytoidów), z których najgrubsza osiąga 13,3 m miąższości pozornej. Niewielka żyła przeobrażonej skały magmowej występuje również na granicy ordowiku i ediakaru (708,10–710,95 m). W sąsiedztwie skał magmowych obserwuje się intensywne zmiany metasomatyczne w strefach o miąższości pozornej do 1 m.

Kompleks ordowicki rozcinają dość liczne drobne żyłki (grubości od ułamka milimetra do 5 mm), rzadko przekraczające 1 cm grubości. Zwykle są to żyłki polimineralne, przy czym największy udział mają w nich węglany. Dość często pojawia się w nich kwarc (fig. 74A), niekiedy kilku generacji. W obrębie skał magmowych kwarc rozcina zarówno węglany, jak i kryształy pirytu (fig. 74E). Rzadziej w żyłkach obserwuje się baryt i kaolinit, sporadycznie chloryt, skalenie, epidot oraz minerały kruszcowe. W żyłkach o grubości powyżej 1 cm spotyka się tekstury pasmowe (żyły syntaksjalne).

Skład chemiczny węglanów jest bardzo zmienny. Stwierdzono obecność różnych faz pośrednich pomiędzy dolomit, ankerytem i kutnahorytem (zmienność zawartości Mg, Fe, Mn i Ca). Pozycję węglanów zawierających znaczną ilość manganu w grupie dolomit-ankeryt-kutnahoryt, przedstawiono w trójkącie klasyfikacyjnym (fig. 75) (maksymalna zawartość MnO wynosi 11,34% – fig. 76A; tab. 44 – pkt 1). Analizy te wskazują na obecność Mg-kutnahorytu. Podobna zmienność występuje pomiędzy syderitem, magnezytem i rodochrytem, przy czym poza syderitem, w szeregu

izomorficznym (Fe,Mg)CO<sub>3</sub> wyróżnić można syderople-syt i pistomesyt, a w szeregu izomorficznym (Fe,Mn)CO<sub>3</sub> manganosyderyt (Bolewski, 1982) z maksymalną zawartością MnO wynoszącą 5,13% czyli 8,31% MnCO<sub>3</sub> (fig. 76A; tab. 44 – pkt 7). Węglany tego typu obserwuje się zarówno w żyłkach, jak i w różnego rodzaju skupieniach mineralnych, tak w skałach ordowiku jak i ediakaru.

Miejscami w żyłkach występuje syderyt (fig. 74C) tworzący kryształy o budowie strefowej, z widoczną znaczną zmiennością zawartości Mg. Lokalnie w żyłkach spotyka się syderyt krystalizujący w formie dendrytycznej, w towarzystwie ankerytu i kaolinitu (fig. 74D). Młodszy od węglanów kaolinit wypełnia niekiedy pustki w żyłkach węglanowych (fig. 74D). Kalcyt w budowie żyłek odgrywa stosunkowo niewielką rolę. W większych ilościach, podobnie jak kaolinit, pojawia się przede wszystkim w strefie występowania intruzji skał magmowych (fig. 73). Również epidot i baryt koncentrują się głównie w skałach magmowych i w ich otoczeniu. Baryt zwykle tworzy niewielkie skupienia towarzyszące minerałom kruszcowym, rzadziej występuje w formie wypełnień pustek lub młodszych szczelin w żyłkach węglanowych (fig. 74E). Przeważnie jest to baryt z nieznaczną domieszką Sr, lokalnie ilość SrO dochodzi do 5,33% wag.

Dość powszechnie obserwuje się nieregularne, rozgałęziające się mikrożyłki węglanowe będące efektem wypełnienia sieci gęstych spękań (fig. 74F). Występują one niemal w całym ordowiku i ediakarze, a buduje je syderyt lub syderople-syt (Fe,Mg)CO<sub>3</sub>. Tego typu mikrożyłki generalnie nie zawierają mineralizacji kruszcowej.

W obrębie skał magmowych, rozcinających utwory ordowiku, obserwuje się podobny charakter użyczenia. Głównie są to żyłki węglanowe, rzadziej kwarcowo-węglanowe, o grubości do 0,5 cm, czasami z bogatym okruszcowaniem pirytem, rzadziej również chalkopirytem. Niekiedy skupienia chalkopirytu osiągają do 8 mm długości. Lokalnie skała magmowa jest intensywnie impregnowana pirytem. Węglan-

Tabela 44

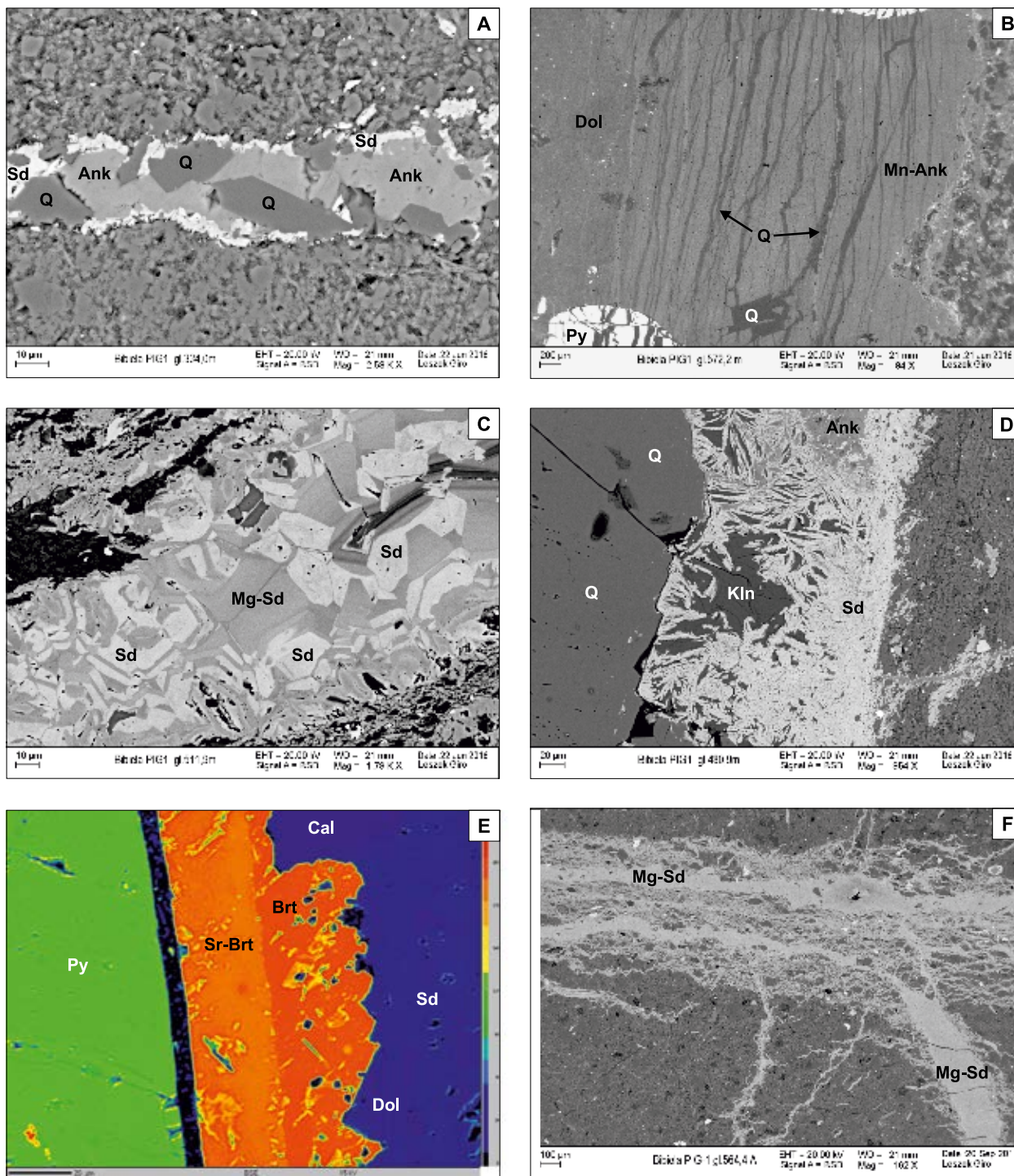
#### Skład chemiczny [% wag.] węglanów w próbce z głęb. 706,0 m (fig. 76A)

Chemical composition [wt%] of carbonates in a sample from depth 706.0 m (Fig. 76A)

Punkt Point	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	CO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Cl	Suma Sum	Minerał Mineral
1	0,80	0,46	5,69	23,30	7,69	11,34	50,47	0,12	0,041	99,89	Mg-Kut
2	—	—	5,14	24,03	8,15	11,22	51,24	—	0,067	99,84	
3	—	—	5,33	24,05	7,96	11,08	51,37	—	—	99,78	
4	2,03	1,14	6,70	21,99	7,85	10,13	49,84	0,25	—	99,93	
5	0,80	0,43	6,03	23,18	7,77	11,20	50,41	0,07	0,034	99,93	
6	1,34	0,93	36,91	0,30	10,62	1,98	47,72	0,08	—	99,88	Sd
7	—	—	38,12	0,07	9,52	5,13	47,03	—	—	99,87	Mn-Sd

„—” – zawartość poniżej granicy wykrywalności. Mg-Kut – kutnahoryt magnezowy, Sd – syderyt, Mn-Sd – manganosyderyt. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: F, SrO, BaO, P, S, Na

“—” – concentration below detection limit; Mg-Kut - Mg-kutnahorite, Sd - siderite, Mn-Sd - manganosiderite. F, SrO, BaO, P, S, Na has not exceeded detection limit



**Fig. 74. Polimineralne mikrożyłki rozcinające skały ordowiku, obrazy BSE**

**A** – polimineralna żyłka węglanowo-kwarcowa ze znacznym udziałem ankerytu; głęb. 334,0 m; **B** – żyłka węglanowa z pirytem rozcięta siatką spękań wypełnionych kwarcem; głęb. 572,2 m; **C** – syderyt tworzący kryształy o budowie strefowej; głęb. 511,9 m; **D** – żyłka kwarcowo-węglanowa z kaolinitem, w której syderyt krystalizuje w formie dendrytycznej; głęb. 480,9 m; **E** – żyłka węglanowa z pirytem i barytem, baryt lokalnie z domieszką Sr; głęb. 702,2 m; **F** – powszechnie występujące nieregularne, rozgałęziające się mikrożyłki węglanowe (Sd – syderyt, Mg-Sd – syderoplesyt) rozcinające skałę ilastą; głęb. 564,4 m

Polymíneral micro-veínlets in Ordovician and Ediacaran rocks, BSE image

**A** – polymíneral quartz-carbonate veinlet with a significant proportion of ankerite; depth 334.0 m; **B** – carbonate veinlet with pyrite and with quartz filled fractures; depth 572.2 m; **C** – complex texture of siderite; depth 511.9 m; **D** – quartz-carbonate veinlet with kaolinite and siderite crystallizing in dendrite-form, depth 480.9 m; **E** – carbonate veinlet with pyrite and barite, barite locally with admixture Sr; depth 702.2 m; **F** – commonly occurring irregular, branching carbonate micro-veínlets (Sd – siderite, Mg-Sd – sideroplesite) cutting claystone; depth 564.4 m

ny są zróżnicowane: kalcyt, dolomit, ankeryt, syderyt, dość często towarzyszą im: kaolinit, baryt, epidot. W grubszych żyłkach (ok. 1 cm) spotyka się niewielkie druzgi kalcytowe ze skupieniami chalkopirytu lub pirytu wielkości do 3 mm.

Ediakar (710,95–1650,0 m)

Ediakar jest reprezentowany przez skały klastyczne - głównie iłowce i mułowce. W części stropowej mają one barwę czerwono-brązową lub szarobrazową, a od głęb. ok. 819 m przeważają skały szarzielone i szare (fig. 73).

W kompleksie ediakarskim obserwuje się podobny charakter użyczenia jak w skałach ordowiku. Dominują drobne żyłki (od ułamka milimetra do 5 mm), maksymalnie o grubości 5 cm, zwykle polimineralne. W partii stropowej ediakaru, w porównaniu do kompleksu ordowickiego, większy udział mają żyłki kalcytowe. Od głęb. ok. 1330 m zaczynają ponownie dominować minerały grupy dolomit-ankeryt oraz syderyt (fig. 73). Ankeryt charakteryzuje się niekiedy budową pasową (fig. 77A). Dość często w żyłkach węglanowych pojawia się kwarc (fig. 77B), rzadziej baryt (przede wszystkim w stropie ediakaru) i kaolinit, który czasami współwystępuje z drobno-kryształicznym kwarcem (fig. 77A). Ilościowy udział kaolinitu wzrasta stopniowo w kierunku spągu otworu (fig. 73). Sporadycznie pojawia się serycyt, chloryt (fig. 77C), łyszczki, albit, K-skaleń i epidot. Skład chemiczny węglanów, podobnie jak w skałach ordowiku, jest bardzo zmienny. Stwierdzono obecność różnych faz pośrednich pomiędzy dolomit, ankerytem i kutnahorytem, jak również syderytem, magnezytem i manganosyderytem. Manganosyderyt ( $(\text{Fe},\text{Mn})\text{CO}_3$ ) odgrywa znaczącą rolę w procesie okruszczenia, gdyż niejednokrotnie obserwuje się skupienia kruszców: np. chalkopirytu wraz z galeną i czasami z bornitem, znajdujące się w otocze manganosyderytu. W skupieniu mineralnym na głęb. 1312,5 m (fig. 76F; tab. 45 – pkt 6) odnotowano maksymalną zawartość MnO, wynoszącą 18,19%, co odpowiada zawartości 29,5%  $\text{MnCO}_3$ . Jest to minerał z pogranicza manganosyderytu i manganosferytu (Bolewski, 1982), bardziej ogólna nazwa dla ta-

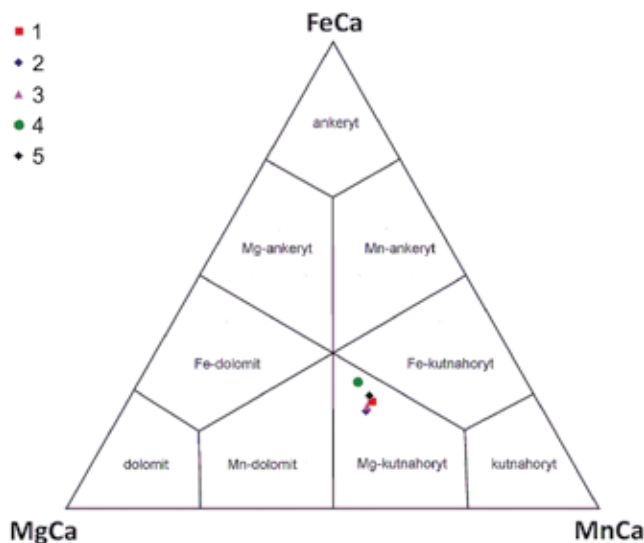


Fig. 75. Klasyfikacja chemiczna węglanów (wg Trdlička, Hoffman, 1976) z próbek z głęb. 706,0 m (fig. 76A)

Numeracja analiz wg tabeli 44

Ternary projection of carbonates from sample of 706.0 m depth (Fig. 76A) (classification after Trdlička, Hoffman, 1976)

Numbers of analysis according to table 44

kiego szeregu izomorficznego to oligonit. Niekiedy obserwuje się skupienia kruszców otoczone ankerytem.

Podobnie jak w kompleksie ordowickim, w skałach ediakaru dość powszechnie występują mikrożyłki zbudowane z syderytu i syderoplesytu (fig. 77D), szczególnie widoczne w spągowej części profilu ediakaru. Od głęb. 1400 m coraz częściej obserwuje się żyłki białego ankerytu, niekiedy z kalcytem, grubości maksymalnie do 4 cm (przeważnie do 1 cm), lub rzadziej brekcje tektoniczne spojone ankerytem, z chalkopirytem występującym w formie impregnacji i smug.

## PRZEGLĄD MINERAŁÓW KRUSZCOWYCH WYSTĘPUJĄCYCH W SKAŁACH ORDOWIKU I EDIAKARU

Mineralizacja kruszcowa w profilu pionowym otworu jest nieciągła, przeważnie śladowa, lokalnie uboga (fig. 73). Jej intensywność rośnie wraz z głębokością, przy czym ubożeje jakościowo, gdyż wyraźnie zaczyna dominować chalkopiryty.

### Siarczki żelaza (piryt, markasyt, mielnikowit-piryt)

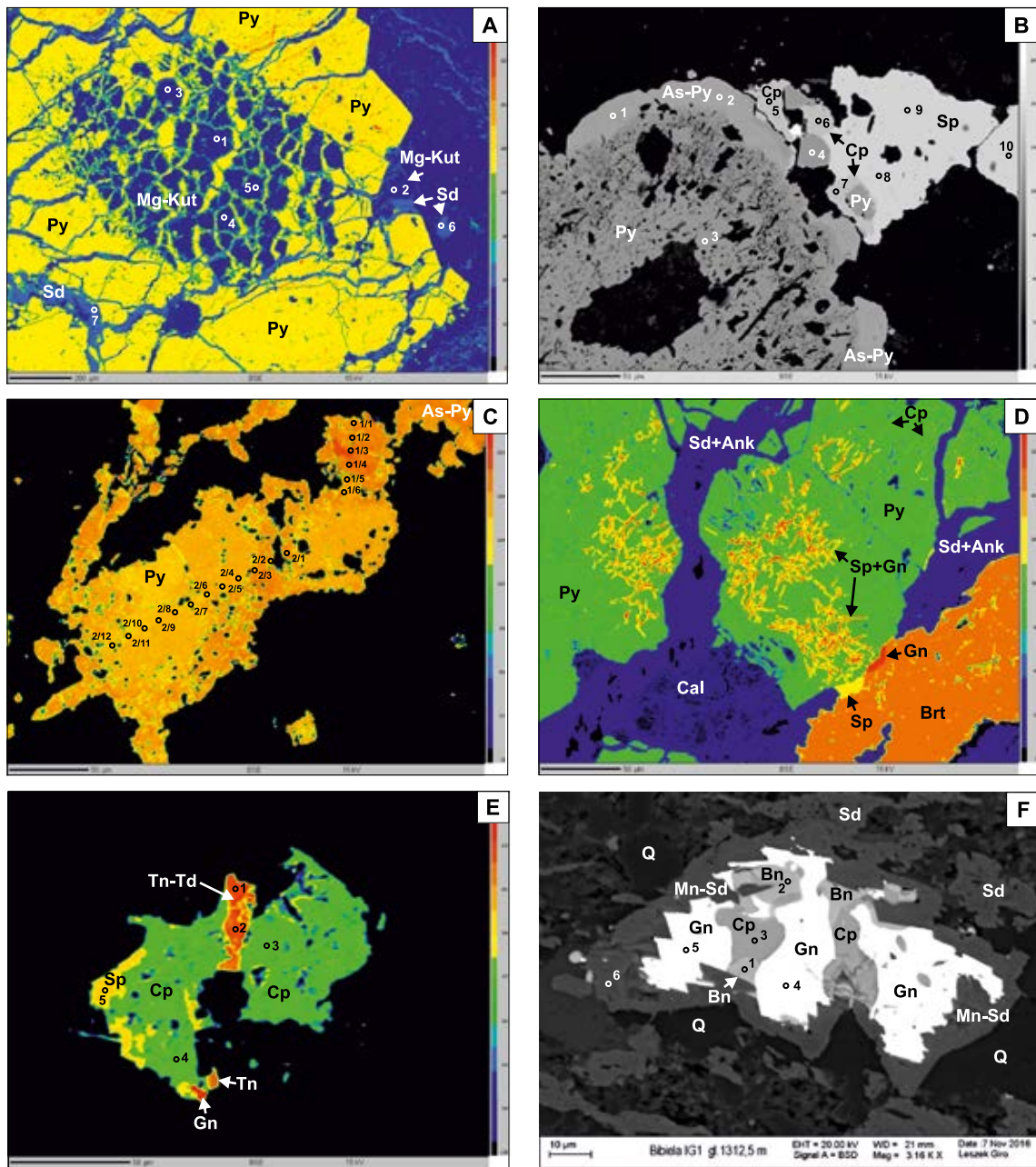
Piryty występuje powszechnie (fig. 76A–D), przy czym w kompleksie ordowickim jest go zdecydowanie więcej niż w skałach ediakaru. Można tu obserwować wiele różnorodnych

Tabela 45

#### Skład chemiczny [% wag.] manganosyderytu w próbce z głęb. 1312,5 m (fig. 76F)

Chemical composition [wt%] of manganosiderite in a sample from depth 1312.5 m (Fig. 76F)

Punkt Point	FeO	CaO	MgO	MnO	CO <sub>2</sub>	Suma Sum
6	28,32	2,94	9,02	18,19	41,53	100,00



**Fig. 76. Okruszcowanie skał ordowiku i ediakaru, zdjęcia w świetle elektronów wtórnie rozproszonych (BSE)**

**A** – agregat pirytowy (Py) z towarzyszącymi węglanami z grupy dolomit-ankeryt-kutnahoryt (Mg-Kut) (tab. 44, fig. 75) oraz z grupy syderyt-magnezyt-rodochrozyt (Sd); głęb. 706,0 m, obraz w barwach sztucznych; **B** – piryt (Py) z licznymi wrostkami skały płonnej, z otoczką pirytu młodszej generacji, bogatej w As (As-Py) (tab. 46), w sąsiedztwie widoczny jest zrost pirytu z chalkopirytem i sfalerytem; głęb. 566,2 m; **C** – agregat pirytu z widoczną zmiennością zawartości As (As-Py) (tab. 47); głęb. 326,3 m, obraz w barwach sztucznych; **D** – kryształy pirytu (Py) pokryte siatką nieregularnych mikrospekain wypełnionych chalkopirytem (Cp), galeną (Gn) i sfalerytem (Sp), rzadziej tennantytem, w otoczeniu występują węglany oraz baryt (Brt); głęb. 706,0 m, obraz w barwach sztucznych; **E** – zrost chalkopirytu (Cp), sfalerytu (Sp), galeny (Gn) i minerału z szeregu tennantyt-tetraedryt (Tn-Td) (tab. 48); głęb. 1335,0 m, obraz w barwach sztucznych; **F** – skupienie chalkopirytu (Cp), galeny (Gn) i bornitu (Bn) (tab. 51) w otoczeniu manganosyderytu (Mn-Sd) (tab. 45); głęb. 1312,5 m

#### Ore mineralization of the Ordovician and Ediacaran rocks, back-scatter elektron image (BSE)

**A** – pyrite aggregate (Py) with carbonates from the dolomite-ankerite-kutnahorite group (Mg-Kut) (Tab. 44, Fig. 75) and siderite-magnetite-rodochrosite (Sd) group; depth 706.0 m, image in false colours; **B** – pyrite (Py) with numerous gangue inclusions, with a younger generation pyrite envelope, rich in As (As-Py) (Tab. 46), an intergrowth of pyrite with chalcopyrite and sphalerite is visible in the vicinity; depth 566.2 m; **C** – pyrite aggregate with visible variability in As content (AS-Py) (Tab. 47); depth 326.3 m, image in false colours; **D** – pyrite crystals (Py) with a network of irregular microcracks filled with chalcopyrite (Cp), galena (Gn) and sphalerite (Sp), less often tennantite; there are also associated carbonates and barite (Brt); depth 706.0 m, image in false colours; **E** – intergrowth of chalcopyrite (Cp), sphalerite (Sp), galena (Gn) and mineral from the tennantite-tetraedrite (Tn-Td) series (Tab. 48); depth 1335.0 m, image in false colours; **F** – concentration of chalcopyrite (Cp), galena (Gn) and bornite (Bn) (Tab. 51) in the manganosiderite (Mn-Sd) envelope (Tab. 45); depth 1312.5 m

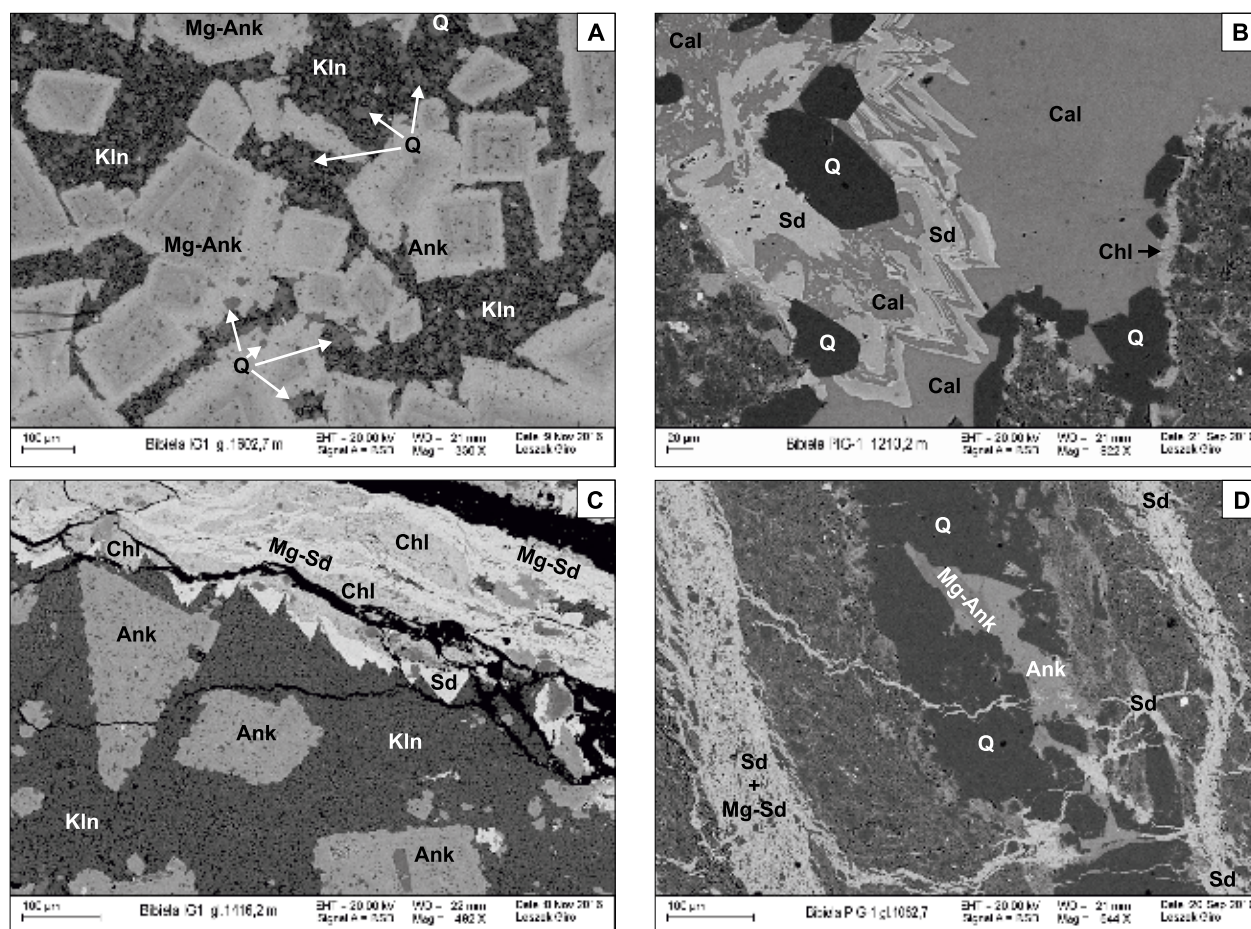


Fig. 77. Polimineralne mikrożyłki rozcinające skały ediakaru, obrazy BSE

A – kryształy z grupy ankeryt–dolomit (Ank; Mg-Ank) z widoczną budową pasową, z drobnokrystalicznym kaolinitowo-kwarcowym wypełnieniem przestrzeni między kryształami (kwarc jaśniejszy, kaolinit ciemniejszy); głęb. 1602,7 m; B – polimineralna żyłka węglanowo-kwarcowa ze znacznym udziałem kalcytu; głęb. 1210,2 m; C – żyłka syderytowo-chlorytowa z młodszym ankerytem i kaolinitem; głęb. 1416,2 m; D – skała ilasta z żyłką kwarcowo-ankerytową, rozcięte rozgałęziającymi się mikrożyłkami węglanowymi (Sd – syderyt, Mg-Sd – syderoplesyt); głęb. 1062,7 m

#### Polyminerale micro-veinlets in Ordovician and Ediacaran rocks, BSE image

A – zoned crystals of ankerite–dolomite group (Ank; Mg-Ank), with fine-crystalline kaolinite–quartz filling the space between crystals (lighter quartz, darker kaolinite); depth 1602.7 m; B – polymineral quartz–carbonate veinlet with a significant proportion of calcite; depth 1210.2 m; C – chlorite–siderite veinlet with a younger ankerite and kaolinite; depth 1416.2 m; D – branching carbonate micro-veinlets cutting clastone with quartz–ankerite veinlet; depth 1062.7 m

form jego występowania: agregaty ziarniste wraz z markasytem osiągające średnicę do 4 cm, impregnacje, drobne skupienia na powierzchniach spękań oraz w żyłkach, samodzielnie lub z innymi siarczkami. W formach żyłowych pirytowi towarzyszą przede wszystkim minerały kruszcowe takie jak: chalkopiryt, galena, sfaleryt. W utworach ediakaru piryt spotyka się głównie w formie idiomorficznych kryształów o średnicy poniżej 0,05 mm, z domieszką Cu na poziomie 0,44–0,60% wag. Podobnie jak w skałach ordowiku w formach żyłowych piryt występuje w asocjacji z chalkopirytem, galeną i sfalerytem, ponadto również z tennantytem lub bornitem.

Skład chemiczny pirytów w kompleksie ordowickim jest zróżnicowany. Cechują się one zmienną zawartością Ni, Co, Cu i As. Najczęściej występują niewielkie domieszki Co (maksymalnie 0,24% wag.), nieco rzadziej Ni (maksymalnie

1,1% wag.). Niekiedy zaznaczają się podwyższone zawartości Cu (do 1,01% wag.). W pojedynczych analizach stwierdzono również domieszki Sb, Mn, Pb, Zn, Hg. Podwyższone zawartości Zn w pirycie pojawiają się głównie w sfalerytowym agregacie mineralnym o średnicy ok. 3 cm (próbka z głęb. 564,4 m). W niektórych pirytach ze stropowej części ordowiku zawartość rtęci dochodzi do 0,35% wag.

W próbce pobranej z metasomatytu przy kontakcie ze skałą magmową (głęb. 566,2 m) występuje ksenomorficzny, „gąbczasty” piryt (z licznymi wrostkami skały płonnej), z otoczką pirytu młodszej generacji bogatej w As (4,74–6,11% wag., tab. 46; fig. 76B). W stropowej części ordowiku również spotyka się piryty wykazujące zmienność zawartości As (maksymalnie do 3,84% wag.) (fig. 76C; tab. 47 – pkt 1/4).

Tabela 46

**Skład chemiczny [% wag.] siarczków w próbce z głęb. 566,2 m (fig. 76B)**  
 Chemical composition [wt%] of sulfides in a sample from depth 566.2 m (Fig. 76B)

Punkt Point	Si	Ca	Fe	S	Cu	Zn	Cd	As	Pb	Ni	Co	Hg	Suma Sum	Minerał Mineral
1	—	0,09	44,40	49,48	—	0,21	—	4,74	—	—	—	—	98,92	As-Py
2	—	—	43,89	48,77	0,14	0,37	—	6,11	—	—	—	—	99,28	
3	0,34	—	45,96	52,99	—	—	—	—	—	—	—	—	99,28	Py
4	0,08	—	45,24	52,86	0,46	0,49	—	—	—	0,30	0,12	—	99,54	
5	0,03	—	29,82	34,67	33,96	0,40	—	—	—	—	—	—	98,88	Cp
6	0,05	—	29,62	34,64	34,03	0,76	—	—	0,12	—	—	—	99,21	
7	—	—	30,00	34,73	33,78	0,44	—	—	—	—	—	—	98,95	
8	0,04	—	0,53	32,96	0,22	65,69	—	—	—	—	—	—	99,44	Sp
9	—	—	0,27	33,10	—	66,27	0,10	—	—	—	—	—	99,75	
10	0,04	—	0,37	32,85	0,12	65,78	0,11	—	—	—	—	0,08	99,35	

„—” – zawartość poniżej granicy wykrywalności. As-Py – piryt arsenowy, Py – piryt, Cp – chalkopiryt, Sp – sfaleryt. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Al, Mg, Se, Te, Sb, Bi, Mn, Ag, Au

“—” – concentration below detection limit; As-Py – As-pyrite, Py – pyrite, Cp – chalcopyrite, Sp – sphalerite. Al, Mg, Se, Te, Sb, Bi, Mn, Ag, Au has not exceeded detection limit

W próbkach z głęb. 702,2 m oraz 706,0 m (w pobliżu tektonicznego kontaktu ordowiku i ediakaru) piryty przecięte są siatką nieregularnych mikrospekań wypełnionych kruszcami (chalkopirytem, galeną i sfalerytem, rzadziej tennantyt) (fig. 76D) oraz węglanami i niekiedy kwarcem.

Piryty pochodzące ze skały magmowej wyróżnia brak domieszek takich pierwiastków, jak Ni, As, Cu, Sb, Zn czy Pb, poza Co, którego zawartości wahają się zwykle w przedziale 0,1–0,2% wag., wyjątkowo osiągają 1,02% wag. Markasyt i mielnikowit-piryt występują bardzo rzadko, niemal wyłącznie w utworach ordowiku.

### Sfaleryt

Sfaleryt najczęściej występuje w asocjacji z pirytem, chalkopirytem i galeną. Rzadko występuje samodzielnie, niekiedy w formie „dendrytów” lub w asocjacji z chalkopirytem w żyłkach węglanowo-kwarcowych. Dominuje niskożelazista odmiana sfalerytu, przy czym w sfalerytach z utworów ordowiku (bez uwzględnienia anomalnej próbki z głęb. 564,4 m) średnia zawartość Fe wynosi 0,57% wag. i jest zauważalnie niższa niż z utworów ediakaru (1,27% wag. Fe). Przeważnie zawierają one również domieszkę Cu do 0,55% wag., średnio 0,15%. Zawartość Cu w sfalerytach, podobnie

Tabela 47

**Skład chemiczny [% wag.] piryty w próbce z głęb. 326,3 m, z pominięciem punktów analitycznych z czystym pirytem (fig. 76C)**  
 Chemical composition [wt%] of pyrite in a sample from depth 326.3 m, excluding pure pyrite analytical points (Fig. 76C)

Punkt Point	Si	Al	Ca	Mg	Mn	Fe	S	As	Ni	Co	Sb	Cu	Suma Sum
1 / 1	—	—	0,03	0,35	—	45,51	50,63	1,05	0,14	0,11	—	—	97,80
1 / 2	0,03	0,02	—	—	—	44,77	51,71	2,34	0,24	0,12	—	—	99,23
1 / 3	—	—	—	—	—	44,82	51,04	3,29	—	0,11	0,07	—	99,34
1 / 4	—	—	—	—	—	44,57	50,92	3,84	—	—	—	—	99,32
1 / 5	0,03	—	—	—	—	44,42	52,35	1,91	0,21	—	—	—	98,91
1 / 6	0,02	—	—	—	—	44,44	51,97	1,67	0,18	—	—	—	98,29
2 / 1	—	—	—	—	—	44,71	52,31	1,78	0,26	—	—	0,21	99,28
2 / 2	—	—	—	—	—	44,76	52,35	1,71	0,33	—	—	—	99,16
2 / 3	0,05	—	—	—	—	44,91	52,43	1,46	—	—	—	—	98,85
2 / 5	—	—	—	—	—	45,35	53,66	—	—	0,11	—	—	99,12
2 / 6	0,20	0,19	—	—	—	43,46	51,64	1,26	0,98	0,14	—	—	97,86
2 / 8	—	—	—	—	—	45,46	53,50	—	—	0,12	—	—	99,08
2 / 11	0,10	0,07	—	—	—	44,56	52,58	0,69	0,20	0,12	—	—	98,32

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Cd, Zn, Pb, Se, Te, Bi, Hg, Ag, Au

“—” – concentration below detection limit. Cd, Zn, Pb, Se, Te, Bi, Hg, Ag, Au has not exceeded detection limit

jak Fe, rośnie w kierunku spągu otworu i w skałach ediakaru wynosi średnio 1,13% wag. przy maksymalnej zawartości miedzi 4,40% wag. W jednym przypadku – w asocjacji z chalkopirytem, tennantytym i galeną, podwyższonej zawartości Cu i Fe towarzyszy dość wysoka zawartość Pb – 0,52% wag. (fig. 76E; tab. 48 – pkt 5).

W sfalerytach z kompleksu ordowickiego zwracają uwagę relatywnie wysokie zawartości Hg, dochodzące do 0,27% wag. Sporadycznie pojawia się antymon (maksymalnie 0,17% wag.), niekiedy Mn od 0,11 do 0,49% wag. Ponadto, w pojedynczych próbkach ze stropu ordowiku, w sfalerycie stwierdzono niewielkie domieszki (na granicy wykrywalności) Ag (0,08% wag.) i Au (0,18% wag.).

Zdecydowanie odmienny jest sfaleryt budujący agregat ziarnisty średnicy ok. 3 cm na głęb. 564,4 m. Maksymalna zawartość Fe wynosi tutaj 4,09% wag. przy średniej z 6 analiz wynoszącej 2,12% wag. Tworzy on niezwykłą dla otworu Bibiela PIG 1 asocjację, w której dominuje ciemny sfaleryt, a towarzyszą mu: piryty, chalkopiryty, galena, tennantyt, gersdorffit, rammelsbergit i nikielin. Drobne wrostki piryty i chalkopiryty, rzadko przekraczające wielkość 10 µm, są liczne w całym sfalerytowym agregacie mineralnym. Sfaleryt ten wykazuje dość wysoką zawartość Cu – maks. do 2,33% wag. Od innych sfalerytów różni się wyraźnie niższą zawartością Cd (do 0,2% wag.), gdyż średnia zawartość Cd w badanej populacji sfalerytów wynosi 0,31% wag., a wyniki mieszczą się w przedziale 0,1–1,2% wag.

Sfaleryty w skałach ediakaru, poza wyższą zawartością Fe i Cu, cechuje brak domieszek Hg (rtęć stwierdzono tylko w sfalerytach z jednej próbki).

### Chalkopiryty

Chalkopiryty najczęściej występują w żyłkach węglanowych, często z kwarcem i chlorytem oraz innymi kruszcami. Zdecydowanie rzadziej spotyka się go w wypełnieniach kaolinowych w ankerycie, w asocjacji z tennantytym (fig. 78A) i jest to zapewne najmłodsza asocjacja tych kruszców.

W skałach ordowiku chalkopiryty występują w asocjacji z pirytem, sfalerytem i galeną (fig. 76B) i dość często zawierają różne domieszki, głównie Zn i Hg. Cynk pojawia się w mniej niż połowie analizowanych punktów, przy maksymalnej

zawartości 2,02% wag. i średniej wynoszącej 0,28%. Domieszka rtęci w chalkopirytych występuje w trzech próbkach, w stropowej części ordowiku. Jej zawartości dochodzą do 0,52% wag. przy średniej wynoszącej 0,18% wag. Spotyka się domieszki As do 1,58% wag. Kobalt w chalkopirytych, tak jak i Pb, pojawia się sporadycznie, a jego zawartość nie przekracza 0,16% wag., podczas gdy zawartość Pb dochodzi maksymalnie do 0,33% wag.

W nietypowej asocjacji opisywanej w sfalerytowym agregacie z minerałami Ni wszystkie chalkopiryty zawierają znaczne ilości Zn (1,24–3,26% wag.; średnio 2,01%), a większość zawiera również Ni w ilości 0,14–0,66% wag. (średnio 0,22% wag.). W chalkopirytych tej asocjacji nie wykryto As, mimo powszechnej w niej obecności minerałów arsenowych.

Poddane badaniom chalkopiryty w profilu skał ediakarskich zawierają mało domieszek innych pierwiastków. Zawartości Zn rzadko są wyższe od granicy wykrywalności a podwyższoną zawartość As (0,52% wag.) stwierdzono tylko w jednej próbce, w chalkopirytych najmłodszej generacji (krystalizującym w kaolinicie). Również sporadycznie występuje Co, Ni, Mn, a także Hg na poziomie 0,03–0,25% wag (tab. 48).

Chalkopiryty budują niekiedy centralną część kryształów tennantytu-tetraedrytu (fig. 78B). Spotyka się też wzajemne przerosty chalkopiryty z bornitem, niekiedy ze sfalerytem ± galeną ± tennantytym (fig. 76E).

W części spągowej profilu otworu chalkopiryty wyraźnie dominują wśród minerałów kruszcowych i występują w formie impregnacji i smug w żyłkach mlecznego ankerytu. Intensywność impregnacji w poszczególnych żyłkach jest dość duża, jednak nie są one liczne, a ich grubość jest zwykle zbliżona do 1 cm.

### Galena

Z obserwacji mikroskopowych wynika, że galena występuje dość powszechnie, ale tworzy zwykle bardzo drobne kryształy. Skupienia galeny wyjątkowo osiągają średnicę kilku dziesiątych milimetra, na ogół są to kryształy wielkości rzędu kilku lub kilkudziesięciu µm (np. fig. 76F, 78C, D). Galena zwykle występuje w asocjacji ze sfalerytem, chalkopirytem i pirytem, przy czym w kompleksie ediakarskim

Tabela 48

#### Skład chemiczny [% wag.] siarczków i siarkosoli w próbce z głęb. 1335,0 m (fig. 76E)

Chemical composition [wt%] of sulfides and sulfosalts in a sample from depth 1335.0 m (Fig. 76E)

Punkt Point	Ca	Cu	Fe	S	As	Sb	Zn	Pb	Cd	Hg	Suma Sum	Minerał Mineral
1	0,13	40,92	2,81	27,01	15,39	6,94	6,44	—	—	—	99,64	Tn-Td
2	0,06	41,06	2,81	27,20	16,48	5,72	6,41	—	—	—	99,73	
3	0,06	34,46	30,05	34,18	—	—	—	—	—	—	98,74	Cp
4	0,16	34,31	30,38	34,45	—	—	0,25	—	—	—	99,55	
5	0,15	2,66	3,38	32,21	—	—	60,90	0,52	0,10	0,10	100,02	Sp

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Cp – chalkopiryty, Tn – tennantyt, Sp – sfaleryt. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Si, Al, Mg, Se, Te, Bi, Ni, Co, Ag, Au

“—” – concentration below detection limit; Cp – chalcopryite, Tn – tennantite, Sp – sphalerite. Si, Al, Mg, Se, Te, Bi, Ni, Co, Ag, Au has not exceeded detection limit

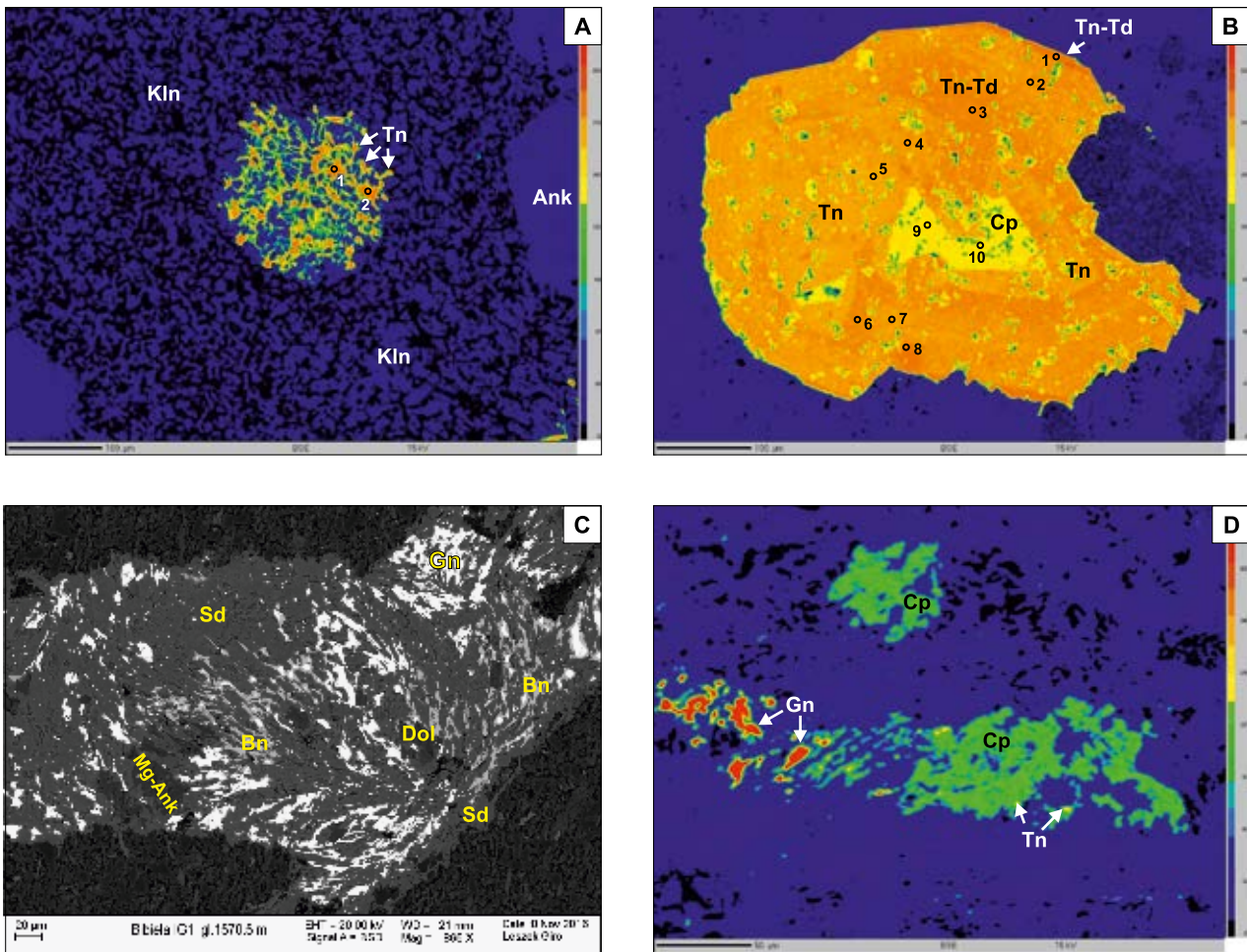


Fig. 78. Okruszcowanie skał ediakaru, obrazy BSE

**A** – tennantyt (Tn) z chalkopirytem w młodej asocjacji z kaolinitem (Kln) i ankeritem (Ank) (tab. 49); głęb. 1509,0 m, obraz w barwach sztucznych; **B** – minerał z szeregu tennantyt-tetraedryt (Tnd-Td) w asocjacji z chalkopirytem (Cp) (tab. 50); głęb. 1430,0 m, obraz w barwach sztucznych; **C** – intensywne okruszcowanie galeną (Gn) i bornitem (Bn) w mikrożyłce grubości rzędu 0,2 mm, gdzie kruszce tworzą drobnokrystaliczne impregnacje wśród minerałów węglanowych: syderytu (Sd), ankerytu (Ank) i dolomitu (Dol); głęb. 1570,5 m; **D** – wtrącenia bardzo drobnokrystalicznego tennantytu (Tn) w mikrożyłkach węglanowych, z impregnacją chalkopirytem (Cp) i galeną (Gn); głęb. 1570,5 m

#### Ore mineralization of the Ediacaran rocks, BSE image

**A** – tennantite (Tn) with chalcopyrite, in a young association with kaolinite (Kln) and ankerite (Ank) (Tab. 49); depth 1509.0 m, image in false colours; **B** – mineral from the tennantite-tetrahedrite (Tnd-Td) series in association with chalcopyrite (Cp) (Tab. 50); depth 1430.0 m, image in false colours; **C** – intense galena (Gn) and bornite (Bn) ore mineralization in micro-vein in the order of 0.2 mm thickness, where the ores form fine-crystalline impregnation among carbonate minerals: siderite (Sd), ankerite (Ank) and dolomite (Dol); depth 1570.5 m; **D** – inclusions of very finely crystalline tennantite (Tn) in carbonate micro veins, impregnated with chalcopyrite (Cp) and galena (Gn); depth 1570.5 m

dotąd z tennantitem (fig. 76E) lub bornitem (fig. 76F). W nietypowej próbce z głęb. 564,4 m, w której galena występuje w asocjacji z minerałami niklu, wyróżnia się ona podwyższoną zawartością Ni (0,44% wag.).

Intensywniejsze okruszcowanie galeną stwierdzono w drobnych żyłkach o grubości 0,2 mm, gdzie w asocjacji z bornitem lub chalkopirytem i tennantitem tworzy drobnokrystaliczne impregnacje wśród minerałów węglanowych: syderytu, ankerytu i dolomitu (fig. 78C, D).

Cechą wspólną dla galeny z obu kompleksów skalnych jest stała obecność Fe; w ordowiku na poziomie 0,41–1,04% wag (średnio 0,78% wag.) a w ediakarze na poziomie 0,11–1,69% wag. (średnio 0,64%). W dwóch analizach skał ordowickich

w galenie zarejestrowano dość wysokie zawartości Zn (0,59 i 2,73% wag.) i Cu (0,38 i 0,86% wag.), natomiast w skałach ediakaru podwyższone zawartości Zn dochodzące do 1,86% wag. spotyka się jedynie sporadycznie, nieco częściej pojawiają się dość wysokie zawartości Cu (0,15–1,21% wag.).

Domieszki selenu (0,49–1,86% wag.) odnotowano tylko w galenie z próbek pochodzących ze stropu ordowiku, które są także wzbogacone w Hg do 0,11% wag. Natomiast, w skałach ediakaru, domieszki Hg są wyższe (do 0,22% wag.) i obserwuje się je niemal w połowie próbek. Sporadycznie galena zawiera podwyższone zawartości Co (do 0,12% wag.), Mn (0,11% wag.), Ni (0,12% wag.) oraz Sb (do 0,31% wag.).

### Minerały niklu (gersdorffit, rammelsbergit, nikielin)

Przejawy okruszczenia siarkosolami niklu napotkano w stropie ordowiku w agregatach piryto-marksytowych oraz w próbce z głęb. 564,4 m, gdzie występowanie minerałów niklu związane jest z opisanym wcześniej sfalerytowym agregatem mineralnym o średnicy ok. 3 cm. Głównym minerałem niklu jest tu gersdorffit – NiAsS, który jest minerałem z podstawieniami diadochowymi Co i Fe o przybliżonym wzorze (Ni,Co,Fe)(As,Sb)S, przy czym zwykle wyższa jest zawartość Co niż Fe. Obecna jest również niewielka domieszka Sb na poziomie 0,25-1,19% wag. Nieco rzadziej występuje rammelsbergit (NiAs<sub>2</sub>). Podobnie jak w gersdorfficie, w rammelsbergicie stały jest udział Sb (0,28–0,60% wag.) zastępującego As, a także Co (0,35–0,76% wag.) i Fe (0,60–2,15% wag.) zastępujących Ni.

Nikielin (NiAs) został stwierdzony tylko w jednej analizie. W strukturze nikielinu nikiel jest częściowo podstawiany przez Co (0,23% wag.) i Fe (0,56% wag.), a arsen jest w niewielkim stopniu zastępowany przez Sb (0,2% wag.).

### Szereg tennantyt-tetraedryt

Tennantyt Cu<sub>10</sub>(Fe,Zn)<sub>2</sub>As<sub>4</sub>S<sub>13</sub> stwierdzono w kompleksie ordowickim dopiero w próbce z głęb. 564,4 m. W skałach

magmowych obecność śladowych ilości tennantytu odnotowała Pańczyk (Habryn i in., 2017), natomiast dość powszechnie w profilu wiercenia tennantyt występuje dopiero od głęb. ok. 890 m (fig. 73).

Minerał ten zarówno w skałach ordowiku, jak i ediakaru obserwowany był w podobnych asocjacjach: w zrostach z galeną, sfalerytem i chalkopirytem (fig. 76E), wyłącznie z chalkopirytem (fig. 78 B), lokalnie również z chalkopirytem, ale w młodszej asocjacji z kaolinitem (fig. 78A; tab. 48 z galeną i chalkopirytem w żyłkach węglanowych (fig. 78D), a także w formie wypełnień spękań w piryecie.

W skałach ordowiku występuje niemal czysty tennantyt, gdyż zawartości Sb często nie przekraczają progu wykrywalności albo są na niskim poziomie (do 0,24% wag.). Natomiast cechą wyróżniającą tennantyt w utworach ediakaru jest to, że zawartości Sb są wyraźnie wyższe i rosną wraz z głębokością, tylko w nielicznych przypadkach nie przekraczają progu wykrywalności. Średnia zawartość Sb dla tennantytów w skałach ediakaru wynosi 2,48% wag., maksymalnie osiąga 11,54% wag. i wtedy wagowo przeważa nad As – 11,40% wag. Fazy wzbogacone w Sb (>5% wag.) opisywane są jako minerały szeregu tennantyt-tetraedryt (na fotografiach – Tn-Td). W tennantycie spotyka się podwyższone zawartości Pb do 1,35% wag. (fig. 78B; tab. 49 – pkt 4). Praktycznie brak w nim domieszek innych pierwiastków.

Tabela 49

#### Skład chemiczny [% wag.] siarczków i siarkosoli w próbce z głęb. 1430,0 m (fig. 78B)

Chemical composition [wt%] of sulfides and sulfosalts in a sample from depth 1430.0 m (Fig. 78B)

Punkt Point	Ca	Mg	Cu	Fe	Zn	As	Sb	S	Cd	Pb	Co	Suma Sum	Minerał Mineral
1	0,14	—	40,52	1,61	6,50	13,60	8,66	27,32	—	—	—	98,35	Tn-Td
6	—	—	41,87	3,01	4,89	16,38	5,24	27,95	—	—	—	99,34	
2	0,03	—	42,00	2,73	5,32	17,41	3,87	28,06	0,12	—	—	99,52	Tn
3	—	—	42,03	2,65	5,12	17,27	3,87	27,93	—	—	—	98,87	
4	—	—	43,15	3,53	3,84	18,76	0,42	28,13	—	1,35	—	99,17	
5	—	0,28	42,50	3,59	4,10	19,46	0,27	28,22	—	0,20	—	98,62	
7	—	—	41,88	2,96	4,94	16,88	4,11	28,18	0,09	—	0,10	99,14	
8	—	—	42,45	2,74	5,33	16,85	3,50	27,87	—	—	—	98,73	
9	—	—	34,09	30,49	0,28	—	—	34,45	—	—	—	99,30	Cp
10	—	—	34,32	30,33	0,26	—	—	34,29	—	—	—	99,18	

„—” – zawartość poniżej granicy wykrywalności. Cp – chalkopiryty, Tn – tennantyt; Tn-Td – minerały szeregu tennantyt-tetraedryt. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Si, Al, Se, Te, Bi, Ni, Hg, Mn, Ag, Au

“—” – concentration below detection limit. Cp – chalcopyrite, Tn – tennantite, Tn-Td – tennantite-tetrahedrite series. Si, Al, Se, Te, Bi, Ni, Hg, Mn, Ag, Au has not exceeded detection limit

Tabela 50

#### Skład chemiczny [% wag.] tennantytu w próbce z głęb. 1509,0 m (fig. 78A)

Chemical composition [wt%] of tennantite in a sample from depth 1509.0 m (Fig. 78A)

Punkt Point	Cu	Fe	Zn	As	S	Sb	Pb	Co	Suma Sum
1	42,84	5,15	2,26	19,56	29,42	0,14	0,38	0,09	99,83
2	42,95	4,88	2,48	19,54	29,54	0,17	0,18	—	99,74

„—” – zawartość poniżej poziomu wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Si, Al, Ca, Mg, Cd, Se, Te, Bi, Ni, Mn, Hg, Ag, Au

„—”, – concentration below detection limit. Si, Al, Ca, Mg, Cd, Se, Te, Bi, Ni, Mn, Hg, Ag, Au has not exceeded detection limit

Tabela 51

**Skład chemiczny [% wag.] siarczków w próbce z głęb. 1312,5 m (fig. 77F)**  
 Chemical composition [wt%] of sulfides in a sample from depth 1312.5 m (Fig. 77F)

Punkt Point	Si	Cu	Fe	S	Cd	Pb	Hg	Au	Suma Sum	Minerał Mineral
1	0,03	62,37	11,69	25,51	—	—	—	—	99,60	Bn
2	—	60,86	11,84	26,11	—	—	0,13	0,18	98,94	
3	—	34,63	29,79	34,40	—	0,04	—	—	98,86	Cp
4	—	0,58	0,52	13,28	—	85,10	—	—	99,48	Gn
5	—	0,18	0,54	13,38	0,09	85,32	—	—	99,51	

„—” – zawartość poniżej granicy wykrywalności. Bn – bornit, Cp – chalkopiryt, Gn – galena. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Al, Ca, Mg, Zn, Se, Te, As, Sb, Bi, Ni, Co, Ag

“—” – concentration below detection limit. Bn – bornite, Cp – chalcopyrite, Gn – galena. Al, Ca, Mg, Zn, Se, Te, As, Sb, Bi, Ni, Co, Ag has not exceeded detection limit

Tabela 52

**Skład chemiczny [% wag. i % at.] minerału zbliżonego do bornitu w próbce z głęb. 1416,2 m**  
 Chemical composition [wt% and at%] of a mineral similar to bornite in a sample from depth 1416.2 m

Punkt Point	Ca		Cu		Fe		S		Hg		Suma Sum	
	% wag.	% at.	% wag.	% at.	% wag.	% at.	% wag.	% at.	% wag.	% at.	% wag.	% at.
1	0,07	0,086	56,24	43,23	13,58	11,88	29,31	44,66	—	—	99,2	99,86
2	0,04	0,051	56,34	43,36	13,35	11,69	29,2	44,54	0,035	0,008	98,97	99,64

„—” – zawartość poniżej granicy wykrywalności. Poziomu wykrywalności nie przekroczyły: Si, Cd, Zn, As, Ni, Co, Mg, Ag, Au

“—” – concentration below detection limit. Si, Cd, Zn, As, Ni, Co, Mg, Ag, Au has not exceeded detection limit

Największe rozmiary (0,56 mm) tennantyt osiąga w próbce z głęb. 1430,0 m, w której występuje samodzielnie lub narasta na chalkopirycie (fig. 78B), tutaj też udział Sb w składzie minerału jest najwyższy (tab. 49). Znacznie mniejsze są skupienia tennantytu zaobserwowane w mikrożyłkach węglanowych (fig. 78D).

### Bornit

Bornit ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ) występuje głównie na głęb. 1273,0–1570,5 m (fig. 73) (ediakar), chociaż pierwsze wystąpienie zarejestrowano w spągu ordowiku, w próbce z głęb. 706,0 m. Bornit występuje przede wszystkim w asocjacji z chalkopirytem, rzadziej z galeną, sfalerytem i pirytem. Nie napotkano bornitu w asocjacji z tennantytem.

Analizy bornitu wykazują znaczne wahania składu chemicznego. Spotyka się bornit zbliżony do składu teoretycznego (tab. 51 – pkt 1; fig. 76F), jednak udokumentowano również minerał zbliżony do bornitu, występujący w chalkopirycie. Według uzyskanych analiz bardziej pasuje on do wzoru  $\text{Cu}_4\text{FeS}_4$  (tab. 51). Podobny minerał, o zbliżonej for-

mule, zidentyfikowano m.in. na półwyspie Kola – w skałach alkalicznych masywu górskiego Chibiny (Lisitsin i in., 2002). Opisany on został (bez podania nazwy) na podstawie analiz w mikroobszarze jako minerał o składzie (w % wag.): K 0,44–1,54%; Fe 11,73–14,55%; Cu 53,30–57,55%; S 28,03–30,56% (suma 98,12–100,14% wag.) i wzorze  $\text{KCu}^{1+}\text{Cu}^{2+}_{19}\text{Fe}^{2+}_{18}\text{S}_{38}$ , w uproszczeniu  $\text{Cu}_4\text{FeS}_4$  (Jambor i in., 2003). Występuje on w asocjacji z chalkopirytem, ewentualnie z murunskitem ( $\text{K}_2\text{Cu}_3\text{FeS}_4$ ). Obecnie w systemie kodyfikacji nienazwanych minerałów (Smith, Nickel, 2007) figuruje on pod symbolem IMA: UM2002-/-S:CuFeK. Opisujący powyżej minerał z otworu Bibiela PIG 1 charakteryzuje się zbliżonym składem, niestety nie analizowano w nim potasu.

Bornity generalnie nie zawierają domieszek innych pierwiastków, jedynie zawartości Zn w jednej z próbek są wyższe od granicy wykrywalności (0,21–0,28% wag.). Sporadycznie spotyka się wyższe od poziomu wykrywalności zawartości Mn (0,07–0,10% wag.), w jednym przypadku występuje Hg (0,13% wag. – tab. 52; fig. 76F) i w tej samej próbce stwierdzono niewielką domieszkę Au (na granicy wykrywalności – 0,18% wag.). W bornicie nie stwierdzono domieszek srebra.

## MINERALIZACJA POLIMETALICZNA NA TLE MINERALIZACJI REGIONALNEJ

W północnej części bloku górnośląskiego zarejestrowano w profilach otworów wiertniczych, kilkadziesiąt wystąpień skał magmowych, które tworzą intruzje przecinające skały ordowiku, dewonu (fig. 3). Najczęściej są to dajki porfirowe (ryolitoidy, dacytoidy), rzadziej lamprofiry, sporadycznie dia-

bazy. Największą rozpoznaną intruzją, zbliżoną kształtem do lopolitu, jest intruzja porfirowa w rejonie Koziegłów. Na omawianym obszarze dotychczas nie rozpoznano intruzji granitoidów, jednak nie można wykluczyć ich obecności w obrębie bloku górnośląskim (Markowiak, 2017).

W sąsiedztwie otworu Bibiela PIG 1 skały magmowe nawiercono wcześniej w pobliżu Woźnik (otwór 62-CW, 13-KW – ok. 16 km na północ od omawianego otworu) (fig. 79). W podobnej odległości porfiry występują w formie dużej intruzji na NE (rejon Koziegłów) i na NEE w rejonie Winowna, a także Siewierza (Dziewki – otwór W-6, W-9 – Śliwiński, 1960) oraz SP-150 (fig. 79; Markiewicz, Markowiak, 1998). Również na zachód od otworu Bibiela PIG 1, w odległości ok. 8 km, na skały magmowe natrafiono na głęb. 231–233 m w otworze hydrogeologicznym S-7B (fig. 79).

Badania wieku bezwzględnych cyrkonów występujących w profilach pobliskich otworów wiertniczych rejonu Mysłowa i Koziegłów, przeprowadzone metodą U-Pb SHRIMP ( $303,8 \pm 2,2$  Ma – dacyt i  $294,4 \pm 2,5$  Ma – lamprofir), wskazują na waryscyjski wiek magmatyzmu w tej części bloku górnośląskiego (Mikulski i in., 2019).

Porfiry intruzji z rejonu Koziegłów poza tlenkami Fe i Ti zawierają śladowe ilości minerałów kruszcowych. Są to siarczki i siarkosole, głównie piryt (lokalnie z domieszką Ni i Co) oraz chalkopiryt, bornit, galena, sfaleryt, pirotyt, minerały szeregu tennantyt-tetraedryt, również z rzadko spotykaną odmianą tennantytu bizmutowego (annivite)  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{As}, \text{Bi}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$ , a nawet hessyt (Pańczyk i in., 2012).

Ponadto w rejonie intruzji stwierdzono przejawy mineralizacji minerałami zawierającymi pierwiastki ziem rzadkich (Mikulski i in., 2015).

Porównując okruszczowanie rozpoznane w profilu otworu Bibiela PIG 1 z mineralizacją skał magmowych rejonu Koziegłów, zauważa się ich duże podobieństwo. Występuje tu zbliżony zestaw podstawowych minerałów kruszcowych. Jednak w skałach ordowiku w otworze Bibiela PIG 1 występuje czysty tennantyt, podczas gdy w porfirach rejonu Koziegłów obserwuje się znaczne wahania zawartości Sb i As (5,21–24,13% wag. As, średnio 14,46%) (Pańczyk i in., 2012).

Na obszarze sąsiadującym z wierceniem Bibiela PIG 1 od północnego-zachodu, w okolicach miejscowości Kalety-Koszęcin (powiat tarnogórski i lubliniecki), oprócz typowego w dolomitach triasu środkowego okruszczowania Zn-Pb-Fe, w skałach triasu dolnego udokumentowane zostały asocjacje minerałów miedziowych reprezentowane przez chalkopiryt, bornit, chalkozyn, kowelin i tetraedryt (Pieczonka, 2010). Okruszczowanie to może być powiązane ze źródłem metali znajdującym się w podłożu triasu, w skałach paleozoicznych (Pieczonka, 2010). Szersze omówienie tego problemu znajduje się w opracowaniu Markowiak, Habryn (2020).

## PODSUMOWANIE

Rozpoznana dzięki wierceniu Bibiela PIG 1 mineralizacja kruszcowa skał ordowiku i ediakaru ma charakter niskotemperaturowej mineralizacji polimetalicznej i jest związana z oddziaływaniem waryscyjskiego kwaśnego magmatyzmu na ediakarsko-paleozoiczne klastyczne osady. Zarówno skały ordowiku, jak i ediakaru rozcięte są licznymi żyłkami o zbliżonym charakterze. Są to przede wszystkim drobne żyłki, przeważnie o grubości do 0,5 cm. Większość żyłek jest polimineralna. Największy udział mają w nich zróżnicowane węglany, z którymi podrzędnie współwystępuje kwarc. Rzadziej występują czyste żyłki węglanowe, lokalnie obserwuje się pojedyncze żyłki kwarcowe. Niekiedy w żyłkach spotyka się baryt i kaolinit, sporadycznie chloryt, skalenie, epidot, a w skałach ediakaru również łyszczyki. Miejscami w obrębie wypełnienia żyłek występuje okruszczowanie.

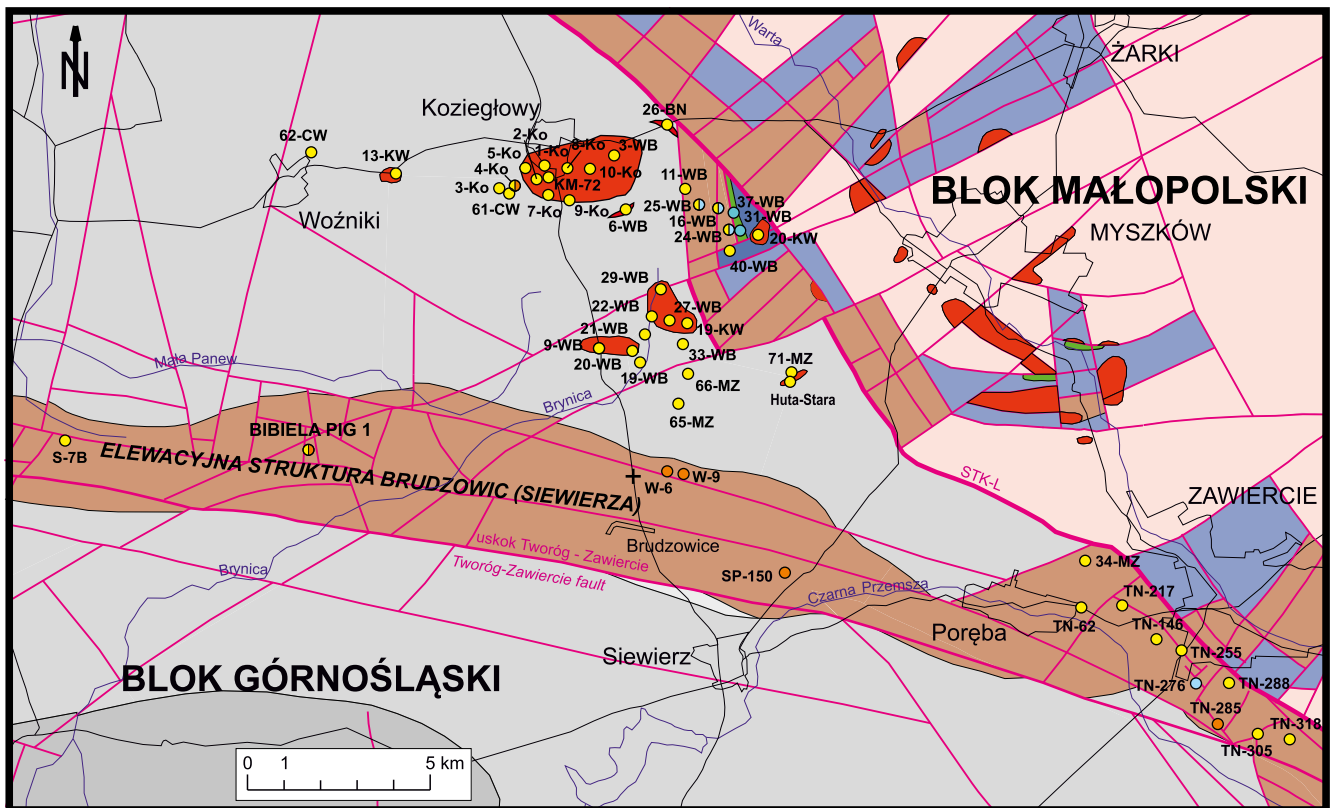
Skład chemiczny węglanów budujących żyłki jest bardzo zmienny. Stwierdzono obecność różnych faz pośrednich pomiędzy dolomit, ankerytem i kutnahorytem, jak również syderitem, magnezytem i rodochrozytem, lokalnie również kalcytu (zmienność zawartości Mg, Fe, Mn i Ca). Powszechnie, niemal w całym ordowiku i ediakarze, występują nieregularne i rozgałęziające się syderytowe i syderoplesytowe mikrożyłki, tworząc wypełnienia gęstych sieci splekań. Jest to jedna z najmłodszych generacji żyłek.

Kaolinit w większych nagromadzeniach występuje niemal wyłącznie w skałach magmowych i w ich bezpośrednim otoczeniu. Ilość kaolinitu zaczyna rosnąć wraz z głębokością, mniej więcej od 1330 m. Baryt, podobnie jak kaolinit i epidot, koncentruje się głównie w skałach magmowych i w otoczeniu intruzji, lokalnie zawiera niewielką domieszkę Sr. W skałach ordowiku kalcyt jest podrzędnym składnikiem żyłek, w więk-

szych ilościach pojawia się przede wszystkim w strefie występowania intruzji skał magmowych oraz w ich otoczeniu. Natomiast, udział kalcytu w żyłkach przecinających skały ediakaru jest większy, szczególnie na głęb. 850–1330 m.

Mineralizacja kruszcowa w skałach ordowiku i ediakaru jest nieciągła, przeważnie śladowa, a lokalnie uboga (przede wszystkim w strefie występowania skał magmowych i w spągu otworu, od głęb. ok. 1400 m). W skałach ordowiku stwierdzono następujący zespół mineralny: piryt, mielnikowit-piryt, markasyt, chalkopiryt, galena, sfaleryt, w skałach magmowych również tlenki tytanu, tytanit oraz tennantyt. Wyraźnie widoczny jest wzrost intensywności mineralizacji kruszcowej związany z żyłami skał magmowych (dominuje piryt, podrzędnie obecny jest chalkopiryt). W spągu ordowiku, na głęb. poniżej 700 m, pojawia się w śladowych ilościach bornit i tennantyt. Wyjątkowa jest asocjacja zaobserwowana jedynie w próbce z głęb. 564,4 m. W sfalerytowym agregacie ziarnistym o średnicy ok. 3 cm występują takie minerały jak: piryt, chalkopiryt, galena, tennantyt, gersdorffit, rammelsbergit i nikielin.

Pod względem użycia oraz okruszczowania istnieje znaczne podobieństwo pomiędzy skałami ordowiku i ediakaru, a mineralizacja hydrotermalna w obu kompleksach ma prawdopodobnie tę samą genezę, chociaż zaznacza się tu jej strefowość. W utworach ordowiku najbogatsze jest okruszczowanie pirytowo-markasytowe. Natomiast w ediakarze siarczki żelaza mają znacznie mniejszy udział, a dominującym minerałem kruszcowym w spągowej części otworu jest chalkopiryt, przy czym dość powszechnie od głęb. ok. 900 m występują minerały szeregu tennantyt-tetraedryt, a nieco głębiej również bornit.



- karbon górny (namur A) – seria paraliczna  
*Upper Carboniferous (Namurian A) – Paralic Series*
- karbon dolny (wizen) – karbon górny (namur A) – utwory klastyczne (kulm)  
*Lower Carboniferous (Visean) – Upper Carboniferous (Namurian A) – terrigenous complex*
- karbon dolny (turnej – wizen) – utwory węglanowe  
*Lower Carboniferous (Tournaisian – Visean) – carbonate complex*
- dewon – utwory klastyczne dewonu dolnego i utwory węglanowe dewonu środkowego, górnego  
*Devonian – terrigenous complex Lower Devonian and carbonate complex Middle and Upper Devonian*
- ordowik (formacja z Bibieli)  
*Ordovician (Bibiela Formation)*
- ordowik – sylur (formacja z Mrzygłodu i formacja z Zawiercia)  
*Ordovician – Silurian (Mrzygłód Formation and Zawiercie Formation)*
- ediakar – skały anchimetamorficzne  
*Ediacaran – anchimetamorphic rocks*
- porfiry, granitoidy  
*porphyrites, granitoids*
- diabazy  
*diabases*
- STK-L strefa uskokuwa Kraków–Lubliniec  
*Kraków–Lubliniec fault zone*
- uskoki  
*faults*
- otwory wiertnicze, w których nawiercono skały magmowe (blok górnośląski)  
*boreholes with magmatic rocks (Upper Silesian Block)*
- porfiry  
*porphyries*
- lamprofiry  
*lamprophyres*
- diabazy  
*diabases*
- + wychodnia lamprofirów  
*outcrop of lamprophyres*

**Fig. 79. Mapa geologiczna rejonu Brudzowic (Siewierz) bez utworów permu i młodszych (wg Buła, Habryna, 2008, zmodyfikowana Markowiak, Habryn, 2020) z profilami otworów z mineralizacją polimetaliczną**

Geological map of the Brudzowice (Siewierz) area without the Permian and younger formations (after Buła, Habryn, 2008, modified Markowiak, Habryn, 2020) with borehole sections with polymetallic mineralization

Mineralizacja kruszcowa obserwowana w otworze ma dość złożoną genezę. Najstarsze jest okruszcowanie pirytem w formie framboidalnej, oraz agregatów pirytowych i piryto-marksytowych, powstających prawdopodobnie w warunkach redukcyjnych na etapie diagenety skał ordowickich. Natomiast w utworach ediakaru, które powstawały w warunkach utleniających (pierwotne czerwono-brązowe zabarwienie skał), nie zaobserwowano pirytu framboidalnego. W próbkach z głęb. 702,2 m oraz 706,0 m piryty pocięte są siatką nieregularnych mikrospekań wypełnionych chalkopirytem lub galeną i sfalerytem (fig. 76D), rzadziej tennantytem. Spękania te mają zapewne związek z pobliską strefą uskokową na granicy ediakaru i ordowiku (na głęb. 711,0 m).

Obserwowana w skałach ordowiku i ediakaru niskotemperaturowa mineralizacja hydrotermalna wykazuje cechy wieloetapowości, przy czym kruszce krystalizowały zwykle równocześnie z węglanami. Wyróżnić można kilka podstawowych asocjacji kruszców:

1. piryt z domieszką arsenu (do 6,11% wag. As);
2. chalkopiryt–sfaleryt–galena–piryt;
3. chalkopiryt–sfaleryt–galena–tennantyt–piryt;
4. chalkopiryt–sfaleryt–galena–bornit–piryt;
5. sfaleryt–piryt–chalkopiryt–galena–tennantyt–gersdorffit–rammelsbergit–nikielin;
6. tennantyt–chalkopiryt (najmłodsza asocjacja – występująca w kaolinicie).

Następstwo wiekowe poszczególnych asocjacji jest trudne do określenia ze względu na niewielką gęstość żył, a także, ze względu na przeważnie bardzo małą wielkość skupień kruszców, brak możliwości makroskopowego określenia asocjacji mineralnych występujących w żyłkach.

W profilu pionowym otworu wiertniczego obserwuje się pewne zróżnicowanie w rozmieszczeniu poszczególnych minerałów, co może być związane ze strefowością mineralizacji. Zapewne ze strefowością tą związane jest także zróżnicowanie w składzie chemicznym tych kruszców. Większy udział pierwiastków śladowych w minerałach kruszczowych obserwuje się przeważnie w ordowiku, a szczególnie w stropowej jego części, np. obecność Se w galenie. Również rtęć koncentruje się przede wszystkim w stropie ordowiku, w piryty i chalkopiryty, natomiast w całym profilu ordowiku obecna jest w sfalerycie. Wydaje się, że tylko w galenie rtęć występuje bez większego zróżnicowania zarówno w ordowiku, jak i w ediakarze. Jak wynika z badań geochemicznych, skały ordowiku w całym profilu wykazują anomalne zawartości Hg. Wahają się one w granicach 0,40–1,18 ppm i występują niezależnie od litologii skał (Lasoń, ten tom).

W próbkach z głęb. 297,8 m i 1312,5 m, odpowiednio w sfalerycie i bornicie, ujawniono śladowe zawartości Au (0,18% wag.), a w próbce z głęb. 285,7 m, w sfalerycie, nie-

wielką domieszkę Ag wynoszącą 0,08% wag. (również na granicy wykrywalności). Różnice w mineralizacji kruszczowej występującej w skałach ordowiku i ediakaru mogą wynikać ze strefowości okruszcowania, jak i z charakterystyki geochemicznej osadów, w których następowała precypitacja kruszców.

W utworach ediakaru obserwuje się charakterystyczne przeobrażenia metasomatyczne, manifestujące się zmianą barwy skał. W części stropowej, do głęb. ok. 819 m kompleks ediakarski ma barwę czerwono-brązową lub szarobrazową. Poniżej przeważają skały szarozielone i szare, w części górnej na odcinku kilkudziesięciu metrów obecne są relikty skał o barwie czerwono- lub szarobrazowej. Wyróżniają się one znacznie mniejszą intensywnością użyczenia, a mineralizacja kruszcowa pojawia się praktycznie dopiero na głęb. ok. 900 m (nie licząc okruszcowania przy kontakcie ze skałą magmową). Znaczna miąższość skał o czerwono-brązowym zabarwieniu oraz ich odmienność pod względem okruszcowania i użyczenia świadczy o tym, że są to skały pierwotne (niezmienione metasomatycznie), a nie efekt utlenienia skał w strefie hipergenicznej. Można więc przypuszczać, że mamy tu do czynienia z przeobrażeniami analogicznymi do obserwowanych na bloku małopolskim, gdzie pierwotne skały klastyczne ediakaru mają barwę czerwono-brązową wynikającą z domieszki pyłu hematytowego. W pobliżu kontaktu z intruzją kwaśnych skał magmowych, skały osłony są poddane przeobrażeniom kontaktowo-metasomatycznym o znacznym zasięgu, z utworzeniem dwóch stref przeobrażeń (Markowiak, 2015). Sytuacja opisana powyżej wykazuje wyraźne analogie z przedstawionym przez Markowiaka (*op. cit.*) modelem przeobrażeń. Opierając się na tym modelu, można wysnuć hipotezę, że w podłożu bloku górnośląskiego w rejonie elewacyjnej struktury Brudzowic występuje intruzja granitoidowa będąca źródłem roztworów hydrotermalnych, a w otworze Bibiela PIG 1 nawiercono niewielki fragment „strefy 0 (hematytowej)” i znaczną część „strefy 1 (chlorytowej)”. Bardziej szczegółową interpretację strefowości okruszcowania na tle budowy geologicznej otoczenia otworu wiertniczego Bibiela PIG 1 przedstawiono publikacji Markowiak, Habryn 2020.

Kruszce związane z magmatyzmem lamprofirowym mają zapewne inną genezę niż śladowa mineralizacja kruszczowa występująca w skałach ordowiku i ediakaru. Może o tym świadczyć dominująca rola kalcytu oraz znaczne ilości kaolinitu i barytu w żyłkach, nie bez znaczenia jest bogate okruszcowanie pirytem, który w skałach magmowych (w odróżnieniu od skał otaczających) ogólnie pozbawiony jest domieszek takich pierwiastków jak Ni, As, Cu, Sb, Zn czy Pb. Ponadto udział sfalerytu i galeny jest tu zdecydowanie mniejszy niż w skałach otaczających, mimo że skład asocjacji jest podobny.