

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I PALEONTOLOGICZNYCH, LITOLOGICZNYCH I PETROGRAFICZNYCH

KAMBR

Mieczysław STUDENCKI

LITOLOGIA, LITOSTRATYGRAFIA I ŚRODOWISKO DEPOZYCJI OSADÓW KAMBRU DOLNEGO

Charakterystykę litologii osadów kambru oparto na obserwacjach makroskopowych rdzeni wiertniczych. (Żakowa, Jurkiewicz, 1966; Studencki, 1988). Kambr w otworze Zaręby IG 2 został prawie całkowicie przerdzeniowany. Górna część profilu (1218,2–1358,7 m) to monotonna, mało zróżnicowana seria mułowców i iłowców z muskowitem, z cienkimi (kilka mm) wkładkami piaskowców bardzo drobnoziarnistych i drobnoziarnistych, czasem kwarcytowych. Wkładki piaskowców sporadycznie osiągają 0,5 m grubości, miejscami skała ma charakter heterolitu (fig. 7A). Osad jest warstwowany równolegle i faliście. Na powierzchniach warstw występują niezbyt licznie hieroglify organiczne typu domichnia i repichnia oraz mechanoglify. Kompleks ten można zaliczyć do formacji łupków z Kamieńca (Orłowski, 1975)

W najniższej części profilu (1358,7–1375,0 m) wzrasta udział piaskowców, najpierw są to heterolity jeszcze ze znacznym udziałem mułowców i iłowców, ostatnie kilka metrów to piaskowce drobnoziarniste, miejscami kwarcytowe, z kilkumilimetrowymi laminami iłowców (fig. 7G).

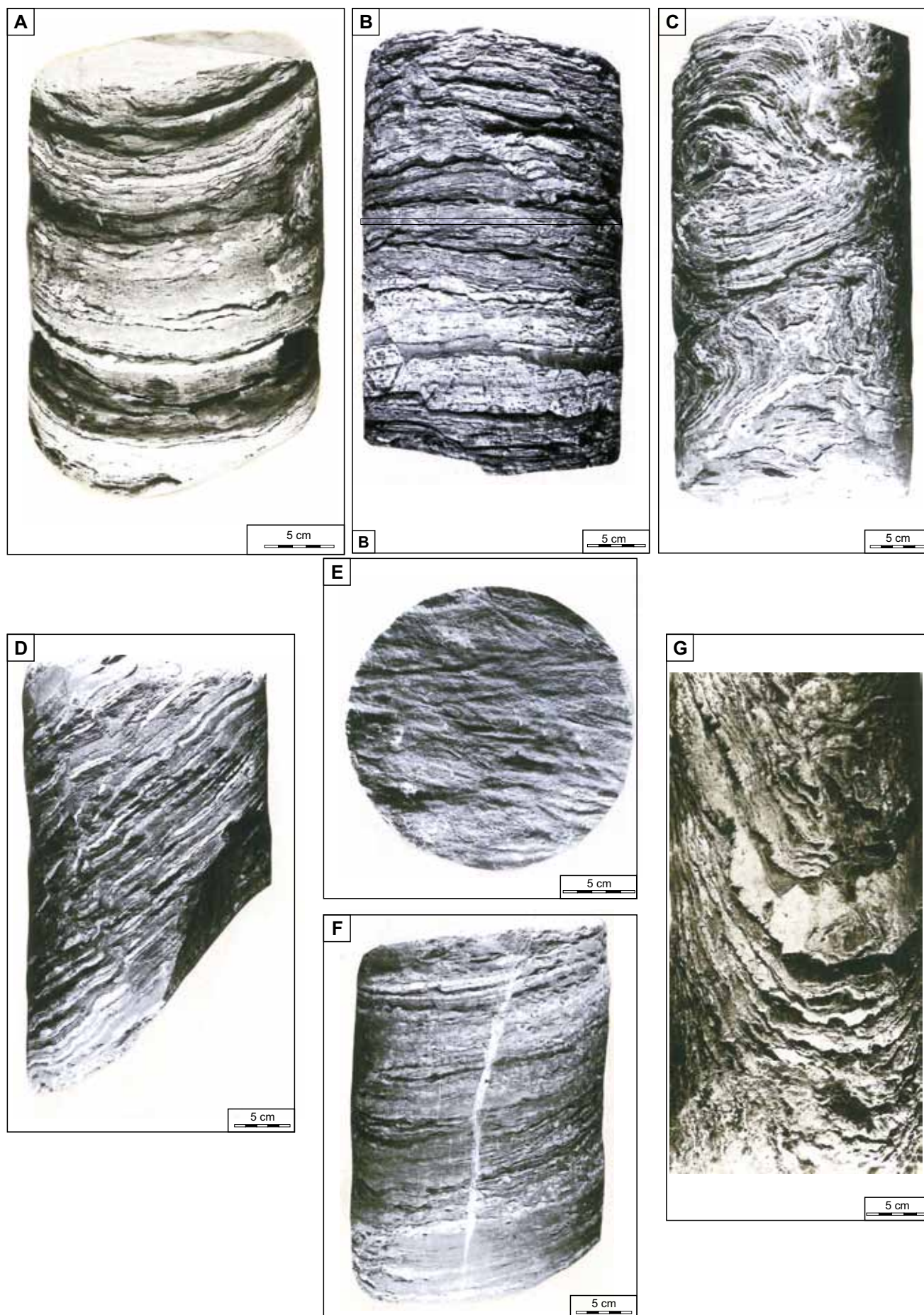
Skały są intensywnie zbioturbowane. Zespół struktur sedymentacyjnych dolnego kompleksu piaskowcowego, który można zaliczyć do formacji piaskowców z Ociesek (Orłowski, 1975), wskazuje na strefę przejściową między strefą litoralną, a strefą szelfu. Przelawicające się piaskowce i iłowce powstawały w dość dużym oddaleniu od brzegu, ale w morzu płytkim. Wysoki stopień zbioturbowania osadu był spowodowany dużym zagęszczeniem organizmów żyjących na dnie morskim oraz niezbyt silnymi prądami transportującymi pożywienie oraz powodującymi umiarkowane tempo sedymentacji. Takie warunki były spełnione w strefie przejściowej plaża–szelf (Reineck, Singh, 1973). Górny kompleks mułowcowo-ilasty formacji łupków z Kamieńca tworzył się w zbiorniku głębszym, ale w strefie szelfu (Anderton, 1976). Zmniejszony był dopływ materiału piaszczystego i powstawały dużej miąższości osady zbudowane z przelawicających się mułowców i iłowców z niewielkim udziałem frakcji piaszczystej. Niezaburzone lub nieznacznie zaburzone warstwowanie wskazuje na spokojny reżim hydrodynamiczny i brak silniejszych prądów.

Fig. 7. Skały kambryjskie z otworu wiertniczego Zaręby IG 2 (wg Żakowa, Jurkiewicz, 1966)

A – mułowiec z wyraźnymi strukturami gruzelkowymi i spływowymi, głęb. 1324,6–1325,6 m; B – seria naprzemianległych mułowców i piaskowców kwarcytowych, głęb. 1219,8–1220,9 m; C – mułowiec z laminami piaskowców kwarcytowych o strukturze spływowej, głęb. 1233,0–1234,0 m; D – mułowiec z przejściami do piaskowców kwarcytowych z widocznymi strukturami spływowymi, głęb. 1285,2–1286,2 m; E – mułowiec z hieroglifami, głęb. 1236,0–1237,0 m; F – mułowiec z przejściami do piaskowca kwarcytowego przecięty żyłą kalcytu, głęb. 1287,2 m; G – sfaldowany piaskowiec kwarcytowy laminowany iłowcem, głęb. 1362,0–1363,0 m

Cambrian rocks from Zaręby IG 2 borehole (after Żakowa, Jurkiewicz, 1966)

A – siltstone with distinct aggregate and flow structures, 1324.6–1325.6 m depth; B – a series of interbedded siltstones and quartzitic sandstones, 1219.8–1220.9 m depth; C – siltstone with laminae of quartzitic sandstones with flow structure, 1233.0–1234.0 m depth; D – siltstone passing into quartzitic sandstone with flow structures, 1285.2–1286.2 m depth; E – siltstone with mechanical hieroglyphs, 1236.0–1237.0 m depth; F – siltstone passing into quartzitic sandstone, intersected with calcite vein, 1287.2 m depth; G – folded quartzitic sandstone laminated with claystone, 1362.0–1363.0 m depth



Bardzo niewielki stopień bioturbacji także świadczy o większej głębokości morza.

Analiza innych, podobnych profili kambru dolnego – otwory: Kowala 1 i Wszachów IG 4 – pozwala przypuszczać, że formacja piaskowców z Ociesek osadziła się w niezbyt

szerokiej, wyniesionej strefie dna morskiego, wydłużonej w kierunku WNW–ESE od okolic Kielc na zachodzie do okolic Baranowa na wschodzie (Kowalczewski, 1986). W głębszych partiach zbiornika w strefie szelfu trwała w tym czasie sedimentacja formacji łupków z Kamieńca.

Anna ŻYLIŃSKA

REWIZJA FAUNY TRYLOBITOWEJ W OTWORZE WIERTNICZYM ZARĘBY IG 2 I IMPLIKACJE STRATYGRAFICZNE

Wiercenie Zaręby IG 2 jest jedynym w środkowej części paleozoiku Gór Świętokrzyskich, które nawierciło skały kambryjskie (Bednarczyk i in., 1965; Jurkiewicz, 1971). Skały kambryjskie występują w interwale głęb. 1218,2–1375,0 m i obejmują szare, drobnziarniste zlewne piaskowce kwarcytowe, przykryte przez szare mułowce przechodzące w szare łupki, zwieńczone szarymi mułowcami przewarstwionymi jasnoszarymi piaskowcami kwarcytowymi (Jurkiewicz, 1971). Zostały one zaliczone do formacji łupków z Kamieńca (Żylińska, Szczepanik, 2009).

Według Bednarczyka i in. (1965), fauna trylobitowa pojawia się w interwale głęb. 1336,0–1336,5 m, chociaż etykiety muzealne przy okazach archiwizowanych w Oddziale Świętokrzyskim PIG-PIB wskazują interwał głęb. 1336,5–1337,0 m (patrz np. Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013a).

Kambryjskie trylobity z otworu wiertniczego Zaręby IG 2 są niewielkie; największy kompletny pancerzyk ma ok. 10 mm długości. Skamieniałości są spłaszczone przez kompakcję oraz wykazują proste deformacje tektoniczne w postaci prostego ścięcia, zwężenia bądź poszerzenia dwubocznie symetrycznych elementów pancerza (fig. 8). Mimo to, stan zachowania trylobitów jest generalnie dobry, a szczegóły budowy pancerza są zaskakująco wyraźne. W materiale występują wyłącznie ośrodkie wewnętrzne i zewnętrzne oraz odciski. Poza kranidiami równie często pojawiają się odciski i ośrodkie prawie kompletnych pancerzy (choć pozbawionych policzków wolnych).

Dostępny materiał obejmujący kilkanaście okazów zaliczono do trzech taksonów:

1. *Protolenus (Hupeolenus) czarnockii* Orłowski et Bednarczyk (w Bednarczyk i in., 1965) (fig. 8A–F), będący przedstawicielem rodziny Ellipsocephalidae, podrodziny Protoleninae;
2. *Strettonia cobboldi* Orłowski et Bednarczyk (w Bednarczyk i in., 1965) (fig. 8H–J), będący przedstawicielem rodziny Dorypygidae; oraz
3. juwenilnego przedstawiciela rodziny Oryctocephalidae¹ (fig. 8G) o trudnej do zidentyfikowania przynależności rodzajowej i gatunkowej.

Część prezentowanych tu okazów była już ilustrowana we wcześniejszych opracowaniach (Bednarczyk i in., 1965; Pajchłowa, 1990; Nawrocki i in., 2007; Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013a).

Skały zawierające trylobity badanego zespołu zostały zaliczone do lokalnego poziomu zespołowego *Protolenus–Issafeniella* (Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013a) odpowiadającemu wyższej części drugiego oddziału kambru (dawnego kambru dolnego). W starszej literaturze dotyczącej Gór Świętokrzyskich interwał ten był odnoszony do warstw z *Protolenus* (Czarnocki, 1927, 1933; Samsonowicz, 1959a, b), poziomu *Protolenus* (Orłowski, 1985) lub poziomu *Protolenus–Strenuaeva* (Orłowski, 1987; Kowalczewski i in., 2006; Żylińska, Masiak, 2007).

Pomimo faktu, że trylobity z kambru Gór Świętokrzyskich w znakomitej większości są endemiczne dla tego obszaru, na poziomie rodzaju bądź podrodzaju można korelować skały je zawierające z innymi profilami w Europie i północnej Afryce (dawny obszar paleokontynentu zachodniej Gondwany), szczególnie na pograniczu drugiego i trzeciego oddziału kambru. I tak, obecność *Protolenus (Hupeolenus) czarnockii* z wiercenia Zaręby IG 2 pozwala na korelację z poziomem *Hupeolenus* i niższą częścią poziomu *Moroccanus notabilis* w Maroku (Geyer, 1990; Geyer i in., 1995), z utworami najniższej części miaolinga kambru w Niemczech (Geyer i in., 2014), oraz interwałem od poziomu *Protolenus dimarginatus* do poziomu *Acadoparadoxides mureroensis* w Hiszpanii (Díez Álvarez, Gozalo, 2006; Gozalo i in., 2013). Na korelację z podobnym interwałem stratygraficznym wskazuje także obecność *Strettonia cobboldi*. Z wapienia *Protolenus* regionu Shropshire w Anglii opisano *Strettonia comleyensis* Cobbold (Cobbold, 1931), zaś w poziomie *Moroccanus notabilis* w Maroku stwierdzono obecność *Strettonia* sp. (Geyer, 1994; Geyer, Palmer, 1995). Również na ten interwał wskazuje juwenilny oryctocefalid o nieznanym przynależności rodzajowej i gatunkowej (fig. 8G), jedyny jak dotąd przedstawiciel rodziny Oryctocephalidae na obszarach związanych z paleokontynentem Bałtyki. W profilach zachodniej Gondwany przedstawiciele Oryctocephalidae występują niezmiernie

¹ Oryctocefalid *Oryctocephalus indicus* Reed został zaakceptowany przez Międzynarodową Podkomisję Stratygrafii Kambru jako takson wskaźnikowy spągu kambryjskiego oddziału 3 (i piętra 5) na skalę światową (np. Sundberg, McCollum, 2007). Ten niewielki trylobit jest przedstawicielem rodziny trylobitów charakterystycznych dla środowisk otwartomorskich obszarów tropikalnych (np. Sundberg, McCollum, 1997) i ich występowanie w facjach przybrzeżnych i/lub w chłodniejszych morzach jest niezmiernie rzadkie. Do takich obszarów należały obszary paleokontynentu Bałtyki i zachodniej Gondwany.

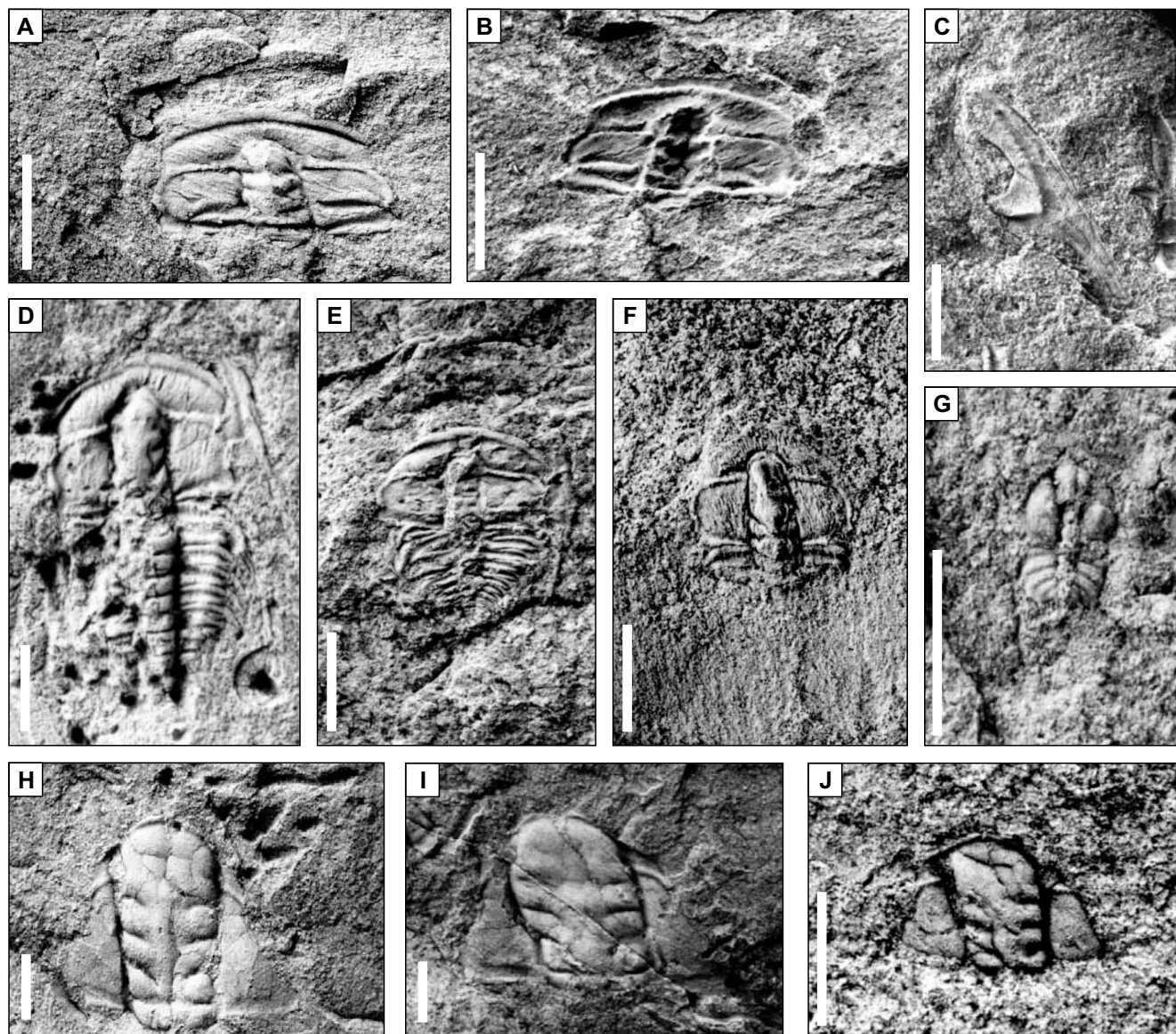


Fig. 8. Kambryjskie trylobity z formacji łupków z Kamieńca w otworze wiertniczym Zaręby IG 2

A–F – *Protolenus (Protolenus) czarnockii* Orłowski et Bednarczyk in Bednarczyk i in., 1965. A – kranidium, OS-69/3, holotyp, głęb. 1336,5–1337,0 m; B – kranidium, OS-69/2, negatyw holotypu, głęb. 1336,5–1337,0 m; C – policzek wolny, OS-69/2, głęb. 1336,5–1337,0 m; D – kranidium z fragmentarycznym toraksem, OS-69/3, głęb. 1336,5–1337,0 m; E – kranidium z toraksem, OS-69/6, głęb. 1336,5–1337,0 m; F – kranidium z jedną pleurą, OS-69/9, głęb. 1336,5–1337,0 m; G – *Corynexochidae* gen. et sp. indet., juvenilne kranidium z pygidium, OS-69/8, głęb. 1336,5–1337,0 m; H–J – *Strettonia cobboldi* Orłowski et Bednarczyk in Bednarczyk i in., 1965; H – kranidium, OS-69/5, głęb. 1336,5–1337,0 m; I – kranidium, OS-69/3, głęb. 1336,5–1337,0 m; J – kranidium, OS-69/10, holotyp, głęb. 1336,5–1337,0 m. Skala liniowa – 25 mm

Cambrian trilobites from the Kamieniec Shale Formation in the Zaręby IG 2 borehole

A–F – *Protolenus (Protolenus) czarnockii* Orłowski et Bednarczyk in Bednarczyk *et al.*, 1965; A – cranidium, OS-69/3, holotype, depth 1336.5–1337.0 m; B – cranidium, OS-69/2, negative of holotype, depth 1336.5–1337.0 m; C – librigena, OS-69/2, depth 1336.5–1337.0 m; D – cranidium with fragmentary thorax, OS-69/3, depth 1336.5–1337.0 m; E – cranidium with thorax, OS-69/6, depth 1336.5–1337.0 m; F – cranidium with single pleura, OS-69/9, depth 1336.5–1337.0 m; G – *Corynexochidae* gen. et sp. indet., juvenile cranidium with pygidium, OS-69/8, depth 1336.5–1337.0 m; H–J – *Strettonia cobboldi* Orłowski et Bednarczyk in Bednarczyk *et al.*, 1965; H – cranidium, OS-69/5, depth 1336.5–1337.0 m; I – cranidium, OS-69/3; depth 1336.5–1337.0 m; J – cranidium, OS-69/10, holotype, depth 1336.5–1337.0 m. Scale bar – 25 mm

rzadko, w Hiszpanii w poziomie *Protolenus jilocanus* (Liñán, Gozalo, 1999), a w Maroku w poziomie *Moroccounus notabilis* (Geyer, 2006).

Pozycję stratygraficzną trylobitów z otworu wiertniczego Zaręby IG 2 można rozpatrywać także łącznie z innymi trylobitami rozpoznanymi w odsłonięciach formacji łup-

ków z Kamieńca w Górach Świętokrzyskich, tj. w Kamieńcu, Nowej Łagowicy i Woli Jastrzębskiej. Są to: przedstawiciele Protoleninae: *Protolenus* (*Protolenus*) *expectans* Orłowski i *Hamatolenus* (*Hamatolenus*) *glabellus* (Orłowski), przedstawiciel Antatlasinae: *Issafeniella trifida* (Orłowski) oraz przedstawiciele Weymouthiidae: *Serrodiscus primarius* Orłowski i *Cobboldites comleyensis* (Cobbold) (Samsonowicz, 1962; Orłowski, 1985; Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013a). Zespół jest mało liczny (łącznie ok. 80 okazów w dostępnych kolekcjach z odsłoneń i otworu wiertniczego Zaręby IG 2), ale wykazuje duże zróżnicowanie taksonomiczne (8 taksonów).

Korelacja lokalnego poziomu *Protolenus*–*Issafeniella* z innymi profilami kambru jest możliwa przede wszystkim przez przedstawicieli Protoleninae, wskazującymi na tradycyjny „poziom protolenusowy” czy „faunę protolenusową”. Asocjację faunistyczną obejmującą przedstawicieli rodzajów *Protolenus* (*sensu lato*), *Strettonia*, *Calodiscus*, *Serrodiscus* i *Cobboldites* rozpoznano w najwyższym kambrze dolnym (najwyższym drugim oddziale kambru) na Nowej Funlandii (np. Matthew, 1895; Landing, 1992; Fletcher, 2006), w Anglii (np. Cobbold, 1927; Rushton, 1966, 1974; Morris, 1988), Maroku (Geyer, 1990; Geyer, Palmer, 1995), Hiszpanii (Dies i in., 2001) i w Górach Świętokrzyskich (Orłowski, 1985, 1987; Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013a). Interwał ten odpowiada wyższej części poziomu ‘*Ornamentaspis*’ *linnarssoni* ze Szwecji (Bergström, Ahlberg, 1981; Ahlberg, Bergström, 1993) i poziomowi *Comluella?* – *Ellipsocephalus lunatus* (Sundberg i in., 2016). Można go także skorelować z poziomami *Hupeolenus* i *Morocconus notabilis* z Maroka (Geyer, Landing, 2004; Sundberg i in., 2016), oraz poziomami *Protolenus dimarginatus* i *Protolenus jilocanus* z Hiszpanii (Sundberg i in., 2016).

Zbigniew SZCZEPANIK

AKRITARCHY KAMBRU Z OTWORU WIERTNICZEGO ZARĘBY IG 2

Badaniom palinologicznym na obecność fitoplanktonu akritarchowego poddano 9 próbek pobranych z rdzenia otworu wiertniczego Zaręby IG 2, w przedziale głębokości 1231,0–1375,0 m, a więc z całego nawierconego profilu kambryjskiego. Próbkę o masie ok. 200 g. pobierano z mułowców i iłowców. Badania mikropaleontologiczne realizowano przy użyciu standardowej metody preparacji. Po oczyszczeniu i rozkruszeniu, próbki rozpuszczano ją w kwasach: solnym (36%) i fluorowodorowym (40%). W części z badanych próbek, uzyskane residuum poddawano dwukrotnemu procesowi filtracji na propylenowych sitach o średnicy oczek 15 µm, a następnie, w wypadku wszystkich badanych próbek, flotacji w cieczy ciężkiej opartej o wodny roztwór jodków metali. Po końcowym etapie wielokrotnego płukania: w wodzie, alkoholu i acetonie,

Ważnymi elementami faunistycznymi poziomu *Protolenus*–*Issafeniella* są inni przedstawiciele podrodziny Protoleninae, poza *Protolenus* (*Hupeolenus*) *czarnockii* z otworu wiertniczego Zaręby IG 2, tj. *Protolenus* (*Protolenus*) *expectans* i *Hamatolenus* (*Hamatolenus*) *glabellus*. Na poziomie rodzaju lub podrodzaju taksony te są charakterystyczne dla tradycyjnej „fauny *Protolenus*” Maroka, Hiszpanii, Nowej Funlandii i Anglii (Morris, 1988; Dies i in., 2001; Geyer, Landing, 2004; Fletcher, 2006; Żylińska, Szczepanik, 2009). Współwystępujące z nimi trylobity z rodziny Weymouthiidae (*Serrodiscus primarius* i *Cobboldites comleyensis*) charakteryzują rodzaje znane z równowiekowych skał Maroka, Anglii i Nowej Funlandii (Rushton, 1966, 1974; Liñán, Perejón, 1981; Geyer, 1988; Morris, 1988; Geyer, Elicki, 1995; Geyer, Palmer, 1995; Geyer, Landing, 2004; Fletcher, 2006; Żylińska, Szczepanik, 2009).

Podsumowując, zespół trylobitowy z otworu wiertniczego Zaręby IG 2 wskazuje na interwał stratygraficzny w najwyższej części drugiego oddziału kambru, a jego skład taksonomiczny wykazuje znaczne podobieństwo do równowiekowych zespołów z Gondwany i Awalonii, podobnie jak inne zespoły trylobitowe z pogranicza drugiego i trzeciego oddziału kambru Gór Świętokrzyskich (Żylińska, Masiak, 2007; Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013a, b; Nowicki, Żylińska, 2017). Jednym z możliwych wytłumaczeń obecności fauny o takich powiązaniach paleogeograficznych na masywie małopolskim, według przeważających poglądów będącym proksymalnym terranem bałtyckim, jest wpływ prądów morskich aktywnie przemieszczających larwy trylobitów z Gondwany i Awalonii ku Bałtyce (Żylińska, 2013a, b; Nowicki, Żylińska, 2017).

wirowaniu i dekantacji uzyskano użytkowe maceraty palinologiczne, z których wykonano preparaty glicerynowo-żelatynowe. Obserwacje prowadzono przy wykorzystaniu mikroskopu Olympus BX 51, a dokumentację fotograficzną sporządzono przy pomocy mikrokamery SC100 tej samej firmy. Preparaty wykorzystane do realizacji badań palinologicznych są zdeponowane w kolekcji Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB w Kielcach.

Próbki badano w dwóch turach w odstępach kilku lat. W przypadku badań pierwszej transzy nie korzystno jeszcze z filtrowania na sitach, którą to metodę zastosowano w trakcie drugiej tury, kilka lat później. Ta różnica okazała się dosyć istotna, ponieważ filtrowanie spowodowało wyeliminowanie z uzyskanego zespołu bardzo wielu, istotnych stratygraficznie okazów o niewielkich rozmiarach, co

zakłóciło obraz składu taksonomicznego zespołu i jego wymowę stratygraficzną.

Zespół mikroflorystyczny, jaki uzyskano z profilu kambru w Zarębach, cechuje się niewielką liczebnością oraz małym zróżnicowaniem taksonomicznym. Stan zachowania znajdowanych okazów jest średnio dobry. Okazy są z reguły zachowane w całości, chociaż niektóre z bardziej uwęglonych form uległy częściowemu pokruszeniu. Dostępnym często spotyka się ślady zniszczeń błon komórkowych przez krystalizujące minerały (? piryty). Widoczne jest duże zróżnicowanie w liczebności znajdowanych zespołów, być może wynika to także ze wspomnianych wyżej różnic w metodyce maceracji. Można zauważyć, że frekwencja w wyż-

szej, mułowcowo-iłwcowej, części profilu kambru jest większa niż występujących w jego spągowym odcinku heterolitach reprezentujących formację z Ociesek. Pośród występujących w skalach kambryjskich palinomorf najliczniej reprezentowane są prazynofyty z rodzaju *Leiosphaeridia*. Towarzyszą im formy z rodzajów: *Lophosphaeridium*, *Granomarginata*, *Pterospermella* oraz niewielkie *Heliosphaeridium* i *Asteridium* (fig. 9; tab. 1).

Najliczniejsza, spośród zespołów odnalezionych w profilu kambru wiercenia Zaręby IG 2, asocjacja mikroflorystyczna pochodzi z łupków ilastych opróbowanych na głębokości 1290,0 m. Występująca tu mikroflora jest także bardziej zróżnicowana taksonomicznie niż inne zespoły ze

Fig. 9. Akritarchy kambru z otworu wiertniczego Zaręby IG 2

1, 2 – *Leiosphaeridia* sp., głęb. 1256,5 m, próbka 1278A/G_42, głęb. 1290,0 m, próbka 1279/J_43; 3 – *Symplastosphaeridium* sp., głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/G_55; 4, 5 – *Lophosphaeridium tentativum* Volkova, 1968, głęb. 1256,5 m, próbka 1278/R_48, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/J_29; 6 – *Lophosphaeridium variabile* Volkova, 1974, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/B_52; 7, 8 – *Granomarginata squamacea* Volkova, 1968, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/W_30, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/H_36_1; 9, 10 – *Pterospermella solida* (Volkova) Volkova, 1979, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/B_27, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/P_40; 11 – *Pterospermella* sp., głęb. 1256,5 m, próbka 1278A/Q_34; 12, 13 – *Comasphaeridium* cf. *longispinosum* (Hagenfeldt) Jachowicz-Zdanowska, 2013, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/J_29_2, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/K_34_2; 14 – ? *Comasphaeridium* sp., głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/P_26_4; 15 – *Comasphaeridium strigosum* (Yankauskas) Downie, 1982, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/M_36; 16, 17 – *Cymatiosphaera* sp., głęb. 1256,5 m, próbka 1278B/X_29_3, głęb. 1256,5 m, próbka 1278A/X_34_3; 18 – *Retisphaeridium* sp., głęb. 1300,0 m, próbka 1281/R_43_3; 19 – *Aranidium* sp., głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/Z44_1; 20 – *Heliosphaeridium* cf. *notatum* (Volkova) Moczydłowska, 1991, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/H_35; 21, 22 – *Heliosphaeridium lanceolatum* (Vanguetaine) Moczydłowska, 1998, głęb. 1256,5 m, próbka 1278B/M_36, głęb. 1305,0 m, próbka 1281/O38; 23 – *Heliosphaeridium* cf. *coniferum* (Downie) Moczydłowska, 1991, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/H49; 24 – *Heliosphaeridium* cf. *longum* (Moczydłowska) Moczydłowska, 1991, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/K_54; 25 – *Asteridium* sp., głęb. 1256,5 m, próbka 1278B/S_28; 26, 27 – *Celtiberium* cf. *dedalinum* Fombella, 1978, głęb. 1256,5 m, próbka 1278A/F_37_1, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/C_50_3; 28 – *Celtiberium dedalinum* Fombella, 1978, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/F_26_2; 29 – *Eklundia varia* (Volkova), Jachowicz-Zdanowska, 2013, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/H_49_2; 30 – *Eklundia varia* (Volkova), Jachowicz-Zdanowska, 2013, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/F_48_3; 31 – *Leiovalia* sp., głęb. 1231,0 m, próbka 1297/J_23; 32–34 – *Eliasum* sp., głęb. 1256,5 m, próbka 1278A/L_32, głęb. 1256,5 m, próbka 1278B/C_24, głęb. 1256,5 m, próbka 1278B/W_26_1; 35, 36 – *Turrisphaeridium semireticulatum* (Timofeev) Jachowicz-Zdanowska, 2013, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/H_55_3, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/L_54; 37 – ? *Liepaina* sp., głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/P_27_4; 38 – ? *Archaeodiscina* sp., głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/H_33; 39 – *Alumella baltica* Vanderflit, 1971, głęb. 1305,0 m, próbka 1281/S_39_1; 40–43 – *Volkovia dentifera* (Volkova) Downie, 1982, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/C_42_1, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/C_43-4, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/C_40, głęb. 1290,0 m, próbka 1279A/D_39_3. Skala 10 µm, koordynaty okazów wg England Finder

Cambrian acritarchs from the Zaręby IG 2 borehole

1, 2 – *Leiosphaeridia* sp., depth 1256.5 m, sample 1278A/G_42, depth 1290.0 m, sample 1279/J_43; 3 – *Symplastosphaeridium* sp., depth 1290.0 m, sample 1279A/G_55; 4, 5 – *Lophosphaeridium tentativum* Volkova, 1968, depth 1256.5 m, sample 1278/R_48, depth 1290.0 m, sample 1279A/J_29; 6 – *Lophosphaeridium variabile* Volkova, 1974, depth 1290.0 m, sample 1279A/B_52; 7, 8 – *Granomarginata squamacea* Volkova, 1968, depth 1290.0 m, sample 1279A/W_30, depth 1290.0 m, sample 1279A/H_36_1; 9, 10 – *Pterospermella solida* (Volkova) Volkova, 1979, depth 1290.0 m, sample 1279A/B_27, depth 1290.0 m, sample 1279A/P_40; 11 – *Pterospermella* sp., depth 1256.5 m, sample 1278A/Q_34; 12, 13 – *Comasphaeridium* cf. *longispinosum* (Hagenfeldt) Jachowicz-Zdanowska, 2013, depth 1290.0 m, sample 1279A/J_29_2, depth 1290.0 m, sample 1279A/K_34_2; 14 – ? *Comasphaeridium* sp., depth 1290.0 m, sample 1279A/P_26_4; 15 – *Comasphaeridium strigosum* (Yankauskas) Downie, 1982, depth 1290.0 m, sample 1279A/M_36; 16, 17 – *Cymatiosphaera* sp., depth 1256.5 m, sample 1278B/X_29_3, depth 1256.5 m, sample 1278A/X_34_3; 18 – *Retisphaeridium* sp., depth 1300.0 m, sample 1281/R_43_3; 19 – *Aranidium* sp., depth 1290.0 m, sample 1279A/Z44_1; 20 – *Heliosphaeridium* cf. *notatum* (Volkova) Moczydłowska, 1991, depth 1290.0 m, sample 1279A/H_35; 21, 22 – *Heliosphaeridium lanceolatum* (Vanguetaine) Moczydłowska, 1998, depth 1256.5 m, sample 1278B/M_36, depth 1305.0 m, sample 1281/O38; 23 – *Heliosphaeridium* cf. *coniferum* (Downie) Moczydłowska, 1991, depth 1290.0 m, sample 1279A/H49; 24 – *Heliosphaeridium* cf. *longum* (Moczydłowska) Moczydłowska, 1991, depth 1290.0 m, sample 1279A/K_54; 25 – *Asteridium* sp., depth 1256.5 m, sample 1278B/S_28; 26, 27 – *Celtiberium* cf. *dedalinum* Fombella, 1978, depth 1256.5 m, sample 1278A/F_37_1, depth 1290.0 m, sample 1279A/C_50_3; 28 – *Celtiberium dedalinum* Fombella, 1978, depth 1290.0 m, sample 1279A/F_26_2; 29 – *Eklundia varia* (Volkova), Jachowicz-Zdanowska, 2013, depth 1290.0 m, sample 1279A/H_49_2; 30 – *Eklundia varia* (Volkova), Jachowicz-Zdanowska, 2013, depth 1290.0 m, sample 1279A/F_48_3; 31 – *Leiovalia* sp., depth 1231.0 m, sample 1297/J_23; 32–34 – *Eliasum* sp., depth 1256.5 m, sample 1278A/L_32, depth 1256.5 m, sample 1278B/C_24, depth 1256.5 m, sample 1278B/W_26_1; 35, 36 – *Turrisphaeridium semireticulatum* (Timofeev) Jachowicz-Zdanowska, 2013, depth 1290.0 m, sample 1279A/H_55_3, depth 1290.0 m, sample 1279A/L_54; 37 – ? *Liepaina* sp., depth 1290.0 m, sample 1279A/P_27_4; 38 – ? *Archaeodiscina* sp., depth 1290.0 m, sample 1279A/H_33; 39 – *Alumella baltica* Vanderflit, 1971, depth 1305.0 m, sample 1281/S_39_1; 40–43 – *Volkovia dentifera* (Volkova) Downie, 1982, depth 1290.0 m, sample 1279A/C_42_1, depth 1290.0 m, sample 1279A/C_43-4, depth 1290.0 m, sample 1279A/C_40, depth 1290.0 m, sample 1279A/D_39_3. Scale bar: 10 µm, coordinates according to an England Finder

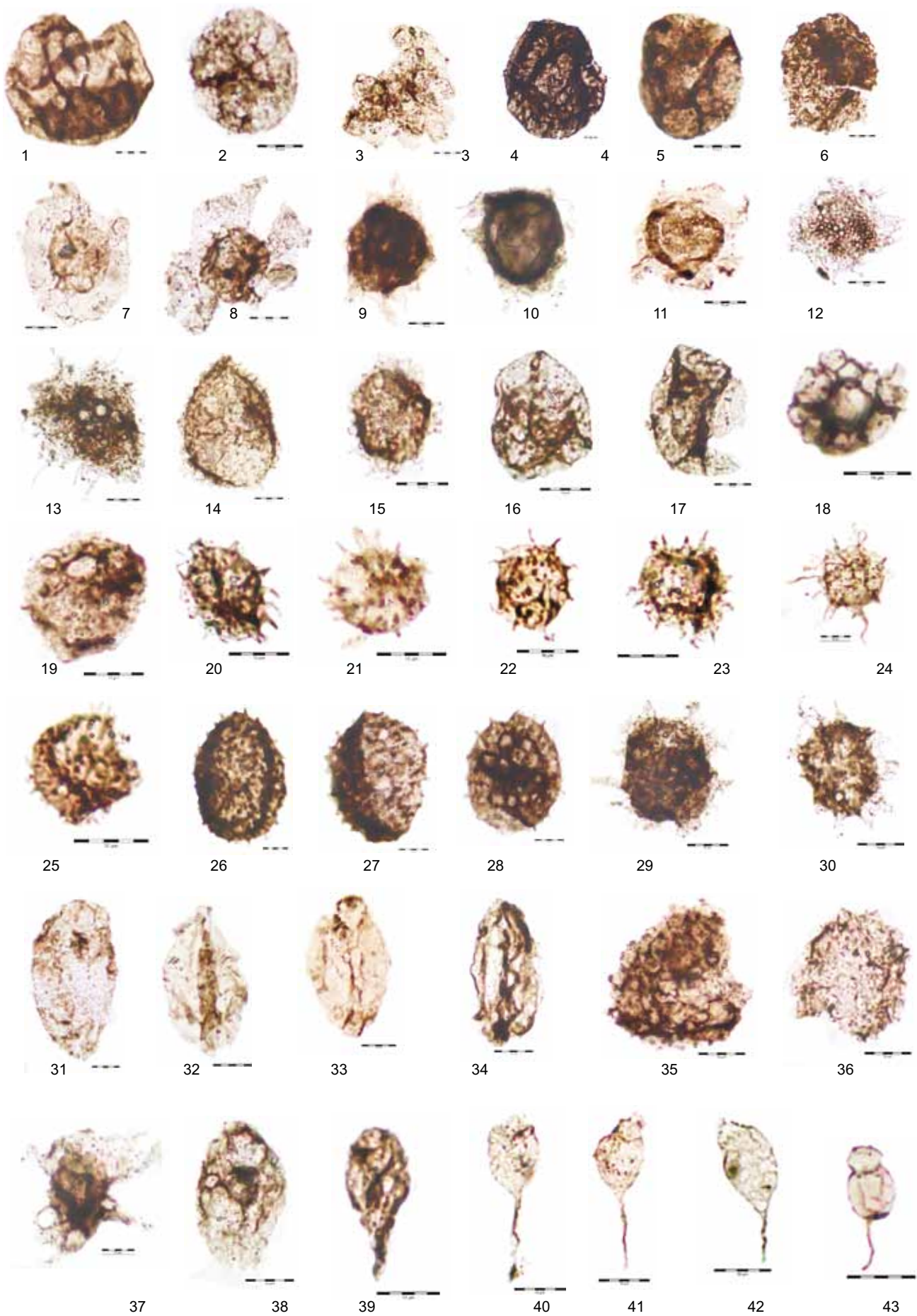


Tabela 1

**Występowanie akritarch w skałach kambru
w profilu Zaręby IG 2**

Occurrence of acritarchs in Cambrian section
of the Zaręby IG 2 borehole

Takson / Taxa \ Głęb./Depth [m]	1231,0	1256,5	1290,0	1300,0	1305,0	1342,0	1347,0	1359,5	1375,0
? <i>Archaeodiscina</i> sp.			+						
<i>Aliumella baltica</i>					+				
<i>Aranidium</i> sp.			+						
<i>Asteridium</i> sp.		+	+		+		+	+	
<i>Celtiberium</i> cf. <i>dedalinum</i>	+		+						
<i>Celtiberium dedalinum</i>			+						
<i>Celtiberium</i> sp.	+		+						
<i>Comasphaeridium</i> cf. <i>longispinosum</i>			+						
<i>Comasphaeridium strigosum</i>			+						
<i>Comasphaeridium</i> sp.	+		+	+	+				
? <i>Comasphaeridium</i> sp.			+		+		+		
<i>Cymatiosphaera</i> sp.		+	+	?	+				
<i>Eklundia varia</i>			+						
<i>Eliasum</i> sp.	+	+	+	+					
<i>Granomarginata squamacea</i>	+		+						
<i>Heliosphaeridium</i> cf. <i>coniferum</i>			+						
<i>Heliosphaeridium</i> cf. <i>longum</i>			+						
<i>Heliosphaeridium</i> cf. <i>notatum</i>			+						
<i>Heliosphaeridium lanceolatum</i>		+	+		+				
<i>Heliosphaeridium</i> sp.			+		+		+	+	
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Leiovalia</i> sp.	+								
? <i>Liepaina</i> sp.			+						
<i>Lophosphaeridium tentativum</i>		+	+						
<i>Lophosphaeridium variabile</i>	+		+						
<i>Lophosphaeridium</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pterospermella solida</i>			+						
<i>Pterospermella</i> sp.		+	+		cf.			+	
<i>Retisphaeridium</i> sp.	+		+	+	+			+	+
<i>Synplassosphaeridium</i> sp.			+		+				
<i>Synsphaeridium</i> sp.			+	+				+	
<i>Turrisphaeridium semireticulatum</i>			+						
<i>Volkovia dentifera</i>			+						

skał kambryjskich tego wiercenia (fig. 9; tab. 1). Unikalne cechy tej asocjacji polegają na obecności licznej (ponad 100 egzemplarzy) populacji bardzo ważnej stratygraficznie akritarchy *Volkovia dentifera* (fig. 9: 40–43). Temu taksonowi, który w innych profilach jest notowany stosunkowo rzadko, towarzyszą pojedyncze wystąpienia innych gatunków: *Celtiberium dedalinum* (fig. 9: 26–28), *Eklundia varia* (fig. 9: 29, 30), *Archaeodiscina* sp. (fig. 9: 38), *Granomarginata squamacea* (fig. 9: 7, 8), *Pterospermella solida* (fig. 9: 9, 10), *Alliumella baltica* (fig. 9: 39). Dość licznie występują tu akritarchy z rodzaju *Lophosphaeridium*, spośród których odnotowano obecność *L. variabile* (fig. 9: 6). W zespole pojedynczo występują także *Eliasum* sp. (fig. 9: 32–34), a także stosunkowo liczne małe akritarchy z rodzajów *Heliosphaeridium* i *Asteridium* (fig. 9: 20–25), spośród których istotna dla badań biostratygraficznych *A. cf. notatum* (fig. 9: 20).

Spośród wszystkich rozpoznanych w omawianej próbie form największe znaczenie ma niewątpliwie *Volkovia dentifera*, gatunek ten jest przewodnim (i indeksowym) taksonem dla chronozony *Volkovia – Liepaina* (Moczyłowska, 1991) reprezentującej najmłodsze ogniwa oddziału II kambru. Zespół z tak liczną obecnością *V. dentifera* nie ma odpowiednika w innych stanowiskach zawierających mikroflorę akritarchową i nie można tu przeprowadzić, bezpośrednich korelacji. Występowanie takich form jak: *L. variabile*, *A. notatum*, *C. dedalinum* i *Eliasum* sp. wskazuje na obecność warstw ścisłego pogranicza drugiego oddziału kambru i miaolingiu. Ten fakt oraz całkowity brak w badanej asocjacji akritarch z rodzaju *Skiagia*, które współwystępują z taksonami indeksowymi zony *Volkovia – Liepaina* w innych profilach (Volkova, 1969; Downie, 1982; Moczyłowska, 1991) może sugerować, że występujący tu zespół stanowi odpowiednik najmłodszych ogniw chronozony *Volkovia – Liepaina* (Moczyłowska, 1991). Nie można jednak wykluczyć, że różnice w składzie taksonomicznym są uwarunkowane paleoekologicznie, a nie stratygraficznie.

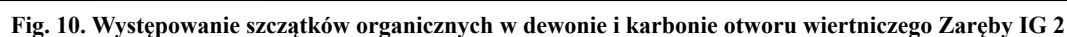
DEWON

Jan MALEC

PODSTAWY BIOSTRATYGRAFII

Stratygrafię utworów dewonu określono na podstawie analizy znalezionych szczątków organicznych obejmujących makro- i mikrofaunę oraz wyników badań palinologicznych. Makrofauna jest reprezentowana głównie przez ramienionogi, małże, koralowce i stromatoporoidy (Jurkiewicz, Żakowa, 1965; Żakowa, Pajchłowa, 1966; Żakowa, 1971). Okazy należące do dwóch pierwszych grup znajdowano w najwyższej części profilu dewonu, natomiast dwóch ostatnich – najczęściej w jego środkowym i górnym odcinku. Szczątki mikrofauny, chociaż reprezentowane przez wiele grup taksonomicznych (otwornice, konodonty,

liliowce, ofiocytoidey, małżoraczki, tentakulity, skolekondonty), uzyskano najczęściej w postaci nielicznych okazów z ograniczonych stratygraficznie interwałów (fig. 10). Znaczące biostratygraficznie mikroszczątki należą do konodontów i otwornic. Te pierwsze pozyskano głównie z dolnej części sekwencji węglanowej, natomiast drugie – z górnej i dolnej części osadów węglanowych dewonu (Malec, 1980, 1984b, 2002). Badania palinologiczne wykonano w obrębie osadów silikoklastycznych dewonu dolnego oraz na pograniczu dewonu i karbonu (Fijałkowska-Mader, ten tom; Filipiak, ten tom).



Distribution of organic remains in Devonian and Carboniferous of the borehole Zareby IG 2

K/C – Carboniferous; PR – Pragian; EM – Emsian; FAM. – Famennian; TUR. – Tournaisian; H – Haliszka Beds; W – Winna Beds; DZ – bioturbated dolomites; DLD – laminated and detritic dolomites; WSD – lower Sitkówka Beds; WSG – upper Sitkówka Beds; WMG – marly and nodular limestones; MWLZ – laminated marls and limestones also green marls; WZ – Zareby Beds

Prag

Na podstawie zespołów mikrosporowych, osady należące do pragu wyróżniono w otworze Zaręby IG 2 w niższej części warstw z Haliszki, na głębokości 1186,9–1199,9 m (fig. 10). Należą one do zony PW (*polygonalis-wetteldorfensis*), dokumentującej obecność osadów pragu górnego (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Najprawdopodobniej do pragu górnego należy zaliczyć osady silikoklastyczne spągowej części warstw z Haliszki, występujące na głębokości 1199,9–1218,2 m (fig. 10). W profilu otworu Zaręby IG 2, nie określono pozycji biostratygraficznej osadów warstw z Haliszki znajdujących się na głębokości 1173,5–1186,9 m, między udokumentowanym prakiem a emsem. Najprawdopodobniej w tym przedziale głębokości w profilu otworu Zaręby IG 2 przebiega granica chronostyratygraficzna między emsem a prakiem. Przyjęto ją umownie na głębokości 1179,4 m.

Ems

Na podstawie mikrospor, w otworze Zaręby IG 2 określono pozycję biostratygraficzną osadów należących do emsu dolnego i górnego (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011) (fig. 10). Na głębokości 1146,1–1173,5 m, w górnej części warstw z Haliszki, stwierdzono obecność zespołów sporowych reprezentujących zonę AB (*annulatus-bellatulus*), charakterystyczną dla emsu dolnego. Wyżej w profilu, na głębokości 1119,5–1131,0 m, w obrębie warstw z Winnej, znaleziono zespoły sporowe typowe dla zony FD (*foveolatus-dubia*), dokumentującej obecność osadów emsu górnego. Do emsu górnego należą w tym profilu także osady górnej części warstw z Winnej, występujące na głębokości 1098,7–1119,5 m, poniżej udokumentowanego na podstawie konodontów kompleksu dolnoeifelskich dolomitów marglistych.

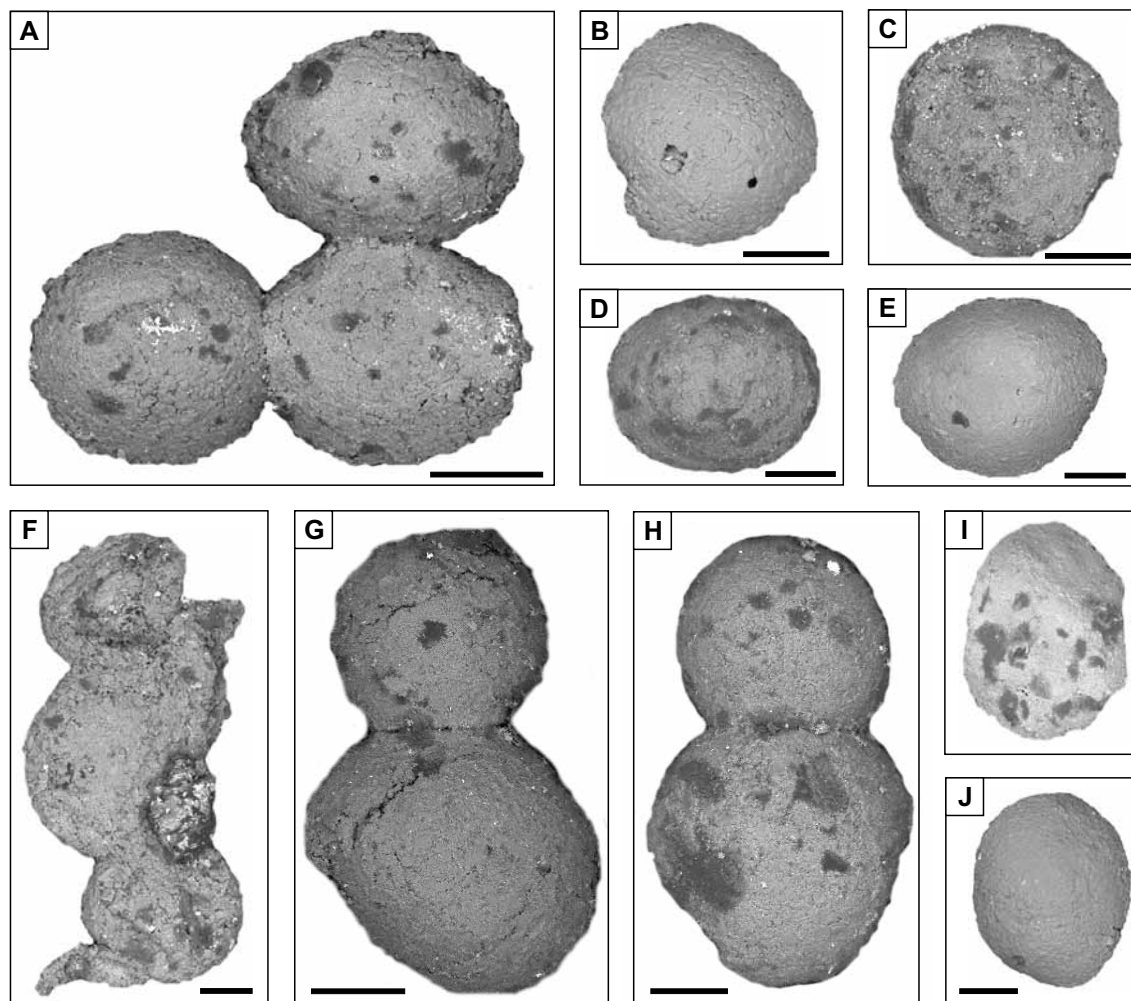


Fig. 11. Otwornice *Webbinelloidea similis* Stewart et Lampe z osadów eiflu dolnego z otworu wiertniczego Zaręby IG 2

A, C, D, G, H – głęb. 1066,1 m; B, I – głęb. 1031,6 m; E, J – głęb. 1029,7 m; F – głęb. 1098,5 m. Skala liniowa – 100 μ m

Foraminifera *Webbinelloidea similis* Stewart et Lampe from Lower Eifelian deposits of the Zaręby IG 2 borehole

A, C, D, G, H – depth 1066.1 m; B, I – depth 1031.6 m; E, J – depth 1029.7 m; F – depth 1098.5 m. Scale bar – 100 μ m

Eifel

Stosunkowo dobrze określoną pozycję biostratygraficzną na podstawie otwornic i konodontów mają utwory eiflu dolnego. Na głębokości 999,3–1066,4 m, w dolomitach zbioturbowanych oraz w ławicy dolomitów marglistych z głębokości 1097,7–1098,7 m, leżącej w górnej części kompleksu mułowcowego warstw z Winnej, występują zlepieńcowate otwornice *Webbinelloidea similis* Stewart et Lampe (fig. 10, 11 A–J) (Malec, 1984b). Zróżnicowane

morfologicznie zespoły tych otwornic stwierdzono w osadach węglanowych emsu górnego i eiflu dolnego Gór Świętokrzyskich (Malec, 1984a, 1992; Malec, Studencki, 1988). Zespoły morfotypów *W. similis* Stewart et Lampe, udokumentowane w profilu Zaręb, są charakterystyczne dla eiflu dolnego, gdzie opisano je głównie z osadów poziomu *partitus* a także z dolnej części poziomu *costatus* (Malec, 2002). Na głębokości 916,8–1098,5 m znaleziono nieliczne zespoły konodontów należące do rodzajów *Panderodus* i *Icriodus* (fig. 10, 12A–H). Najstarszy zespół konodontów repre-

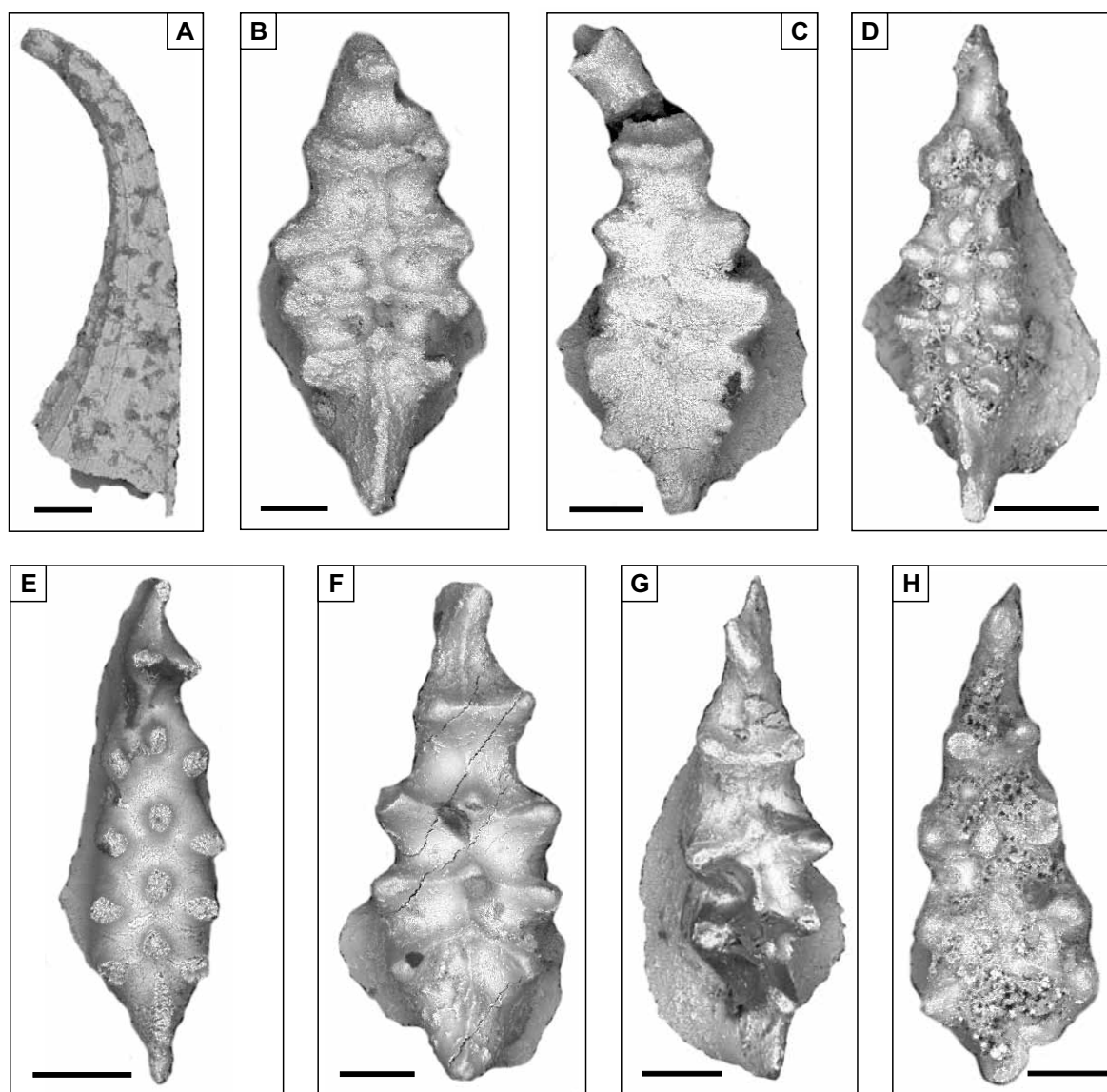


Fig. 12. Konodonty z osadów eiflu dolnego z otworu wiertniczego Zaręby IG 2

A – *Panderodus* sp., głęb. 916,8 m; B – *Icriodus* sp., głęb. 1025,2 m; C – *Icriodus corniger* cf. *retrodepressus* Bultynck, głęb. 1028,9 m; D – *Icriodus* sp., głęb. 1058,3 m; E – *Icriodus* sp., głęb. 1059,8 m; F – *Icriodus* sp., głęb. 1063,8 m; G – *Icriodus* sp., głęb. 1070,1 m; H – *Icriodus corniger retrodepressus* Bultynck, głęb. 1098,5 m. Skala liniowa – 100 μ m

Conodonts from Lower Eifelian deposits of the Zaręby IG 2 borehole

A – *Panderodus* sp., depth 916.8 m; B – *Icriodus* sp., depth 1025.2 m; C – *Icriodus corniger* cf. *retrodepressus* Bultynck, depth 1028.9 m; D – *Icriodus* sp., depth 1058.3 m; E – *Icriodus* sp., depth 1059.8 m; F – *Icriodus* sp., depth 1063.8 m; G – *Icriodus* sp., depth 1070.1 m; H – *Icriodus corniger retrodepressus* Bultynck, depth 1098.5 m. Scale bar – 100 μ m

zentowany przez *Icriodus corniger retrodepressus* Bultynck i *I. werneri* Weddige stwierdzono w dolomitach marglistych na głęb. 1097,7–1098,7 m (fig. 10, 12H) (Malec, 2002). W płytkowodnych biofacjach konodontowych, pojawienie się ikriodusów podgatunku *I. corniger retrodepressus* jest utożsamiane z dolną granicą poziomu *partitus*, u podstawy której stawiana jest dolna granica eiflu (Weddige i in., 1979; Weddige, 1982). Gatunek *I. werneri* charakteryzuje dłuższy zasięg stratygraficzny, obejmujący środkową część poziomu *patulus* z emsu górnego do dolnej części poziomu *costatus* z eiflu dolnego (Weddige, 1977, 1982). Na podstawie dotychczasowego materiału konodontowego, górna granica poziomu *partitus* w profilu Zaręb nie została określona. Można tylko przypuszczać, że konodonty z rodzaju *Icriodus* udokumentowane w dolnej części dolomitów zbioturbowanych na głęb. 1025,2–1063,8 m, wśród których nie znaleziono form diagnostycznych, mogą należeć do poziomu *costatus*. W środkowej części kompleksu dolomitów zbioturbowanych, na głęb. 1031,6 m stwierdzono obecność szczątków szkarłupni (*Ophiocistoidea*) należących do gatunku *Cardioserra minima* Romanek (fig. 13A). W dewonie Gór Świętokrzyskich, gatunek ten opisany został z górnej części formacji grzegorzowickiej, z ogniwa wapieni z Dąbrowy (Romanek, 1984), datowanych na poziom *partitus* i najniższą część poziomu *costatus* (Malec, 2002). W niższej części dolomitów zbioturbowanych występują pojedyncze warstwy ze zdolomityzowanymi masywnymi stromatoporoidami (fig. 14A).

Zbadane zespoły otwornic i konodontów wskazują, że w profilu Zaręb osady silikoklastyczne stropowej części górnego kompleksu pstrego i górny kompleks piaskowcowy warstw z Winnej (według Tarnowskiej, 1976), należą do eiflu dolnego. Granicę między emsem a eiflem ustalono umownie na głębokości 1098,7 m, w miejscu obecności konodontów *Icriodus corniger retrodepressus* Bultynck. W profilu Zaręb konodonty te występują prawdopodobnie

w wyższej części zasięgu stratygraficznego poziomu *partitus* z najniższego eiflu. Granica chronostratygraficzna między emsem a eiflem znajduje się w tym profilu najprawdopodobniej nieznacznie poniżej głębokości 1098,7 m. Brak diagnostycznych skamieniałości z wyższej części profilu Zaręb, obejmującej górną część dolomitów zbioturbowanych oraz dolomity laminowane i detrytyczne, nie zezwała na bliższą lokalizację w tym profilu granicy eiflu i żywetu. Granicę tę przyjęto arbitralnie, w miejscu pojawienia się stosunkowo licznej fauny koralowcowej, w przybliżeniu na głęb. 818,5 m (fig. 10).

Żywet

Najsłabiej udokumentowane paleontologicznie w profilu Zaręb są osady żywetu. Stwierdzono w nich jedynie rozproszoną faunę koralowców, w tym tabulaty *Thamnopora* sp., *Coenites escharoides* (Steininger), *Coenites* sp., *Alveolites* sp., amfipory: *Amphipora* cf. *ramosa* Philips i *Amphipora* sp., masywne stromatoporoidy *Stromatopora* sp. oraz szczątki glonów i liliowców (fig. 10, 15A–C, F). Skamieniałości te są mało przydatne do bliższego określenia wieku skał, z uwagi na ich długie zasięgi stratygraficzne. W profilu tym zarówno dolna, jak i górna granica żywetu jest lokalizowana umownie. Dolną granicę przyjęto hipotetycznie na głębokości 818,5 m, w miejscu pojawienia się pierwszych szkieletów koralowców, a nieco wyżej ławicy z *Amphipora* cf. *ramosa* Philips. Podobne kryterium przyjęto przy wyznaczaniu lokalizacji dolnej granicy żywetu we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Ozonkowa, 1961; Tarnowska i in., 1981; Olkiewicz-Paprocka, 1981; Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983). W profilu otworu Zaręby IG 2 górną granicę żywetu wyznaczono umownie, w przybliżeniu na głębokości 436,0 m, w miejscu pojawienia się bogatej fauny koralowcowej, głównie tabulatowej.

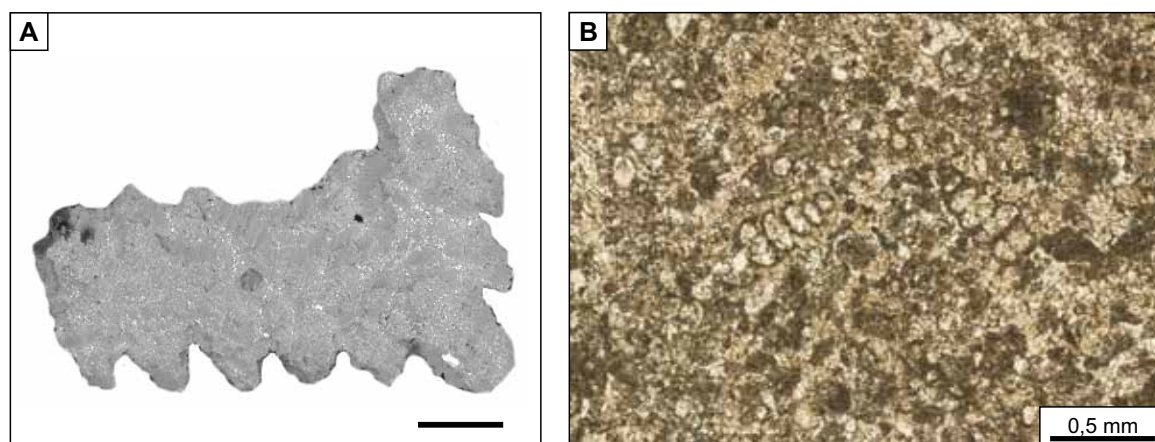


Fig. 13. Szkarłupnie i otwornice z osadów eiflu dolnego i franu górnego otworu wiertniczego Zaręby IG 2

A – *Cardioserra minima* Romanek, głęb. 1031,6 m, skala – 100 μ m; B – *Eogeinitzina rara* Lipina, głęb. 205,3 m

Echinodermata and Foraminifera from Lower Eifelian and Upper Frasnian deposits of the Zaręby IG 2 borehole

A – *Cardioserra minima* Romanek, depth 1031.6 m, scale bar – 100 μ m; B – *Eogeinitzina rara* Lipina, depth 205.3 m

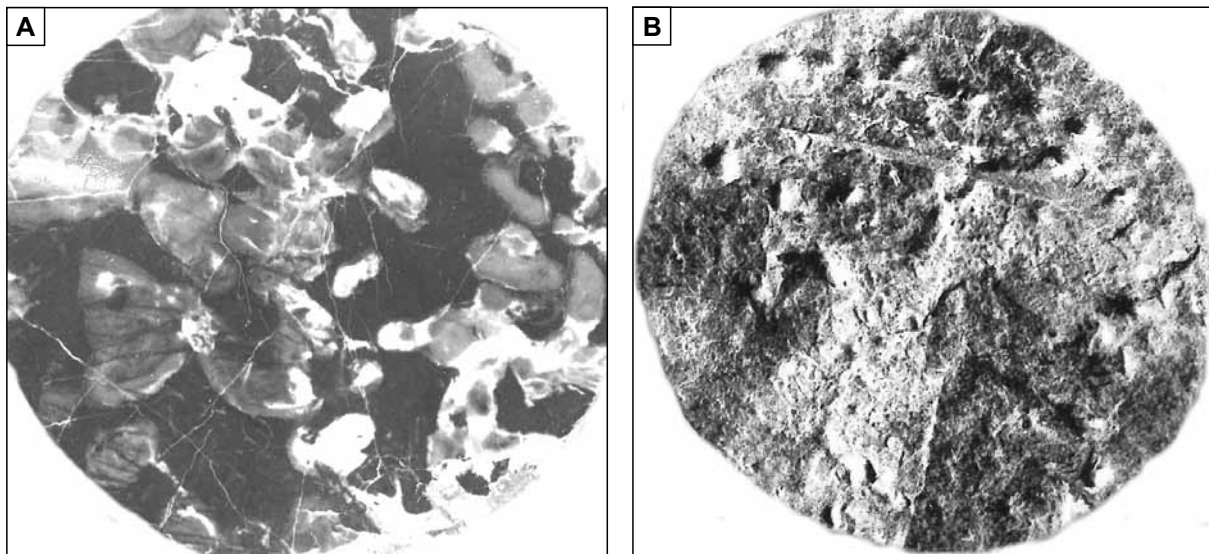


Fig. 14. Stromatoporoidy i szczątki flory

A – przekryształizowane (zdolomitizowane) stromatoporoidy masywne, głęb. 1049,6 m, skala – 100 µm, eifel dolny; **B** – mułowiec ze szczątkami flory, głęb. 1151,7–1152,7 m, skala – 100 µm, ems

Stromatoporoids and flora Romains

A – massie recrystallized (dolomitized) stromatoporoids; depth 1049.6 m, scale bar – 100 µm, Lower Eifelian; **B** – silstone with flora remains; depth 1151.7–1152.7 m, scale bar – 100 µm, Emsian

Fran

W utworach zaliczonych do franu, udokumentowano obecność zróżnicowanych szczątków organicznych, należących do glonów, otwornic, małżoraczków, liliowców, konodontów, ramienionogów, koralowców, stromatoporoidów i amfipor (fig. 10). Na głębokości 179,0 m, występują glony i konodonty: *Polygnathus* sp., *Icriodus* sp. oraz formy gałązkowe. Ubogi zespół konodontów nie przedstawia większego znaczenia biostratygraficznego. Na głębokości 205,3 m w wapieniach detrytycznych występują wielokomorowe otwornice *Eogeinitzina rara* Lipina (fig. 13B). Ten kosmopolityczny gatunek, jest stosunkowo licznie reprezentowany w wapieniach detrytycznych franu górnego z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Racki, Soboń-Podgórska, 1993). Wapienie z tymi otwornicami (kompleks B w profilu Sitkówka–Jaźwica) są korelowane z dolną częścią wapieni marglistych kompleksu H w profilu Kowali (Racki, 1993), datowanych na konodontowy poziom *rhenana* z franu górnego (Szulczewski, 1995b). Rozproszone szkielety tabulatów i stromatoporoidów stwierdzono na głębokości 205,0 m (fig. 15E). W wapieniach z głębokości 214,3–386,5 m stosunkowo licznie występują rozproszone szkielety koralowców oraz masywnych i gałązkowych stromatoporoidów, reprezentowane przez: *Actinostroma* sp., *Alveolites* sp., *Stromatopora* sp. i *Amphipora* sp. (fig. 15G–I) Szkielety rozproszonych koralowców oraz licznych ławic złożonych z amfipor i stromatoporoidów występują na głębokości 386,5–436,0 m (fig. 15H). Poza stromatoporoidami masywnymi *Stromatopora* sp., powszechne są formy ga-

łązkowe *Amphipora* cf. *laxeperforata* Lecpmpte, *A.* cf. *ramosa* Phillips i *Actinostroma* sp. Z koralowców – tabulatów – licznie występują okazy *Alveolites* sp., *Thamnopora* sp., *Coenites escharoides* (Steininger) oraz inne nieoznaczalne taksony tabulatów. Obecność w powyższym interwale licznych tabulatów, nie spotykanych w takich rozmiarach w niższej i wyższej części profilu, może wskazywać na jego przynależność do franu dolnego. Na podstawie badań tabulatów w dewonie Gór Świętokrzyskich stwierdzono, że liczebność gatunków tych koralowców osiąga swoje apogeum we wczesnym franie (Zapalski i in., 2017). Osady należące do franu, słabo udokumentowane biostratygraficznie, wyróżniono na podstawie otwornic oraz zespołów koralowców. W sposób arbitralny do franu zaliczono wapienie występujące w profilu Zaręb na głębokości 176,2–436,0 m.

Famen

W utworach famenu znaleziono nieliczne konodonty oraz okazy makrofauny reprezentowanej przez małże i ramienionogi (fig. 10). W kompleksie wapieni marglistych oraz margli z gruzłami wapieni na głębokości 132,6 m obecne są konodonty *Polygnathus* sp. oraz formy gałązkowe, które nie przedstawiają realnej wartości biostratygraficznej. Mikrofaunę konodontową, reprezentowaną przez nieliczne okazy *Polygnathus* sp. i *Icriodus* sp., stwierdzono ponadto na głębokości 179,0 m. Na głębokości 117,6–135,7 m w kompleksie wapieni marglistych oraz margli i margli z gruzłami wapieni występują małże należące

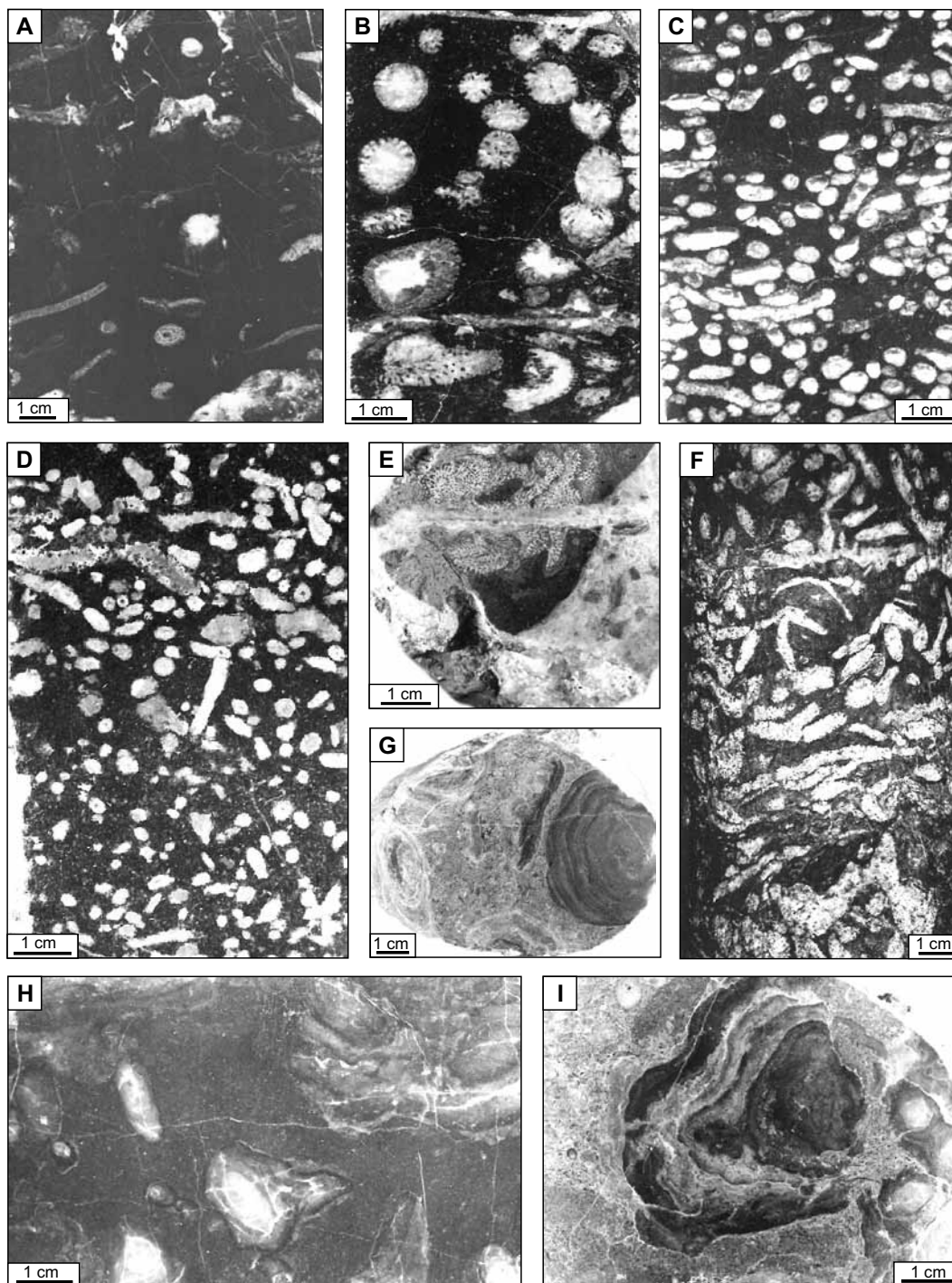


Fig. 15. Koralowce i stromatoporoidy z formacji z Kowali w profilu otworu wiertniczego Zaręby IG 2

A – *Coenites escharoides* (Steininger) i *Tabulata* sp., głęb. 755,4 m; **B** – silnie przekrystalizowane szkielety prawdopodobnie *Thamnopora* sp., *Coenites* sp. i *Alveolites* sp.; głęb. 737,7 m; **C** – lawica z *Amphipora* sp., głęb. 650,3 m; **D** – *Amphipora* cf. *laxeperforata* Lecompte (silnie przekrystalizowane gałązki); głęb. 430,0 m; **E** – fragmenty szkieletów tabulatów i stromatoporoidów; głęb. 205,0 m; **F** – dolomit z koralowcami gałązkowymi; głęb. 744,9 m; **G** – *Actinostroma* sp., *Stromatopora* sp.; głęb. 233,0 m; **H** – *Actinostroma* sp., *Stromatopora* sp. i tabulaty; głęb. 389,8 m; **I** – *Stromatopora* sp., *Amphipora* sp., *Alveolites* sp.; głęb. 226,3 m. Skala – 1 cm

Corals and stromatoporoids from the Kowala Formation in the Zaręby IG 2 borehole

A – *Coenites escharoides* (Steininger) and *Tabulata* sp.; depth 755.4 m; **B** – intensely crystallized framework, probably *Thamnopora* sp., *Coenites* sp. and *Alveolites* sp.; depth 737.7 m; **C** – layer with *Amphipora* sp.; depth 650.3 m; **D** – *Amphipora* cf. *laxeperforata* Lecompte (intensely crystallized branchings); depth 430.0 m; **E** – fragment of tabulate and stromatoporoids framework; depth 205.0 m; **F** – dolomite with branching corals; depth 744.9 m; **G** – *Actinostroma* sp., *Stromatopora* sp.; depth 233.0 m; **H** – *Actinostroma* sp., *Stromatopora* sp. and tabulate corals; depth 389.8 m; **I** – *Stromatopora* sp., *Amphipora* sp., *Alveolites* sp.; depth 226.3 m. Scale bar – 1 cm

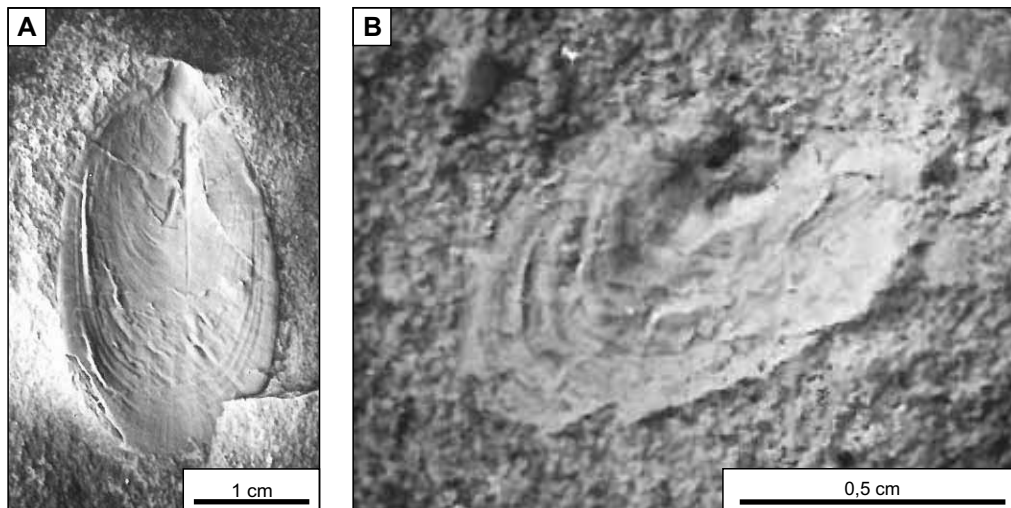


Fig. 16. Ramienionogi i małże z osadów famenu z otworu wiertniczego Zaręby IG 2

A – *Lingula* sp., głęb. 160,8–161,9 m; **B** – *Guerichia simorini* (Sadykov), głęb. 132,6–133,7 m

Brachiopods and molluscs from Famennian deposits of the Zaręby IG 2 borehole

A – *Lingula* sp., depth 160.8–161.9 m; **B** – *Guerichia simorini* (Sadykov), depth 132.6–133.7 m

do gatunku *Guerichia simorini* (Sadykov) (Żakowa, Pajchłowa, 1966; Żakowa, 1971) (fig. 16B). Gatunek ten znany jest z famenu Gór Świętokrzyskich (otwór Jabłonna IG 1, Bolechowice 1, Kielce – Gruchawka), Niecki Miechowskiej, a także z famenu Kazachstanu i Turynii (Żakowa, 1983). Na obszarze Niecki Miechowskiej, w otworze Węgrzynów IG 1, gatunek ten rozpoznano ogólnie w zakresie konodontowych poziomów *rhomboidea-marginifera* oraz na pograniczu poziomów *marginifera-trachytera* (Żakowa, 1983; Malec, 2015). W Górach Świętokrzyskich, małże te odnotowano w osadach marglistych oraz w iłowcach bitumicznych, które na podstawie konodontów są datowane od pogranicza poziomów górny *crepida* – dolny *marginifera* do poziomu *expansa* (Żakowa, Pawłowska, 1966; Freyer, Żakowa, 1967; Żakowa, 1967, 1983). Zasięg stratygraficzny tego gatunku najlepiej rozpoznano w profilu otworu Kowala 1 z zachodniej części Gór Świętokrzyskich, w którym wykonano także badania konodontowe. W profilu tym takson ten najliczniej występuje w osadach marglistych, zawartych w obrębie poziomów *trachytera* – *postera* (Żakowa, Radlicz, 1990; Nehring-Lefeld, 1990). W kompleksie wapieni marglistych oraz margli i margli z gruzłami występują bezzawiasowe ramienionogi z rodzaju *Lingula* (fig. 16A). Na głębokości 135,7–137,7 m stwierdzono obecność przedstawicieli gatunku *L. cf. lagowiensis* Gürich, a na głębokości 163,0–164,0 m *Lingula cf. subparallela* (Sandberger) (Żakowa, Pajchłowa, 1966; Żakowa, 1971) (fig. 10). Pierwszy z gatunków znany jest z fameńskich łupków posidoniowych z wkładkami wapieni, z rejonu Kielc, Łagowa

i wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Siemiradzki, 1922; Olkiewicz-Paprocka, Ozonkowa, 1970). Gatunek ten udokumentowano także w utworach famenu otworu Kowala 1, w środkowej części kompleksu margli i wapieni laminowanych, datowanych ogólnie na poziom *rhomboidea* (Żakowa, Radlicz, 1990; Nehring-Lefeld, 1990). W profilu otworu Kowala 1, w kompleksie margli i iłowców z wkładkami wapieni zaliczonych do konodontowego poziomu *postera*, występuje również gatunek *L. cf. subparallela* (Sandberger) (Żakowa, Radlicz, 1990; Nehring-Lefeld, 1990). Gatunek ten stwierdzono także w bliżej nieokreślonej biostratygraficznie części famenu w otworze Skalbmierz 3, na obszarze niecki miechowskiej (Kicuła, Żakowa, 1966), a także w fameńskich osadach marglistych z poziomu górny *marginifera* w otworze Bolechowice 1 z zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Żakowa, 1967; Freyer, Żakowa, 1967).

Badania palinologiczne wykonano w górnej części kompleksu wapieni marglistych oraz margli i margli z gruzłami wapieni. Na głębokości 111,0–131,0 m udokumentowano miospory należące do poziomu palinologicznego LL (*lepidophyta-literatus*), natomiast na głębokości 109,0 i 107,0 m – miospory charakterystyczne dla poziomu LN (*lepidophyta-nitidus*). Zona palinologiczna LL jest korelowana z konodontowymi poziomami górny *expansa* – dolny *praesulcata*, natomiast zona palinologiczna LN – z poziomem górny *praesulcata* najwyższego famenu (Filipiak, 2004, ten tom).

Jan MALEC

LITOLOGIA I ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI
OSADÓW KLASTYCZNYCH DEWONU DOLNEGO

W profilu otworu wiertniczego Zaręby IG 2 w obrębie osadów klastycznych występujących na głębokości 1080,0–1218,2 m Tarnowska (1976, 1981) wyróżniła cztery kompleksy litologiczne, które następnie zaliczyła do dwóch nieformalnych jednostek litostratygraficznych: warstw z Haliszki i warstw z Winnej (Tarnowska, 1999).

Prag – ems dolny

Warstwy z Haliszki

Do jednostki tej należy najniższy kompleks litologiczny osadów silikoklastycznych dewonu dolnego (fig. 10).

Dolny kompleks pstry mułowcowy z wulkanitami (1146,4–1218,2 m) jest zbudowany ze zróżnicowanych litologicznie osadów, głównie brunatnowiśniowych i szarzielonych mułowców, z przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych o grubości od kilku centymetrów do kilku metrów. Ławice mułowcowe charakteryzuje brak wyraźnego warstwowania. W grubszych pakietach piaskowcowych znaczny udział mają przewarstwienia iłowców i mułowców. W ławicach piaskowcowych stwierdzono lokalnie obecność przekątnych warstwowań. W mułowcach występują rozproszone konkracje syderytowe, węglanowe, hematytowe oraz pirytowe. Obecność licznych szczątków zwęglonej flory odnotowano w mułowcach szarzielonych z wyższej części kompleksu (fig. 14B). W osadach tych występują wkładki skał piroklastycznych, a na głębokości 1155,7 i 1159,6 m – szczątki bliżej nieokreślonej fauny (Tarnowska, 1976).

Warstwy z Winnej

Obejmują trzy kompleksy litologiczne wyróżnione w środkowej i górnej części osadów silikoklastycznych dewonu w profilu otworu wiertniczego Zaręby IG 2 (fig. 10).

Środkowy kompleks piaskowcowy (1131,4–1146,4 m) jest reprezentowany przez piaskowce drobnoziarniste kwarcytowe o białoszarej barwie z impregnacjami i gniazdami pirytu, z cienkimi przewarstwieniami szarych i szarzielonych iłowców i mułowców. Piaskowce te charakteryzują się dużą zawartością krzemionki. W ławicach piaskowcowych widoczne jest warstwowanie przekątne i poziome. W warstwach mułowcowych występują lokalnie konkracje syderytowe i nacieki limonitowe. Spągowa granica piaskowców jest ostro odgraniczona od osadów mułowcowych leżących poniżej warstw z Haliszki.

Górny kompleks pstry (1089,7–1131,4 m) jest złożony z mułowców pstrych bezwapniowych brunatnowiśniowych z zielonymi plamami, z pojedynczymi gniazdami węglanów, barytu oraz konkracjami pirytowymi i syderytowymi. W przewarstwieniach piaskowców ilasto-kwarcowych i mułowców szarych występuje detrytus flory. W cienkich warstwach piaskowcowych widoczna jest laminacja przekątna. W kompleksie tym na głębokości 1097,7–1098,7 m występują margle dolomityczne ze szczątkami morskich skamieniałości, takich jak liliowce, ramienionogi, koralowce, małżoraczki, konodonty i otwornice (fig. 10) (Malec, 1980, 1984b, 2002; Radlicz, 1981).

Górny kompleks piaskowcowy (1080,0–1089,7 m) tworzą piaskowce kwarcowe drobnoziarniste, szarobiałe, warstwowane głównie poziomo, z impregnacjami i konkracjami pirytowymi, z przewarstwieniami mułowców szarych laminowanych poziomo materiałem psamitowym kwarcowym i muskowitem, ze szczątkami flory w części spągowej. Piaskowce tego kompleksu w stropie przechodzą przez piaskowce dolomityczne i dolomity piaszczyste w dolomity z koralowcami i stromatoporoidami. W obrębie piaskowców dolomitycznych występują struktury bioturbacyjne.

Środowisko sedymentacji

Według Tarnowskiej (1971, 1976), sedymentacja osadów dolnego kompleksu mułowcowego warstw z Haliszki i górnego kompleksu mułowcowego warstw z Winnej, była związana ze środowiskiem wód stagnujących. Brak laminacji w mułowcach, obecność skał tufogenicznych oraz nielicznych małżów w górnym kompleksie mułowcowym mają wskazywać na gromadzenie się osadów w płytkich zbiornikach lądowych, takich jak jeziora, starorzecza, rozlewiska rzeczne i laguny. Zbiorniki te mogły być okresowo zarastanie przez roślinność, o obecności której świadczy stosunkowo licznie spotykany w mułowcach detrytus florystyczny. Stwierdzone w brunatnych mułowcach warstw z Haliszki i warstw z Winnej horyzonty z konkracjami węglanowymi i syderytowymi, wskazują na obecność bliżej nieokreślonej ilości poziomów glebowych. Margle dolomityczne z mikro- i makrofauną charakterystyczną dla osadów otwartego morza, występujące w wyższej części górnego kompleksu mułowcowego warstw z Winnej, są dowodem na wczesnoeifelską ingresję morską (Malec, 1984b, 2002), określaną jako globalne zdarzenie *jugleri* lub zdarzenie na granicy emsu i eiflu (Chlupac, 1988; Racki, 1995; Walliser, 1996). Środowisko sedymentacji kompleksów piaskowcowych nie jest jasno określone. Na podstawie struktur sedy-

mentacyjnych wyrażano opinię zarówno o rzeczonym – korytowym – środowisku sedymentacji środkowego kompleksu piaskowcowego, jak i o środowisku płytkomorskim (Tarnowska, 1976). Piaskowce te, z uwagi na występowanie fauny kręgowców, są określane także mianem „piaskowców plakodermowych” (Gürich, 1896; Czarnocki, 1936; Tarnowska, 1981; Szrek 2006; Szrek i in., 2014). Środowisko płytkomorskie i przybrzeżne miałyby reprezentować te serie piaskowcowe, w których znaleziono szczątki kręgowców (Tarnowska, 1976). W piaskowcach tych odnotowano

obecność szczątków Acanthodians ze środowisk morza otwartego oraz szczątki Placoderms, charakteryzujących się szerokim zakresem tolerancji, znanych ze środowisk od marginalnie morskich do rzecznych (Szrek, Dupret, 2017). Na płytkomorskie środowisko sedymentacji górnego kompleksu piaskowcowego wskazuje ciągłość sedymentacyjna osadów, od piaskowców do dolomitów piaszczystych i dolomitów z morską fauną. W osadach piaskowcowych tego kompleksu stwierdzono obecność ramienionogów „*Spirifer*” sp., koralowców i tentakulitów (Tarnowska, 1976).

Andrzej ROMANEK

LITOFACJE I PODZIAŁ LITOSTRATYGRAFICZNY WĘGLANOWEGO DEWONU I KARBONU

Otwór wiertniczy Zaręby IG 2 to jeden z niewielu otworów w pełni rdzeniowanych, usytuowanych w południowej części Gór Świętokrzyskich, w których uzyskano pełny profil węglanowej części sekwencji dewońskiej. Pierwsze wzmianki o profilu zamieszczono w sprawozdaniach z Posiedzeń Instytutu Geologicznego (Jurkiewicz, Żakowa, 1965), następnie wykonano opracowanie niepublikowane (Żakowa, Jurkiewicz, 1966) i publikacje (Jurkiewicz, 1971; Żakowa, 1971) poświęcone między innymi również profilowi Zaręby IG 2. Opisano w nich zasadnicze cechy litologiczne profilu i oznaczono znalezione skamieniałości. Niestety z powodu niedostatku technicznego wyposażenia, obserwacji dokonywano na nieprzeciętym rdzeniu, a opis bazuje na stosunkowo ubogich materiałach z badań laboratoryjnych. Ponieważ rdzeń z otworu Zaręby IG 2 zachował się w dobrym stanie (wyjawszy stropowy 81,0 m odcinek zaliczany dotąd do karbonu), mógł zostać ponownie przebadany i opróbowany. Zanim to nastąpiło, został na całej długości przecięty. Rezultaty obserwacji makroskopowych przeciętego rdzenia węglanowej części profilu dewońskiego, wspartych wynikami badań petrograficznych (181 płytek cienkich), opisami powierzchni naszlifowanych (38 zglądów) i wynikami analiz chemicznych (44 pełne analizy chemiczne i ponad 100 analiz wskaźnikowych) przedstawiono poniżej. W trakcie obserwacji i badań zastosowano metodykę i zakres prac zbliżony do wykorzystanej w dwu dotąd opisanych, pełnych, węglanowych profilach dewońskich z południowej części Gór Świętokrzyskich – Janczyce I (Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983) i Kowala I (Romanek, Rup, 1990).

W obrębie węglanowej sekwencji dewońskiej profilu Zaręby IG 2 wyróżniono 3 nieformalne jednostki litostratigraficzne w randze formacji i jednostkę formalną – formację dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali (Narkiewicz i in., 1990). W formacji z Kowali i w serii marglistej zdefiniowano po dwie jednostki nieformalne w randze ogniów.

Dewon

Eifel

Dolomity zbioturbowane

981,8–1080,0 m; 98,2 m miąższości pozornej,
92,3 m miąższości rzeczywistej
(miąższości rzeczywiste obliczono przyjmując
średni kąt upadu warstw 20° w całym profilu)

Jednostka dolomitów zbioturbowanych buduje najniższą część węglanowej sekwencji dewońskiej. Tworzywem jednostki są węglany, substancja ilasta i materiał klastyczny. Materiał ilasty tworzy: cienkie, nieregularne (0,5–5,0 mm) laminy i soczewki w obrębie dolomitów, spoiwo w piaskowcach oraz niewielką, ale stałą domieszkę w węglanach. Wzrost zailenia dolomitów zaznacza się ciemnieniem skały oraz rosnącą czytelnością jej struktur i tekstur. Wyraźne stają się zarówno bioklasty, jak i przejawy bioturbacji i obraz pospolitej w dolomitach tekstury laminarnej. Laminy czarnej barwy są zbudowane w znacznej mierze z ilowców dolomitycznych. Występują one stosunkowo równomiernie w obrębie dolomitów w całym profilu jednostki.

Powszechnie występującym typem skalnym w omawianym kompleksie są różnego rodzaju dolomikryty i dolomikrosparyty, najczęściej utworzone z kombinacji węglanów i czarnej substancji ilastej. Udział tej ostatniej bywa różny. W zależności od niego można dolomikryty i dolomikrosparyty podzielić na zailone, w których zwykle udział substancji ilastej wynosi ok. 10%, i stosunkowo czyste, w których nie przekracza ona 5%. Obydwa litotypy osiągają łącznie 28,9 m miąższości, co stanowi 31,3% profilu jednostki i są w nim stosunkowo równomiernie rozmieszczone. Ławice tych skał rzadko wykazują obecność śladów poziomego smugowania, a w dolnej części profilu zawierają bioklasty liliowców – głównie członów, a także fragmenty łodyg do 8 cm długości i – wyjątkowo – szkielety tabulatów.

W profilu dolomitów zbioturbowanych dominują ciemnoszare dolomikryty zailone zbioturbowane i dolomikrosparyty zailone zbioturbowane. Łączna miąższość tego typu skał wynosi 47,0 m co stanowi 50,9% miąższości całej jednostki. Występują one w postaci równomiernie rozmieszczonych ławic cienkich lub średniej grubości, zawierających przekroje nor poziomych, ukośnych i pionowych, pojawiających się z różną częstością: od pojedynczych do gęsto upakowanych. Obecność substancji ilastej zdecydowanie podnosi czytelność skały i struktur bioturbacyjnych. Tło zailone – margliste – bywa zwykle czarne lub ciemnoszare; obecne są w nim jaśniejsze, owalne i okrągłe przekroje nor, najpospolitszych, poziomych o średnicy 1–3 mm i znacznie rzadziej występujących, pojedynczych, nor skośnych i pionowych. Materiał wypełniający nory ma wyraźnie bardziej ziarnisty charakter od otaczającego tła skalnego. Skały często bywają poziomo smugowane, jednak dominuje typ nie wykazujący tekstur kierunkowych. Ławice dolomikrytów zasilonych, zbioturbowanych i dolomikrosparytów zasilonych, zbioturbowanych, występujące w dolnej części profilu jednostki, zawierają stosunkowo liczne bioklasty w postaci: fragmentów łodyg i pojedynczych członów liliowców, fragmenty i całe muszle gładkoskorupowych ramienionogów oraz pancerzyki małżoraczków.

Odrębny litotyp stanowią ciemnoszare dolomikrosparyty zailone i dolomikryty zailone laminowane. Laminacja wyjątkowo tylko bywa tu regularnie pozioma. Zazwyczaj przybiera postać falistą lub falisto-soczewkową. W obrębie tych litofacji pojawiają się rozproszone czarne laminy ilowców dolomitycznych. Sumaryczna miąższość litofacji dolomikrytów i dolomikrosparytów laminowanych wynosi w profilu jednostki 14,0 m, co stanowi 15,2% jej miąższości.

Zwarty profil litofacji dolomitowych jest podzielony na dwie części (w połowie miąższości jednostki) przez wkładkę skał klastycznych o miąższości 1,3 m, co stanowi 1,4% miąższości całej jednostki. Skały tworzące ten kompleks są reprezentowane przez wakę kwarcowo-muskowitową w stropie barwy pstrej, czerwono-zielonej, niewarstwowaną, niżej – zielonoszarą, faliście laminowaną.

Akcesorycznie występują w profilu dolomitów zbioturbowanych zlepienie śródformacyjne (0,1 m – 0,1%) oraz biolityty (1 m – 1,1%). Te pierwsze reprezentuje jedna ławica inicjalnego zlepienia śródformacyjnego, zbudowanego z dużych, nieregularnych, słabo obtoczonych okruchów

szarych dolomikrosparytów. Spoiwo kontaktowe, czarne, ilasto-dolomityczne zawiera drobnoarenitowy, głównie liliowcowy detrytus. Wielkość okruchów jest znaczna i osiąga od 0,5 do 8,0 cm. Do grupy biolitytów zaliczono trzy, występujące w dolnej części profilu jednostki, ławice tabulatywne. Są to jasnoszare dolomikryty przetkane gałązkowymi tabulatami, zajmującymi około 40% skały.

Jednostka dolomitów zbioturbowanych, obejmuje zespół skalny, którego dolną granicę usytuowano w spągu zwartego zespołu dolomitów, pomijając ich pierwszą wkładkę, występującą wśród skał klastycznych („górnego kompleksu pstrego mułowcowego z wulkanitami” – Tarnowska, 1976). Górna granica jest tożsama z dolną granicą młodszej jednostki.

Dolomity laminowane

817,4–981,8 m; 164,4 m miąższości pozornej,
154,5 m miąższości rzeczywistej

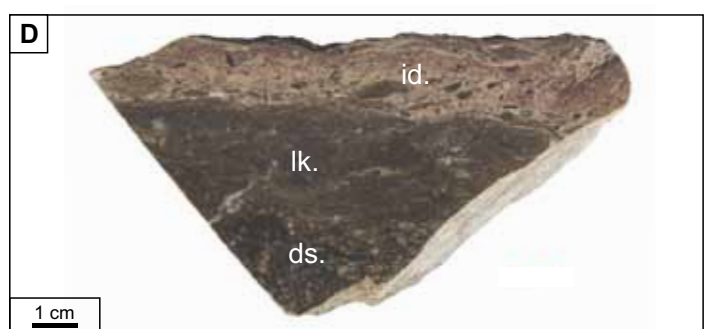
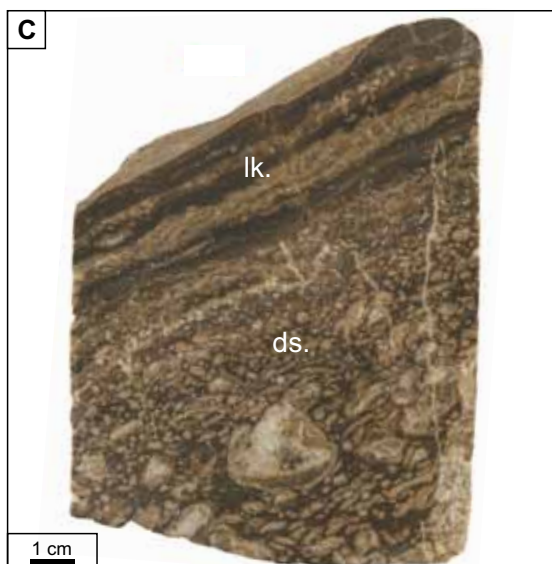
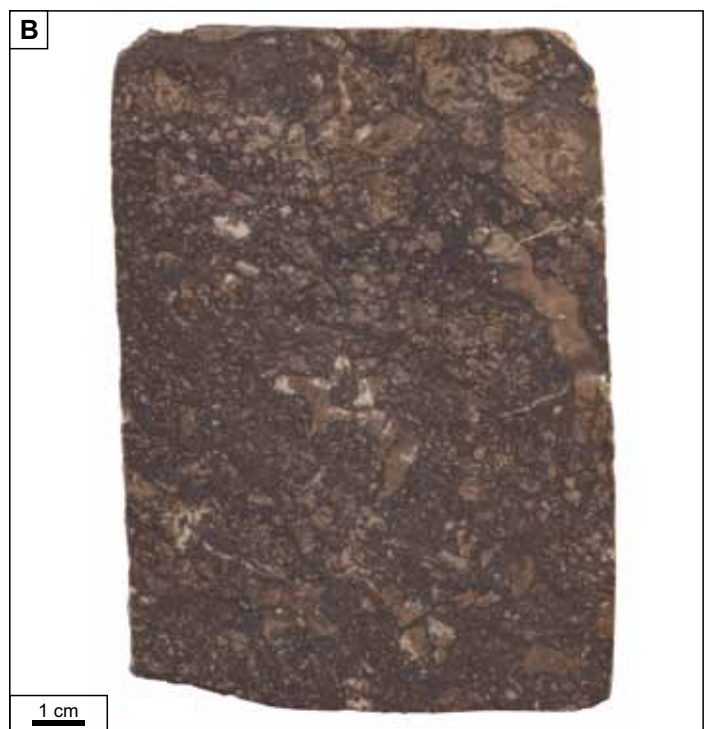
Dolomity laminowane obejmują kompleks litotypów, wśród których dolomity – najczęściej dolomikrosparyty i drobne dolosparyty z zaznaczoną mniej lub bardziej wyraźną teksturą kierunkową – stanowią 52% miąższości jednostki (80,3 m). Grupa litofacji laminowanych jest dwuelementowa i składa się z dolomitów wyraźnie, regularnie, gęsto warstwowanych poziomo i faliście, często zailonych oraz dolomitów, w których przebieg lamin jest już w skali rdzenia nieciągły, warstewki przybierają kształt kopułowy, powodując, że laminacja ma charakter nieregularnie falisty do drobnosoczewkowego. W tym ostatnim wypadku laminy są wyraźniej skonstrastowane pod względem zawartości domieszki ilastej, wykazują obecność cienkich (centymetrowej miąższości) intradolomikrosparytów oraz czasem oczek sparytowych. Ten typ litofacji jest interpretowany jako efekt sedimentacji zachodzącej przy udziale działalności glonów – laminit kryptoalgowy (fig. 17E). Dolomity regularnie laminowane mają genezę prądową. Często jednak obraz warstwowania nie jest tak dobrze czytelny. Laminacja przechodzi w delikatne smugowanie, nieregularny przebieg lamin staje się mniej wyrazisty i pozostawia wątpliwości co do ich pochodzenia. Istnieje więc ryzyko błędów w kwalifikacji niektórych partii profilu. Łącznie laminity kryptoalgaowe zajmują 27% miąższości jednostki (41,7 m), a laminity „mechaniczne” 25% (38,6 m). Osady

Fig. 17. Litotypy dolomitów laminowanych i formacji z Kowali w profilu Zaręby IG 2

A – laminity kryptoalgaowe, głęb. 689,0 m, formacja z Kowali, część dolna; B – stromatoporoidy dolorudyty, głęb. 707,5 m, formacja z Kowali, część dolna; C – kontakt dolobiolitytów stromatoporoidowych (ds) z laminitami kryptoalgaowymi (lk), głęb. 560,6 m, formacja z Kowali, część dolna; D – dolobiolityty stromatoporoidowe (ds), laminity kryptoalgaowe (lk) i intradolomikryty (id) na powierzchni erozyjnej, głęb. 562,3 m, formacja z Kowali, część dolna; E – laminity kryptoalgaowe z laminacją zaburzoną i intraklastami, głęb. 971,7 m, dolomity laminowane; F – biolityty stromatoporoidowe, głęb. 384,5 m, formacja z Kowali, część dolna

Lithotypes of laminated dolostones and the Kowala Formation in the Zaręby IG 2 borehole section

A – criptalgal laminites, depth 689.0 m, the Kowala Formation, lower part; B – stromatoporoid dolorudites, depth 707.5 m, the Kowala Formation, lower part; C – contact of stromatoporoid dolobiolithites (ds) with criptalgal laminites (lk), depth 560.6 m, the Kowala Formation, lower part; D – stromatoporoid dolobiolithites (ds), criptalgal laminites (lk) and intradolomicrocrites (id) on erosional surface (pe), depth 562.3 m, the Kowala Formation, lower part; E – criptalgal laminites with disturbed laminations and intraclasts, depth 971.7 m, laminated dolostones; F – stromatoporoid biolithites, depth 384.5 m, the Kowala Formation, lower part



laminowane były bardzo często przedmiotem różnorodnych zaburzeń (spęływanie, erozja, osuwiska podmorskie), które odbywały się w czasie kiedy osad pozostawał plastyczny i których efektem jest bardzo pospolicie występujące warstwowanie konwolutne zarówno w poszczególnych ławicach, jak i w całkiem pokaźnych kilkumetrowej miąższości ich zespołach. W obrębie osadów laminowanych obu typów rzadko występują bioturbacje (fig. 18D) oraz – wyłącznie w górnych 2/3 profilu jednostki – nieco częściej bioklasty: fragmenty muszli ramienionogów, gałązek tabulatów i nieoznaczalny detrytus. Laminity kryptoalgowe dominują w pstrej, marglistej, nie zawierającej skamieniałości ani bioklastów części dolnej profilu liczącej 52,0 m. Dolomity regularnie laminowane, ciemnoszare zyskują na znaczeniu w górnej części jednostki.

Drugą grupę litofacji stanowią występujące wśród dolomitów laminowanych rozmaite dolomity nielaminowane. Dominują w ich obrębie dolomikryty i dolomikrosparyty, stosunkowo czyste, tworzące średniej grubości ławice z rzadko występującym delikatnym smugowaniem. Ten typ dolomitów „niemych” występuje równomiernie w całym profilu jednostki i buduje 25% (38,6 m) jej miąższości. Znacznie skromniejszą pozycję pod względem ilościowym (12% – 18,6 m) w grupie dolomitów nielaminowanych zajmuje sztuczna klasa dolomitów gruzłowych, gruzłowo-brekejowych i plamistych. Skały tu zakwalifikowane to z reguły dolomikryty i dolomikrosparyty, które swój gruzłowo-plamisty obraz zawdzięczają nieregularnie lub gniazdowo przebiegającym procesom wietrzeniowym, powodującym odbarwienia od typowych szarości w kierunku utworów beżowych, zielonożółtoczerwonych i czerwonych. Trzeci litotyp z grupy dolomitów nielaminowanych to dolomikryty i dolomikrosparyty wzbogacone o biodetrytus i skamieniałości. Rozpoznano szkielety i ich fragmenty należące do ramienionogów, tabulatów, koralów i stromatoporooidów. Te dolomity z fauną występują w górnych 2/3 profilu jednostki i osiągają miąższość 15,5 m, stanowiąc 10% jej udziału.

Podrzedne znaczenie ilościowe ma grupa litofacji detrytycznych, stanowiących łącznie 5,7% (8,8 m) miąższości jednostki. Należą tu intradolomikryty i oodolomikryty. Te pierwsze mają zwykle charakter średnio- i drobnookruchowych brekcji (8,3 m – 5,4%), w których jaśniejsze klasty –

czystsze dolomikrosparyty często laminowane, słabo obtoczone lub nieobtroczone – tkwią w ubogim 15–20% bardziej marglistym spoiwie. Okruchy zazwyczaj centymetrowej wielkości osiągają w krańcowych przypadkach kilkanaście centymetrów. Najczęściej brekcje mają charakter inicjalny, a okruchy pochodzą z bezpośredniego sąsiedztwa. Tylko w jednym przypadku napotkano 10 cm miąższości ławicę, w której stopień obtoczenia okruchów był dobry. Reprezentuje ona zlepienie śródformacyjne.

Oodolomikrosparyty budują pięć cienkich (po ok. 10 cm miąższości) ławic, liczących łącznie 0,5 m i stanowiących 0,3% miąższości jednostki. Zbudowane są z małych ooidów (0,8–1,0 mm) okrągłych i owalnych, silnie zmikrytyzowanych i zdolomityzowanych. W efekcie zatarte zostały cechy pierwotne ziaren, takie jak charakter jądra i korteksu. Najprawdopodobniej większość jąder stanowiły mikrytowe klasty, a korteks nie przekraczał 0,3 mm grubości. Pory międzyziarnowe w gęsto upakowanym oolicie wypełnia obecnie drobny dolosparyt i dolomikrosparyt. Sporadycznie występują obtoczone 3 mm wielkości dolomikrytowe intraklasty.

Większość ławic detrytycznych koncentruje się w dolnej 1/3 sekwencji jednostki. Skały przybierają tam jasne, beżowe i czerwone barwy, stanowiąc wkładki w obrębie laminatów kryptoalgowych pospolitych w tej części profilu. W jego górnej części cienkie ławice brekcji są ewenementem, a ooidy nie występują wcale.

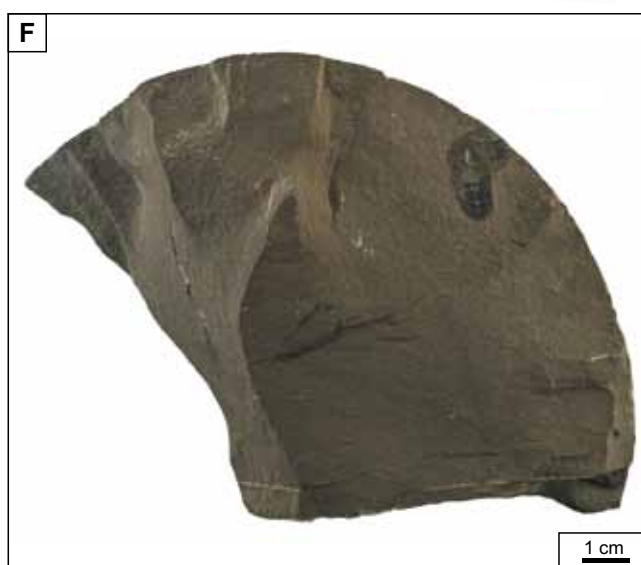
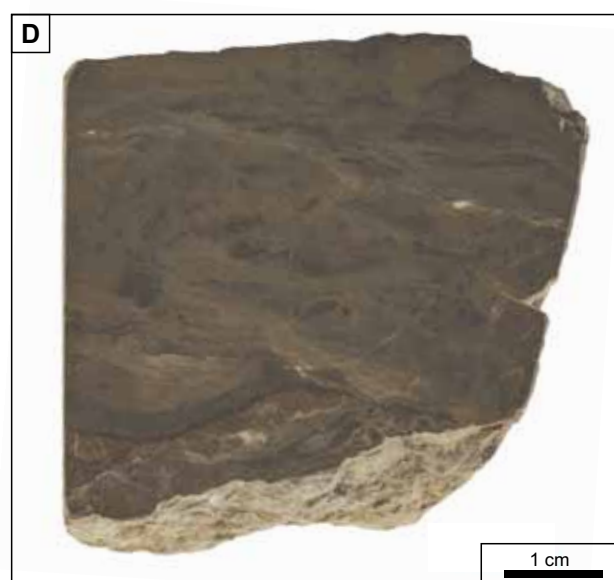
Oprócz węglanów, znaczący, bo 7% udział (10,8 m) mają w dolomitach laminowanych skały klastyczne: łożowce i mułowce. Materiał ilasty występuje nie tylko samoistnie, ale także, a może przede wszystkim, stanowi domieszkę w dolomikrytach. Samodzielnie tworzy wkładki od kilkumilimetrycznych lamin do 10–15 cm zielonych, zielonoszarych lub czasem pstrych zielonobrunatnych łożowców poziomo i faliście laminowanych. Miejscami towarzyszą im ławice mułowców i drobnoziarnistych piaskowców o nieco grubszym ziarnie i takich samych jak łożowce barwach. Materiał klastyczny występuje w profilu dolomitów laminowanych nierównomiernie. Wyraźny wzrost ilości zielonych łożowców i mułowców zaznacza się w pobliżu stropu jednostki, obejmując interwał o miąższości 15,0 m, w którego obrębie wśród dolomitów występują przeławiczenia łożowców i mułowców. Podobny zespół 13-metrowej miąższości

Fig. 18. Litotypy dolomitów laminowanych, formacji z Kowali i serii marglistej w profilu Zaręby IG 2

A – brekcja słabo wysortowanych dolomikrosparytów i arenitowego detrytusu stromatoporooidów w tle doloarenitów stromatoporooidowych, głęb. 708,0 m, formacja z Kowali, część dolna; **B** – brekcja laminatów kryptoalgowych w dolomikrosparytach stromatoporooidowych i dolomikrytach, głęb. 674,5 m, formacja z Kowali, część dolna; **C** – dolomity gruzłowe, głęb. 498,6 m, formacja z Kowali, część dolna; **D** – dolomikrosparyty (d) z powierzchnią erozyjną (pe), na której dolomikryty laminowane (dl) z pojedynczymi norami, głęb. 869,2 m, dolomity laminowane; **E** – dolobiolity tabulatywne, głęb. 737,6 m, formacja z Kowali, część dolna; **F** – kalcylutyty z małżami *Guerichia*, głęb. 136,1 m. Seria marglisto-wapienna

Lithotypes of laminated dolostones, the Kowala Formation and marly series in the Zaręby IG 2 borehole section

A – breccia consisting of poorly sorted dolomicrosparite clasts in biodoloarenites, depth 708.0 m, the Kowala Formation, lower part; **B** – breccia consisting of criptalgal laminite clasts in stromatoporooid dolomicrosparites and dolomicrites, depth 674.5 m, the Kowala Formation, lower part; **C** – nodular dolostones, depth 498.6 m, the Kowala Formation, lower part; **D** – dolomicrosparites (d), erosional surface (pe), laminated dolomicrites (ld) with burrows, depth 869.2 m, laminated dolostones; **E** – tabulata dolobiolithites, depth 737.6 m, the Kowala Formation, lower part; **F** – calcilitites with pelecypods *Guerichia*, depth 136.1 m, marly series



dolomitów z przeławiczeniami zielonych iłowców i mułowców występuje w środkowej części jednostki dolomitów laminowanych. Trzecie wzbogacenie ma miejsce w pobliżu spągu opisywanej jednostki, ale zarówno iłowce, jak i mułowce tylko wyjątkowo tworzą tam samoistne cienkie przeławiczenia. Ta część profilu ma zdecydowanie najbardziej marglisty charakter wywołany obecnością znacznej domieszki ilastej w obrębie dolomitów. Powszechne są również ilaste laminy wśród różnego rodzaju skał laminitowych. Dolny interwał wzbogacony w klastyki osiąga 30,0 m miąższości i rozpoczyna się kilka metrów powyżej dolnej granicy jednostki.

Ogniwnem pośrednim wiążącym klastyki z węglanami są dwie ławice (łącznie 0,4 m), utworzone z beżowych, nieregularnych gruzłów dolomikrytowych opłyniętych zielonym materiałem ilastym.

Dolną granicę dolomitów laminowanych, stanowiącą zarazem strop leżących niżej dolomitów zbioturbowanych, poprowadzono w spągu pierwszej wkładki wyraźnie poziomo laminowanych dolomitów zielonych, powyżej której nie występują już bioturbacje i skały tracą ciemne zabarwienie.

Górną granicę usytuowano u podstawy najstarszej ławicy amfiporowej, będącej zarazem pierwszą ławicą o charakterze biostromalnym, jakkolwiek typ poziomo laminowanych, ciemnoszarych dolomikrytów dominujący w górnej części dolomitów laminowanych kontynuuje się jeszcze wyżej w profilu, na przestrzeni około 20 m. Coraz częściej wśród laminitów występują ławice amfiporowe oraz nielaminowane dolomikrosparyty z fauną. Fakt masowego zasiedlenia szelfu środkowodewońskiego przez gałązkowe stromatoporoidy stanowił od dawna moment wyznaczający przebieg granic o różnym charakterze (Czarnecki, 1950; Czermiński, 1960). Tu przypisano mu jedynie znaczenie li-tostratygraficzne.

Żywet–fran

Formacja dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali

Część dolna – nierozdzielona
(jednostka I, warstwy stringocefalowe,
warstwy sitkówczańskie dolne)
357,7–817,4 m; 459,7 m miąższości pozornej,
432,0 m miąższości rzeczywistej

Do dolnej części formacji z Kowali zaliczono przewiercone w górnej części profilu jednostki wapienie (63,0–59,2 m miąższości rzeczywistej), niżej występujące dolomity wapieniste i wapienie dolomityczne, tworzące wąską strefę przejściową (~10,7 m – 10,0 m miąższości rzeczywistej) oraz gruby (386,0 m – 362,8 m miąższości rzeczywistej) kompleks dolomitów (dolomikrosparytów, dolosparytów), w których czytelność składników i struktur pierwotnych jest bardzo zróżnicowana i zależy od stopnia przeobrażeń jakim uległ substrat wapienny.

W profilu dolnej części formacji dominują biolityty (160,0 m – 37,0% miąższości jednostki), występujące w postaci trzech głównych typów litologicznych. Najpospolitszym z nich, występującym powszechnie w wyższej części profilu, są biolityty zbudowane ze szkieletów organizmów gałązkowych. Należą do nich ławice amfiporowe i tabulatowe.

Najczęściej obserwuje się biolityty amfiporowe jako pojedyncze i cienkie ławice 10–15 cm przetkane gałązkami stromatoporoidów stanowiących 40–70% objętości skały. Miejscami ławice takie tworzą kilkumetrowej miąższości zespoły i na ogół są gęsto przewarstwiane dolomikrosparytami laminowanymi. Część gałązek stromatoporoidów występuje w pozycji wzrostu, zdarza się jednak, że są one pochylone, przewrócone lub złamane. Przestrzenie między gałązkami wypełnia mikryt, dolomikrosparyt lub drobny dolosparyt nie wykazujący obecności tekstur kierunkowych (fig. 17F). Zważywszy delikatny charakter niepokruszonych szkieletów i zachowanie ich części w pozycji wzrostu oraz brak tekstur kierunkowych, można przyjąć biogeniczny charakter ławic amfiporowych i włączyć je do klasy biolitytów. W Zarębach IG 2 w dolnej części formacji z Kowali liczą one łącznie 76,3 m miąższości rzeczywistej, co stanowi 17,7% miąższości jednostki.

Analogiczny charakter, choć znacznie mniejsze ilościowe znaczenie mają ławice tabulatowe (fig. 18E). Gałązkowe tabulaty stanowią w nich 40% objętości skały, wykazując podobny stan zachowania szkieletów oraz podobne, bezteksturalne tło dolomikrosparytowe. Występują w spągowej części jednostki, tworząc dwa kilkumetrowej miąższości zespoły cienkich i średnich ławic. Łącznie osiągają 6,8 m miąższości rzeczywistej, co stanowi 1,6% miąższości jednostki.

Biolitytom amfiporowym i tabulatowym tylko w niewielkim stopniu ustępują ilościowo (68,0 m – 15,7% miąższości jednostki) biolityty stromatoporoidowo-koralowcowe. Tworzą je średnie i grube ławice i zespoły kilku ławic, osiągające kilkanaście metrów miąższości. Szczególnie dobrze rozwinięty zespół tego rodzaju skał występuje w dolnej części jednostki, tworząc tam – jak można przypuszczać – zespoły drobnych bioherm. W pozostałej części profilu ławice występują pojedynczo i mają charakter biostromalny. Zbudowane są głównie ze stromatoporoidów masywnych tworzących szkielet skały. Towarzyszą im stromatoporoidy i koralowce gałązkowe, rzadziej kolonie koralu. Trafiają się pojedyncze muszle ramienionogów. Szkielety organiczne stanowią w biolitytach 50–80% skały; reszta to arenitowo-rudytowy detrytus zdominowany przez źle wysortowany materiał ziarnisty. Bioklasty pochodzące z rozkruszenia szkieletów głównie fauny gałązkowej, choć podrzędnie również masywnych stromatoporoidów, tkwią w dolomikrosparytowym tle (fig. 17B). Rozprzestrzenienie ławic biolitytów stromatoporoidowo-koralowcowych jest w profilu jednostki w Zarębach IG 2 – poza wspomnianą już koncentracją w dolnej części profilu – równomierne. Sąsiadują one z ławicami amfiporowymi, laminitami kryptoalgowymi oraz litofacjami detrytycznymi (fig. 17C, D).

Trzecią grupę wśród biolitytów stanowią utwory powstałe przy udziale organizmów organizujących i porząd-

kujących przebieg procesów sedymentacyjnych. Należą tu osady nieregularnie, faliście i drobnosoczewkowo, laminowane, złożone z warstewek na przemian ciemniejszych, bardziej zailonych i jaśniejszych drobnodetrytycznych z cienkimi przeławieniami inicjalnych brekcji. Utwory te zinterpretowano jako laminity kryptoalgowe (fig. 17A). Ich czytelność, dobra w obrębie wapiennej części profilu jednostki, znacznie spada w części dolomitowej zatarta przez procesy dolomityzacji. Podgrupę wśród utworów związanych z działalnością życiową alg stanowią widoczne tylko w obrębie wapieni ławice zbudowane z gąbczastego mikrytu, przetkane oczkami sparytowymi i nie wykazujące laminacji. Łącznie grupa skał, której powstanie wiąże się z działalnością życiową alg, laminitów kryptoalgowych i mikrytów algowych, liczy w formacji z Kowali w Zarębach IG 2 15,7 m, co stanowi 3,6% miąższości jednostki.

Litofacie detrytyczne, wśród których dominują kalcyrudyty, są najczęstszym sąsiadem biolitytów stromatoporowo-koralowcowych. Występują zarówno w postaci: wkładek w zespołach biolitytowych, ławic pokrywających te zespoły, jak i stanowią samoistnie występujące warstwy i pakiety warstw do 3,0 m grubości. Cienkie i pojedyncze w dolnej części profilu, ku górze łączą się w zespoły i zyskują na znaczeniu. W składzie materiału ziarnistego budującego ławice rudytowe (do 40%) dominuje składnik biogeniczny. Są to pokruszone fragmenty szkieletów stromatoporoidów, koralów, tabulatów. Podrzednie spotyka się fragmenty muszli ramienionogów i intraklasty. Tylko w niewielu ławicach (łącznie 2,0 m miąższości) dochodzi do odwrócenia proporcji i dominacji intraklastów nad bioklastami. Tło we wszystkich przypadkach ma charakter kalkarenitowy i składa się z tego samego materiału, co frakcja rudytowa, ale bardziej rozdrobnionego, uzupełnionego przez, powszechnie w tych litofacjach występujące, człony liliowców. W górnej części opisywanej jednostki materiał detrytyczny bywa zonkolityzowany. Kalcyrudyty osiągają łączną miąższość 32,0 m, co stanowi 7,4% miąższości jednostki.

Podrzedna w profilu dolnej części formacji z Kowali w Zarębach IG 2 jest rola utworów arenitowych. Towarzyszą one ławicom rudytowym i biolitytom stromatoporowo-koralowcowym i są zbudowane z tego samego materiału, co rudyty, tyle że występującego w drobniejszej frakcji. Tak jak w przypadku utworów rudytowych, przeważają odmiany zdominowane przez bioklasty (8,1 m) nad intraklastowymi (1,2 m). Łącznie osiągają 9,3 m, co stanowi ponad 2,1% miąższości jednostki.

Istotną rolę w profilu dolnej części formacji z Kowali w Zarębach IG 2 pełnią rozmaite brekcje (fig. 18A, B). Są to najczęściej utwory średniookruchowe, znacznie rzadziej drobno- i grubookruchowe. Materiał jest ostrokrawędzisty, słabo wysortowany, złożony z okruchów skał występujących w profilu w sąsiedztwie. Spoiwem bywa najczęściej nieco ciemniejszy, bardziej zailony dolomit. Część brekcji ma charakter tektoniczny i wtedy spoiwem jest krystaliczny dolomit i kalcyt. Najgrubsze kompleksy brekcji występują w pobliżu stropu i spągu jednostki. Łącznie brekcje osiągają 22,7 m miąższości, co stanowi 5,3% miąższości jednostki. Poza brekcjami, których część powstała w wa-

runkach zupełnie niezależnych od sedymentacji (tektoniczne, żyłowe, kolapsyjne), pozostałe nawiązują do cech i warunków pierwotnych tworzenia się osadów.

W profilu dolnej części formacji z Kowali w Zarębach IG 2 znaczny udział (148,0 m – 34,3% miąższości jednostki) mają dolomikryty i dolomikrosparyty niewykazujące obecności tekstur kierunkowych, ciemnoszare, nieco zailone albo zupełnie „nieme”, albo zawierające skromną kilkuprocentową domieszkę drobnego biodetrytusu (bioklasty stromatoporoidów gałązkowych i masywnych, rozproszone amfipory, tabulaty, ślimaki i ramienionogi), pojedynczych intraklastów i rzadkie bioturbacje. Czasem skała wykazuje obecność delikatnego niewyraźnego smugowania. Opisywana grupa typów litologicznych tworzy klasę sztuczną, w której uczestniczą zarówno dotąd opisane litotypy, np. mikryty glonowe, laminity kryptoalgowe, jak i opisane niżej dolomity laminowane. Dolomityzacja zatara obraz ich pierwotnego charakteru litologicznego. Dlatego ilościowej kwalifikacji słabo czytelnych skał dolomitowych do wydzielonych już litotypów nie sposób obecnie przeprowadzić. Zdecydowano się więc utworzyć poligeniczną klasę dolomikrytów i dolosparytów, w której znalazły się osady o pierwotnie zapewne różnej litologii. Wpływa to niewątpliwie na zafałszowanie ilościowej charakterystyki litofacyjnej dolnej części formacji. Problem ten zanika w odniesieniu do wapiennego odcinka profilu jednostki, w którym biomikryty i mikryty laminowane występują powszechnie. Pozwala to domniemywać, że podobny charakter miał także niższy, zdolomityzowany odcinek.

Inwentarz głównych litotypów jednostki uzupełniają dolomikrosparyty i dolomikryty laminowane (60,0 m – 13,9% miąższości jednostki). Występują przeważnie w dolnej części profilu, stanowiąc kontynuację głównych litotypów jednostki dolomitów laminowanych. Zwykle są to ciemnoszare, bardziej niż inne typy litologiczne zasilone, dolomikrosparyty, charakteryzujące się występowaniem rzadko regularnej, zazwyczaj słabo falistej, gęstej laminacji. W utworach tego typu stosunkowo często spotyka się bioklasty amfipor, rzadziej innych pospolitych organizmów skałotwórczych oraz nieliczne bioturbacje. Miejscami skała przybiera pokrój gruzłowy (fig. 18C). Część opisywanych osadów przed dolomityzacją mogłaby być kwalifikowana do laminitów kryptoalgowych, jednak większość należy z pewnością do typu utworów „mechanicznie” laminowanych.

Górną granicę dolnej części formacji z Kowali poprowadzono w Zarębach IG 2 w stropie najmłodszej ławicy laminitów kryptoalgowych, powyżej której barwa skał, zmienia się na jaśniejszą, marginalizacji podlegają niektóre litotypy, a umacniają swą pozycję inne i pojawiają się nowe. Problem górnej granicy opisywanej jednostki potraktowano szerzej przy opisie górnego odcinka formacji z Kowali – górnych warstw sitkówczańskich.

Dolną granicę formacji poprowadzono w spągu pierwszej wyraźnie biostromalnej wkładki, którą w omawianym profilu była ławica amfiporowa. Przebieg tej granicy, mimo że zgodny z jej formalną definicją (Narkiewicz i in., 1990), jest jednak dyskusyjny, ponieważ w opracowywanym profilu ławica amfiporowa pojawia się zbyt „późno”, co powo-

duje, że dolomity o cechach „jednostki I” wydzielanej przez Narkiewicza (1991), znalazły się poza dolną granicą formacji. Wygląda na to, że pierwsze biolityty – w tym głównie ławice amfiporowe – pojawiały się w profilu dewonu nazbyt chimerycznie i że trzeba będzie do wyznaczenia dolnej granicy formacji z Kowali poszukać bardziej uniwersalnego kryterium. Wydaje się słuszniejszym prowadzenie jej w stropie pstrego, dolomityczno-marglistego, niezawierającego szczątków organicznego kompleksu dolomitów laminowanych, laminatów kryptoalgowych, brekcji śródformacyjnych, czyli tzw. „dolomitów typu eifelskiego”. Słuszność niniejszej propozycji mogą potwierdzić lub zdyskwalifikować badania odpowiednich odcinków profilu dewońskiego położonych w południowej części Gór Świętokrzyskich.

Brak wyrazistych, jednoznacznych cech w opracowywanym profilu uniemożliwił także wyróżnienie, a zwłaszcza zdefiniowanie, granic warstw stringocefalowych (Narkiewicz i in., 1990). Ubóstwo charakterystycznej fauny ramienionogowo-ślimakowej w powiązaniu ze zmianami oblicza litologicznego wywołanymi dolomitacją spowodowały, że postanowiono na razie nie wyróżniać w dolnej części formacji z Kowali żadnych jednostek podrzędnych i potraktować omawiane skały łącznie jako „część dolną” formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowców z Kowali.

Warstwy sitkówczańskie górne
176,2–357,7 m; 181,5 m miąższości pozornej,
171,0 m miąższości rzeczywistej

Na pograniczu dolomitów i wapieni, w pobliżu stropu części dolnej formacji z Kowali, w profilu Zaręb IG 2 zmieniają się barwy skał. Powyżej zwartego kompleksu laminatów kryptoalgowych, wieńczącego profil starszej jednostki, brak wkładek ciemniejszych. Zanikają bowiem w ogóle ławice amfiporowe, które napotkano dopiero w stropie formacji w postaci cienkich jasnoszarych ławic o łącznej miąższości 2,1 m (1,2% miąższości jednostki). Jeszcze skromniejszą rolę pełnią laminity kryptoalgowe i mikryty glonowe, występujące w postaci 6 cienkich ławic o łącznej miąższości 1,7 m (1% miąższości jednostki). Dwie z tych ławic są zbudowane z białego mikrytu glonowego związanego z algami *Renalcis* sp. – element bardzo charakterystyczny w młodszej części profilu formacji z Kowali (Narkiewicz i in., 1990; Romanek, Rup, 1990). W porównaniu z jednostką podległą, maleje tu znaczenie biolitytów stromatoporoidowych (35 m – 20,5% miąższości jednostki), choć tworzą one pokaźnej grubości zespół w stropie jednostki. Śladowo występują mikryty i biomikryty laminowane (3,5 m – 2% miąższości jednostki). Utrzymały swoją pozycję kalcyrudyty – 13 m, co stanowi 7,6% miąższości jednostki. Pozostałe, z dotąd opisanych, litotypy detrytyczne (intraobiokalcyrudyty, intraobiokalkarenity, biokalkarenity) mają akcesoryczny udział 1,7 m (1%).

Wśród wspomnianych litotypów są także obecne jasnoszare kalcyłutyty. Występują one w postaci pojedynczych przeławień i zwartych kilku-, kilkunastometrowych ze-

spółów. Są one elementem dominującym w obrębie górnych warstw sitkówczańskich. Ich łączna miąższość wynosi 85,4 m, co stanowi 50,0% miąższości jednostki

Składniki, struktury i tekstury dotąd przedstawionych litotypów, występujących w górnej części formacji z Kowali, są analogiczne jak w niższej części tej formacji i nie ma potrzeby ich powtarzania. Tym bardziej, że górna część formacji z Kowali w Zarębach IG 2, będąc z jednej strony miejscem i czasem, w którym szereg litofacji przeżywa schyłek swego rozwoju, stanowi zarazem miejsce i czas rozwoju nowych, dotychczas nieopisywanych. Wspomniano dotąd o mikrytach renalcisowych. Nowością są także w tej części profilu wapienie onkolitowe (choć rozproszone, zonkolityzowane bioklasty spotykano niżej). Są to drobne kalcyrudyty i kalkarenity gęsto upakowane, zawierające bioklasty amfipor, koralów, tabulatów, stromatoporoidów oraz intraklasty. Rozmiary materiału ziarnistego bezładnie rozmieszczonego w skale mieszczą się w granicach: arenity – 3,0 cm rudyty. Całość detrytusów wykazuje obecność powłok, czasem wewnątrz laminowanych, częściej bez tekstur wewnętrznych, zbudowanych z ciemnoszarego mikrytu. Spotyka się formy wykazujące trzykrotną onkolityzację oraz worki onkolitowe. Stromatoporoidy osiągające 10,0 cm średnicy nie są zonkolityzowane. Kalcyrudyty onkolitowe osiągają 13,0 m, co stanowi 7,6% miąższości jednostki i koncentrują się w jej centralnej części. Ponadto onkoidy występują w charakterze domieszek w obrębie arenitowo-rudytowych skał detrytycznych w górnej części profilu. W spągowej części nie obserwowano onkoidów.

Po raz pierwszy w profilu Zaręby IG 2 pojawiają się utwory detrytyczne zawierające cement sparytowy. Są to zwykle gęsto upakowane utwory rudytowe zbudowane z dobrze obtoczonych i dobrze wysortowanych intraklastów mikrytowych (6,0 m – 3,5% miąższości jednostki), rzadziej biorudyty, wykazujące także dobre obtoczenie i selekcję składników (1,6 m – 0,9% miąższości jednostki). Najpospolitsze są jednak intraklastowe kalkarenity (8,0 m – 4,7% miąższości jednostki), czasem z domieszką bioklastów. Materiał ziarnisty jest również w tych skałach dobrze obtoczony i wysortowany. We wspomnianych ostatnio trzech litofacjach detrytycznych przestrzenie międzyziarnowe są wypełnione mikrytem i sparytem. Ten ostatni występuje gniazdowo, tworząc na przeciętej powierzchni rdzenia kilkucentymetrowej wielkości nieregularne skupienia w obrębie powszechniejszego mikrytowego tła. Tylko w nielicznych przypadkach dochodzi do indywidualizacji ławic o dominującym sparytowym tle. Łączna miąższość litofacji detrytycznych miksparytowych wynosi 9,1% miąższości jednostki, a udział wszystkich arenitów i rudytów w profilu – niecałe 20% – około dwukrotnie więcej niż w dolnej części stratotypu formacji z Kowali (Narkiewicz i in., 1990).

Mimo oczywistych podobieństw, wyrażonych głównie obecnością w stropie formacji z Kowali w Zarębach IG 2 podobnych litofacji, do występujących w dolnym odcinku jej profilu zaznaczają się również wyraźne różnice. Przejawiają się one odmiennymi proporcjami poszczególnych, znanych z dolnej części litotypów oraz pojawieniem się nowych typów – onkolitów i utworów detrytycznych o mik-

sparytowym tle. Ocena tych proporcji stała się podstawą do sugestii o cyklicznym następstwie zespołów skalnych w obrębie górnych warstw sitkówczańskich (Radlicz, 1981; Radlicz, Wójcik, ten tom). Wobec widocznego na przeciętym rdzeniu znacznie większego zróżnicowania litofacjalnego profilu, wyrażonego wielokrotnym bezpośrednim sąsiedztwem litofacji z różnych środowisk platformy węglanowej, model mozaikowej zmienności litofacjalnej, uzasadniony szybkimi migracjami środowisk sedimentacyjnych platform, wydaje się bardziej prawdopodobny.

Pograniczu obu części formacji z Kowali towarzyszy stopniowa zmiana barwy skał z ciemniejszych w spągowej części na jaśniejsze w wyższej części. Całość tych obserwacji porównana z opisem górnej części stratotypu formacji z Kowali uzasadnia zaliczenie górnego odcinka dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych do górnych warstw z Sitkówki (Kaźmierczak, 1971; Narkiewicz i in., 1990). Górną granicę formacji, tożsamą z dolną granicą serii marglistej, opisano poniżej.

Dewon–karbon

Seria marglista

Famen

106,6–176,2 m; 69,6 m miąższości pozornej,
65,4 m miąższości rzeczywistej

Profil dewonu i karbonu dolnego wieńczy w Zarebach IG 2 seria marglista, występująca na głębokości 81,0–176,2 m, mająca 94,8 m miąższości rzeczywistej. Interwał 106,6–176,2 m reprezentuje dewon. Tworzą go węglany i substancja ilasta. Ta ostatnia rzadko występuje samodzielnie, budując wkładki czarnych iłowców marglistych (napotkano jedną o grubości 0,8 m). Zazwyczaj stanowi domieszkę w węglanach, barwiąc je na ciemnoszaro, czarno i przesadzając o ich bardziej lub mniej marglistym charakterze. Zmiana proporcji iłu do węglanów, szybsza lub wolniejsza, jest przyczyną powszechnych w obrębie serii tekstur kierunkowych – laminacji poziomej, falistej, soczewkowej. W małej skali jej efektem są laminy milimetrowej grubości, w dużej – dochodzi do alternacji ławic szarych i szarobeżowych silniej węglanowych oraz ciemnoszarych i czarnych silniej marglistych. Wapienie i wapienie margliste są zazwyczaj drobnolaminowane, ale czytelność tych tekstur ze wzrostem węglanowości skały maleje. Częstą postacią węglanów są szare i szarobeżowe biomikrosparytowe gruzły, rzadko wewnętrznie laminowane, opływające ciemnoszarym marglem.

Dolna granica serii marglistej przebiega w stropie jasnoszarej, biostromalnej ławicy amfiporowej należącej do formacji z Kowali. Przykrywające ją osady gruzłowe, których tło stanowią tak charakterystyczne dla stropu dewonu czarne margle, zaliczono już do serii marglistej.

Strop opisywanej serii leży, jak obecnie można przypuszczać, płycej niż na 81,0 m – głębokości, powyżej której brak zachowanego rdzenia.

W profilu serii marglistej indywidualizują się zespoły skalne, które można potraktować jako jej jednostki podrzędne. Wydzielono w niej kilka wyspecyfikowanych poniżej wydzielen.

Wapienie gruzłowe

173,0–176,2 m; 3,2 m miąższości pozornej,
3,0 m miąższości rzeczywistej

Wapienie gruzłowe stanowią spągową część serii marglistej. Mają 4,6% udział w jej profilu. Ich tworzywem są jasnoszare, nieregularne, źle wysortowane (od 1 do kilkunastu centymetrów), zwykle słabo obtoczone, ale także ostrokrawędziste, gruzły kalcylutytowe, tkwiące w czarnej substancji marglistej. Margle występują w postaci niewielkich, gniazdowych skupień i cienkich, zaburzonych faliście lamin rozdzielaających gruzły. Większość gruzłów zawiera drobny, nieoznaczalny detrytus biogeniczny, niekiedy z pojedynczymi skorupkami ramienionogów. Granica spągowa wapieni gruzłowych jest tożsama z opisaną dolną granicą serii marglistej, granica górna stanowiąca zarazem spąg wyższej jednostki biegnie w miejscu, w którym ponad gęsto upakowanym wapieniem gruzłowym pojawia się obficie materiał marglisty.

Wapienie margliste oraz margle i margle z gruzłami wapieni

106,6–173,0 m; 66,4 m miąższości pozornej,
62,4 m miąższości rzeczywistej

W tej jednostce dominują ciemnoszare kalcylutyty margliste, tworzące kilkunastometrowej miąższości pakiet w jej stropowej części oraz cienko- i średnioławicowe wkładki, pojawiające się wielokrotnie w niższej części profilu. Laminacja wewnątrz nich bywa gorzej czytelna lub mniej wyraźna, przyjmując postać delikatnego smugowania. Ławice kalcylutyków marglistych są rozdzielone warstwami czarnych, gęsto, poziomo i faliście laminowanych margli, zawierających laminy czarnych iłowców marglistych. W tak zarysowanym następstwie litologicznym trzykrotnie pojawiają się ławice i zespoły ławic czarnych margli, zawierających beżowe i szarobeżowe gruzły węglanowe. Są to zwykle bezładnie rozmieszczone skupienia kalcylutytowe, o owalnym i soczewkowatym kształcie, o wielkości od 1 do ponad 10 cm. Skupienia te są zwykle bezładnie rozmieszczone, ale ułożone zgodnie z laminacją otaczającego osadu marglistego. Niektóre z nich są wewnątrz konwolutnie laminowane. Stanowią nie więcej niż 30–40% objętości skały. Margliste tło zawiera nieoznaczalny, drobny detrytus biogeniczny, a także szczątki muszli ramienionogów (*Lingula* sp.) i małży *Guerichia* (fig. 18F). Obecne są także liczne drobne konkrecje pirytowe i niewielkie nagromadzenia bituminów. W niektórych ławicach kalcylutyków marglistych obserwuje się bardzo silnie zaburzoną, zafałdowaną laminację. Udział wapieni marglistych oraz margli i margli z gruzłami wapieni wynosi w obrębie jednostki 95,4%. Kalcylutytom marglistym towarzyszą skały detrytyczne. Reprezentują je dwie ławice brekcji śródformacyj-

nych. Zbudowane są ze znacznych rozmiarów (do ponad 20 cm, a przeciętnie 5–8 cm), ostrokrawędzistych i słabo obtoczonych okruchów szarych kalcyłutytów (niewyraźnie wewnętrznie laminowanych), zawierających trochity i fragmenty łodyg liliowców. Czarne, silniej margliste tło jest zastępowane krystalicznym kalcytem. Inwentarz skalny zamyka występująca w górnej części profilu ławica czarnych iłowców marglistych wewnętrznie gęsto laminowanych.

Turniej Warstwy radlińskie

Miejscami (np. na północ od Kielc) stropowa część serii marglistej tworzyła się w karbonie. Rozpoznana tam, została opisana i ujęta w nieformalną jednostkę litostratygraficzną – warstwy radlińskie (Żakowa, Pawłowska, 1966; Żakowa, Migaszewski, 1995; Malec, 2014). W profilu Zaręb warstwy radlińskie obejmują dwa kompleksy skalne – margle zielone i margle i wapienie laminowane.

Margle zielone

89,7–106,6 m, 16,9 m miąższości pozornej,
14,0 m miąższości rzeczywistej

Margle zielone to zespół skalny o dominującej zielonej i szarozielonej barwie skał. Tworzą je margle gęsto i drobno, poziomo, faliście i drobnosoczewkowo laminowane, zielone, z laminami czarnych margli, zazwyczaj nielicznymi lub znacznie ustępującymi zielonym, miejscami jednak osiagającymi 50% miąższości danej ławicy. Skład litologiczny urozmaica jedna ławica szarych, słabo zailonych wapieni mikrytowych.

Margle i wapienie laminowane

81,0–89,7 m, 8,3 m miąższości pozornej,
7,9 m miąższości rzeczywistej

Powraca i rozwija się w profilu typ czarnych laminowanych poziomo i faliście margli z wkładkami ciemnoszarych kalcyłutytów, podobnie wewnętrznie laminowanych. Spotyka się przekroje muszli ramienionogów i małży oraz nieliczne nory pionowe. Sporadycznie obserwowano beżowe kalcyłutytowe elipsoidalne gruzły opłynięte ciemnoszarym, laminowanym marglem.

Korelacja osadów węglanowych dewonu w profilach: Zaręby IG 2, Janczyce I, Kowala 1

Korelacja węglanowych części trzech wiertniczych, rezerwowych profili kieleckiego dewonu nie nastręcza większych trudności, jakkolwiek nie jest wolna od przybliżeń i arbitralności w prowadzeniu niektórych granic (fig. 19).

Jednostkę dolomitów zbioturbowanych (dolomitów z bioturbacją i fauną szkieletową – Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983) wydzielono we wszystkich analizowanych

profilach na podstawie analogicznych kryteriów, obejmując takie same litotypy, występujące w zbliżonych proporcjach, wykształcone w bardzo podobny sposób. Niewielkie wahania wykazuje rzeczywista miąższość dolomitów zbioturbowanych. Najważniejszą cechą różniącą opisywane profile jest kryterium definicji dolnej granicy jednostki. Problem ten nie występuje w dotąd opracowanych profilach: Kowala 1 i Janczyce I, gdzie zmiana facji klastycznych „dolnodewońskich” na węglanowe jest ostra. Profil Zaręb IG 2 zawiera wkładkę dolomikrytów zbioturbowanych – typowych dla najniższej jednostki kompleksu węglanowego dewonu – w obrębie starszych, klastycznych, „dolnodewońskich” osadów. Taka pozycja wkładki dolomikrytów zbioturbowanych komplikuje problem wyznaczenia dolnej granicy jednostki i zmusza do ustalenia jednoznacznych kryteriów jej wyróżniania. Tu poprowadzono ją w spągu zwartego kompleksu węglanowego, ale mogłaby być w spągu pierwszej wspomnianej wkładki dolomikrytów zbioturbowanych – zwiastuna rozwoju sekwencji węglanowej decydującej o charakterze całego systemu dewońskiego na południu Gór Świętokrzyskich. W konsekwencji, w obrębie jednostki dolomitów zbioturbowanych znalazłby się kilkunastometrowej miąższości zespół skał klastycznych. Inne różnice profilu Zaręby IG 2 w stosunku do Kowali 1 i Janczyce I to mniejsza różnorodność litologiczna objawiająca się nieobecnością w Zarębach ławic dolomitów detrytycznych – intraklastowych, oraz niezbioturbowanych dolomitów z licznymi szkieletami organicznymi. Te ostatnie, tworząc w Kowali 1 zwarty zespół skalny, umożliwiły utworzenie niższej rangi jednostki dolomitów z makrofauną. Nie pozostało to bez wpływu na nazwę jednostki wyższej rangi w Kowali 1 – dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną (Romanek, Rup, 1990). W Zarębach IG 2 profil jest bardziej monotony, będąc odbiciem wyraźnie stabilniejszych warunków sedimentacji osadów tej jednostki. Eifelski wiek przyspągowej części dolomitów zbioturbowanych ustalił Malec (2002, ten tom).

Jednostkę wyższą – dolomity laminowane z Zaręb IG 2 (dolomity krypto- i drobnokrystaliczne bez fauny – Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983; dolomity laminowane i detrytyczne Kowali 1 – Romanek, Rup, 1990) – charakteryzuje powszechna obecność we wszystkich profilach utworów laminowanych zarówno biogenicznie, jak i „mechanicznie”. Wszędzie stwierdzono występowanie wkładek oolitowych – po raz pierwszy opisanych przez Narkiewicza i Olkiewicz-Paprocką (1983) – oraz brekcji i zlepieńców śródformacyjnych, obserwowanych w omawianych utworach wcześniej (Czermiński, 1960; Tarnowska, 1969).

Chociaż we wszystkich trzech omawianych otworach wiertniczych występują takie same elementy inwentarza skalnego, to jednak można zaobserwować wyraźne różnice w proporcjach ich występowania w poszczególnych profilach. W rezultacie, o ile profile wschodnie – Zaręby IG 2 i Janczyce I – wykazują zbliżony udział facji laminowanych i detrytycznych z wyraźną dominacją tych pierwszych, to profil Kowali 1 wyraźnie odbiega od tego obrazu. Ma zdecydowanie bardziej niespokojny charakter, wyrażony obfitością brekcji, zlepieńców śródformacyjnych i intradolomi-

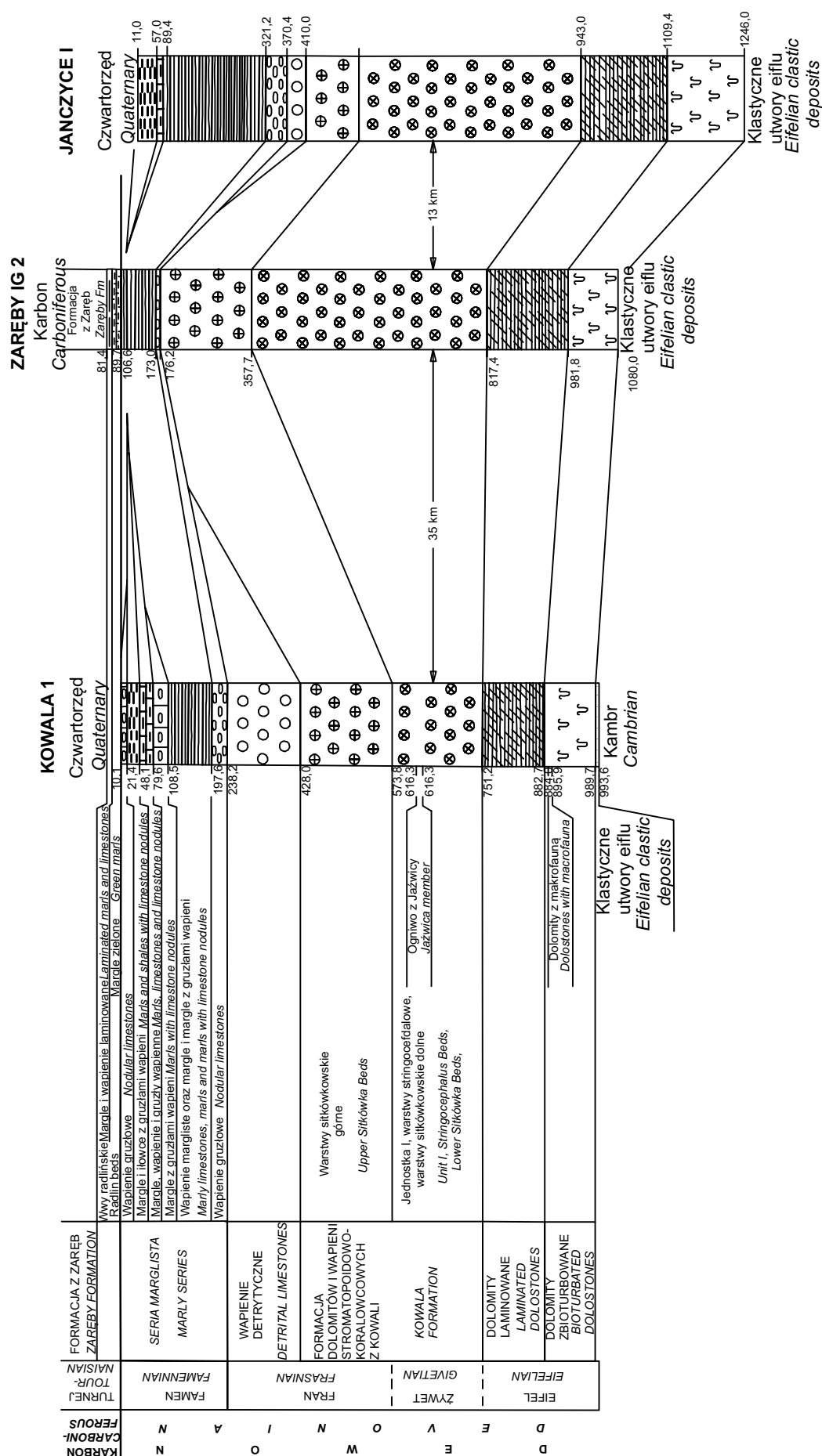


Fig. 19. Korelacja głównych jednostek litostratygraficznych węglanowych utworów dewonu w profilach otworów Kowala 1, Zareby IG 2, Janczyce I

Correlation of main lithostratigraphic units of carbonates between the Kowala 1, the Zareby IG 2 and Janczyce I boreholes

krytów stanowiących około połowy całkowitej miąższości jednostki.

Granice dolomitów laminowanych nie są datowane. Tradycyjnie osady te są uznawane za eifelskie.

Formacja z Kowali (Narkiewicz i in., 1990) odpowiada w Janczycach I (Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983) wapieniom stromatoporoidowo-koralowcowym i dolomitom jawnokrystalicznym, a w Kowali I (Romanek, Rup, 1990) – wapieniom i dolomitom stromatoporoidowo-koralowcowym. We wszystkich profilach stwierdzono występowanie analogicznych litotypów, chociaż podobnie jak to miało miejsce w dwu dotąd opisanych jednostkach – w odmiennych proporcjach odzwierciedlających na ogół odmienną pozycję paleofacjalną analizowanych sekwencji. W tym kontekście profil Zaręby IG 2 obfituje w spokojne litofacje zaraflowe – ławice amfiporowe, laminity algowe i stromatoporoidowe utwory biostromalne, podczas gdy analogiczne osady Kowali I (Romanek, Rup, 1990) mają zdecydowanie bardziej detrytyczny charakter, obejmując ziarniste skały węglanowe różnych frakcji: brekcje śródformacyjne i dolomity z intraklastami dominujące w profilu nad różnego rodzaju biolitytami. W Zarębach IG 2 nie stwierdzono obecności wapieni marglistych, stanowiących czytelny element profilu otworu Kowala I (Romanek, Rup, 1990), gdzie reprezentują poziom ambocelidowo-ślimalowy (Racki, 1985).

Romanek i Rup (1990), opisując i dzieląc litostratygraficznie profil Kowali I, wskazywali na dyskusyjny charakter górnej granicy wapieni i dolomitów stromatoporoidowo-koralowcowych. W profilu Zaręby IG 2 poprowadzono ją w spągu serii marglistej i tak to skorelowano na [figurze 18](#).

W znacznej mierze dyskusyjny pozostaje również przebieg dolnej granicy formacji z Kowali. Jej usytuowanie w spągu pierwszej ławicy amfiporowej (Czarnocki, 1950; Romanek, Rup, 1990) jest jednoznaczne, ale, jak wskazuje przykład profilu Zaręby IG 2, można niekiedy pozostawić poza formacją utwory, które z innych względów mogłyby do niej należeć. Wydaje się, że rozwiązanie tego problemu wymaga szerszych regionalnych badań uwzględniających większą liczbę profili.

Granice formacji z Kowali nie są w profilu Zaręby IG 2 datowane. Na podstawie korelacji z dobrze poznanym i datowanym profilem tej jednostki z okolic Kowali (Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983; Racki, 1985) można przyjąć, że reprezentuje ona żywet i fran.

Formacja z Kowali podściela w Zarębach IG 2 serię marglistą ([fig. 18](#)), a właściwie jej część dolną, obejmującą znane i podobnie jak w Janczycach I wykształcone (Nar-

kiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983) wapienie gruzłowe nieobecne w Kowali I (Romanek, Rup, 1990), a także wapienie margliste oraz margle i margle z gruzłami wapieni. Stanowią one odpowiednik rozmaitych osadów marglistych ujętych w podrzędne, nieformalne jednostki litostratygraficzne w profilach Kowala I (Romanek, Rup, 1990) i Janczyce I (Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983).

W nieodległych Janczycach I datowano położenie dolnej granicy serii marglistej. Biegnie ona poniżej kontaktu franu z famenem, zlokalizowanego w obrębie wapieni marglistych z laminacją płaską, równoległą lub zaburzoną śródformacyjnie (Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983). W Zarębach IG 2 granica franu z famenem nie jest datowana. Zważywszy na niewielką odległość między otworami i zbliżoną sekwencję pogranicza w obu profilach, można przyjąć, że także w Zarębach IG 2 tworzenie się serii marglistej rozpoczęło się u schyłku franu.

Otwory Janczyce I i Kowala I zlokalizowano na wychodniach skał famenu, a Zaręby IG 2 na skałach dolnokarbońskich. Dlatego jedynie w tym ostatnim profilu możemy obserwować kontakt skał dewonu i karbonu. Granica między nimi została biostratygraficznie ustalona (Filipiak, 2004, ten tom) w stropie wapieni marglistych, margli i margli z gruzłami wapieni.

Rozpatrując profil Zaręb IG 2 i porównując go do profilu Janczyce I i Kowala I, można wskazać na podobieństwa wszystkich profili w zakresie zasadniczych rysów rozwoju dewońskiej sekwencji węglanowej. Umożliwiło to stosunkowo łatwe wydzielenie jednostek litostratygraficznych wspólnych wszystkim profilom, choć poprowadzenie niektórych granic może być hipotetyczne i nadal dyskusyjne. Wśród trzech wymienionych profili sekwencja Zaręb IG 2 wykazuje najwięcej analogii z Janczycami I (co naturalnie zważywszy niewielką odległość między profilami), znacznie mniej z Kowalą I. Profil Zaręby IG 2 ma wyraźnie najbardziej stabilny charakter, wyrażony względnie mniejszymi niż w pozostałych profilach miąższościami odpowiednich jednostek, mniejszymi w nich udziałami litotypów detrytycznych – brekcji i utworów rudytowych rozwiniętych na powierzchniach erozyjnych. Różnicą zasadniczą w stosunku do obu pozostałych profili jest nieobecność w Zarębach IG 2 jednostki wapieni detrytycznych, szczątkowo wykształconej w Janczycach I (Narkiewicz, Olkiewicz-Paprocka, 1983), a tak dobrze rozwiniętej w Kowali I (Romanek, Rup, 1990). Znacznie mniejszy udział skał detrytycznych w formacji z Kowali, a także w dolomitach laminowanych sugeruje, że względny spokój był na niektórych obszarach zjawiskiem tak trwałym, jak aktywność na innych.

Krzysztof RADLICZ, Krystian WÓJCIK

MIKROFACJE I PETROGRAFIA UTWORÓW DEWONU I NAJNIŻSZEGO KARBONU
W OTWORZE WIERTNICZYM ZARĘBY IG 2

Wstęp

Dokumentacja petrograficzna dewonu w otworze Zaręby IG 2 zawiera charakterystykę mikroskopową 275 płytek cienkich (Radlicz, 1980). Przy identyfikacji i w opisach mikrostruktury skał wykorzystano klasyfikację skał węglanowych Dunhama (1962), zmodyfikowaną przez Embry'ego i Klovana (1972) i Wrighta (1992) i wprowadzoną do piśmiennictwa polskiego przez Jaworowskiego (1987). Przegląd tych klasyfikacji wraz z szerokim komentarzem i ilustracjami można znaleźć u Flügel (2004).

Mikrostruktury skał węglanowych podzielono na 3 grupy. Pierwsza obejmuje wapienie i dolomity allochtoniczne, w których jest czytelna pierwotna struktura osadu powstała w rezultacie sedimentacji ziaren spojonych spoiwem (madston, wakston, pakston, greinston, flotston i rudston). Do drugiej zaliczono mikrostruktury autochtoniczne (boundston), obejmujące biogeniczne struktury węglanowe powstałe w wyniku wzrostu różnych grup organizmów podczas sedimentacji. Do trzeciej grupy zaliczono mikrostruktury diagenetyczne, w których depozycyjna mikrostruktura osadu uległa zatarciu.

Zwiężłość osadu i sposób uporządkowania allochemów w obrębie tła skalnego zdefiniowano jako tekstura skały: bezładna, równoległa, laminowana (równoległe i przekątne), frakcjonalna, smużysta, soczewkowa, gruzłowa i frakcjonalna. Zawartość materiału ziarnowego określono według wzorców Tanaki i Katady (1966). Identyfikację bioklastów przeprowadzono na podstawie prac: Cayeux (1931), Masłowa (1956), Johnsona (1961), Majewskie (1969), Horowitz i Pottera (1971), Kaźmierczaka (1976) i Flügel (2004).

Określenia głównych i podstawowych frakcji allochemów w skałach klastycznych przyjęto według tabeli Wentwortha (1922), w której granicę frakcji pylastej i piaskowej określa średnica ziaren 0,0625 mm, a granice frakcji piaskowej i żwirowej – 2 mm, a dalej, każda z frakcji głównych jest podzielona na frakcje podstawowe od bardzo drobnoziarnistej, poprzez drobno-, średnio- i gruboziarnistą do bardzo gruboziarnistej.

Wyniki analiz petrograficznych dewonu podsumowano w tabeli 2². Płytki cienkie z otworu Zaręby IG 2 są zdeponowane w Oddziale Świętokrzyskim Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Kielcach (kolekcje SIG II.C.20.216 i SIG II.C.20.171).

W 1980 r. w Laboratorium Chemicznym ówczesnego Oddziału Świętokrzyskiego Instytutu Geologicznego wykonano 180 oznaczeń chemicznych CaO, MgO, CO₂ i części nierozpuszczalnych w HCl z próbek dewońskich. Wyniki analiz przeliczono na zawartość CaCO₃, CaMg(CO₃)₂,

FeCO₃, CaSO₄, MgO i CaO oraz na stosunek CaO/MgO i stopień dolomityczności (dd) według metodyki opracowanej przez Radlicza (1967, 1968, 1974). Stopień dolomityczności jest określony wzorem $dd = \frac{[\%wag] \text{ MgO} : [\%wag] \text{ CaO} \times 1391}{1000}$ i określa zawartość dolomitu w węglanach, zawsze wyrażony liczbą całkowitą. W czystym dolomicie dd = 1000, przy 50% zawartości CaCO₃ i 50% zawartości dolomitu dd = 352, przy zawartości 95% CaCO₃ i 5% zawartości dolomitu dd = 29. Analizy chemiczne węglanów przeliczono na skład mineralny według instrukcji Radlicza (1974). Wyniki tych analiz w formie skróconej podsumowano w tabeli 2.

Mikrofacje skał węglanowych

Mikrostruktury allochtoniczne

Madston (fig. 20B) zostały rozpoznane w próbkach z głębokości: 81,9; 82,9; 85,9; 92,8; 97,3; 105,5; 110,0; 115,5; 125,0; 127,0; 133,0; 138,1; 149,9; 156,7; 161,3; 171,2; 172,6 i 173,4 m. Tekstury są najczęściej równoległe i smużyście laminowane, rzadziej laminowane soczewkowo i bezładne. Zawierają do 2% pyłu kwarcowego oraz domieszkę muskowitu (do maksymalnie 3%) i bioklasty (do 5%), wśród których rozpoznawalne są igły gąbek, małże, radiolarie, rzadziej małżoraczki, otwornice i konodonty oraz sieczka roślinna. W mikrytowym spoiwie występują drobne agregaty i kuleczkowe impregnacje piritowe oraz niekiedy drobne skupienia fosforanowe.

Wakston bioklastyczne (fig. 20A) występują w próbkach z głębokości: 89,1; 100,5; 102,6; 105,5; 119,1; 144,1; 178,9 i 397,0 m. Tekstury tych osadów są bezładne i laminowane równoległe lub smużyście. Masa podstawowa jest marglista, mikrytowa, zawierająca niekiedy drobne grudki i impregnacje piritowe, a czasem drobne sekrecje węglanowe. Głównym składnikiem klastycznym są zazwyczaj przekrystalizowane szczątki szkieletowe, a wśród rozpoznawalnych elementów można wymienić igły gąbek i radiolarie, wypełnione agregatowym sparytem lub chalcedonem. Ponadto trafiają się pojedyncze skorupki małżoraczek i małży cienkoskorupowych. Półka z głębokości 397,0 m zawiera ponadto szczątki amfipor, koralowców, styliolin i innych przekrystalizowanych i nieoznaczalnych elementów. Spoiwo jest częściowo zdolomityzowane – 13% stanowią idiomorficzne kryształy dolomitu.

Pakston peloidowe (fig. 20D) występują w próbkach z głębokości: 227,8; 233,0; 128,5; 361,3; 368,1; 375,0; 380,6 i 402,6 m. Średnica ziaren wynosi 0,08–1,00 mm z przewa-

² Tabela 2 znajduje się w kieszeni na końcu książki.

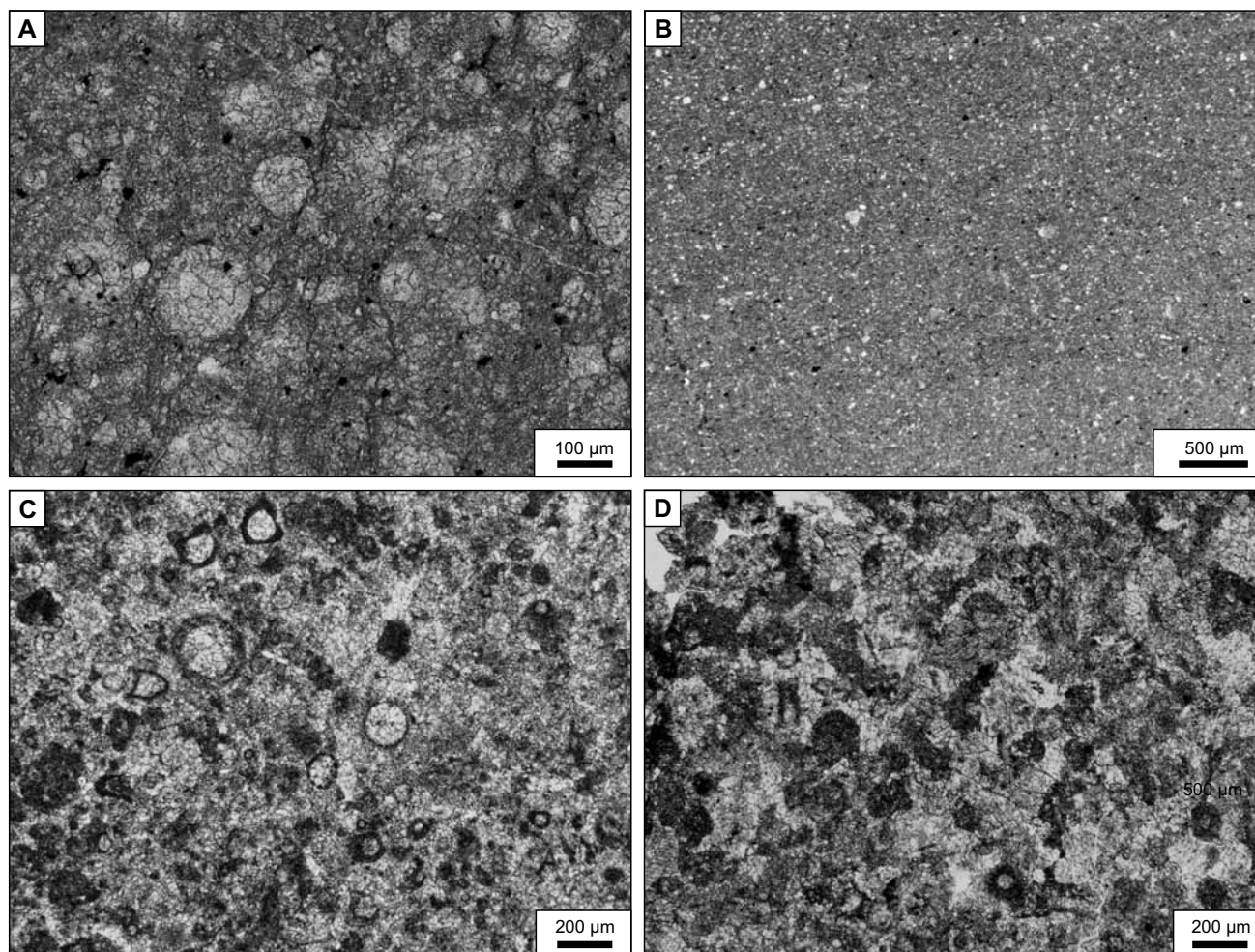


Fig. 20. Typy litologiczne skal dewońskich w otworze wiertniczym Zaręby IG 2

A – wakston radiolariowy. Warstwy z Radlina. Głęb. 89,1 m, bez analizatora; **B** – madston z ziarnami kwarcu. Seria marglisto-wapienna, wapienie margliste oraz margle i margle z gruzłami wapieni. Głęb. 156,7 m, bez analizatora; **C** – pakston peloidowo-kalcisferowy. Formacja z Kowali, warstwy sitkówczańskie górne. Głęb. 222,4 m, bez analizatora; **D** – pakston peloidowy. Formacja z Kowali, warstwy sitkówczańskie górne. Głęb. 227,8 m, bez analizatora

Lithological types of Devonian rocks in the Zaręby IG 2 borehole

A – radiolarie wackstone. Radlin beds. Depth 89.1 m, with no analyzer; **B** – mudstone with quartz grains. Marly series, marly limestones, marls and marls with limestone nodules. Depth 156.7 m, with no analyzer; **C** – peloidal-calcisphaerid packstone. Kowala Formation, Upper Sitkówka Beds. Depth 222.4 m, with no analyzer; **D** – peloidal packstone. Kowala Formation, Upper Sitkówka Beds. Depth 227.8 m, with no analyzer

gą frakcji 0,1–0,4 mm. Udział peloidów waha się w przedziale 20–60%. Wśród bioklastów najczęściej występują koralowce, stromatoporoidy (amfipory), podrzędnie pojawiają się kalcisfery, umbelliny, małżoraczki, małże, serpulidy, otwornice i glony. Składniki są ułożone równolegle lub bezładnie. Spoiwo mikrytowe jest często zrekrystalizowane i gniazdowo zdolomityzowane.

Pakstony peloidowo-bioklastyczne (fig. 20C) rozpoznano w próbkach z głębokości: 222,4; 245,0; 248,8; 252,2; 261,0; 273,0; 277,7 i 335,0 m. Tekstury są bezładne do równoległych. Średnica peloidów waha się w granicach 0,06–2,20 mm z przewagą frakcji 0,15–0,20 mm. Bioklasty są reprezentowane przez kalcisfery, umbelliny, cienkoskorupowe małże, czasem amfipory lub koralowce. Podrzędnie występują małżoraczki i stylioliny (próbka 245,0 m). W ostatniej z wymienionych próbek występują również nie-

obtoczone intraklasty wapienne. Spoiwo jest mikrytowe, często jednak częściowo zrekrystalizowane i zdolomityzowane – do 10% stanowią hipidiomorficzne kryształy dolomitu.

Pakstony intraklastowo-bioklastyczne występują w próbkach z głębokości 215,4 i 331,2 m. Intraklasty są słabo wysortowane, mają średnice 0,06–5,00 mm. Wśród bioklastów powszechnie występują kalcisfery, rzadziej szczątki koralowców i stromatoporoidów oraz pojedyncze małżoraczki, małże i stylioliny. Składniki są ułożone bezładnie. Spoiwo stanowi zrekrystalizowany mikryt.

Pakstony styliolinowe rozpoznano w próbkach z głębokości 182,6 i 282,7 m. W próbkach bioklasty są ułożone równolegle i stanowią ok. 60% objętości osadu, z czego 50% stanowią stylioliny, a podrzędnie trafiają się koralowce, otwornice, małże, małżoraczki, umbelliny i kalcisfery. Spoiwo jest mikrytowe, gniazdowo przekrystalizowane.

Greinstony intraklastowo-bioklastyczne stwierdzono w próbkach z głębokości: 198,8; 205,3 i 356,1 m. Są one złożone w 20–40% z wapiennych intraklastów mikrytowych i drobnoziarnistych (peloidowych) o średnicy 0,1–4,0 mm. Podobny udział stanowią bioklasty – drobne szczątki stromatoporoidów, koralowców i rzadziej stylioliny. Podrzednie trafiają się otwornice, krynoidy, małże, małżoraczki, kalcisfery i umbelliny. Składniki są ułożone bezładnie, ale dobrze upakowane i średnio obtoczone.

Rudstony intraklastowe występują w próbkach z głębokości: 214,2; 349,1 i 353,8 m. Są to osady zbudowane z dobrze upakowanych drobnoziarnistych (peloidowych) i mikrytowych intraklastów wapiennych o średnicy 0,1–15,0 mm. Intraklasty są bardzo słabo obtoczone, ostrokra-

wędziste i słabo wysortowane. Udział bioklastów wynosi maksymalnie 5%, są to szczątki koralowców, krynoidy, kalcisfery i umbelliny. Składniki są ułożone bezładnie. Spoiwo stanowi sparyt.

Rudstony koralowcowo-stromatoporoidowe (fig. 21A) występują w próbkach z głębokości: 191,4; 295,2; 315,0 i 326,8 m. W osadach tych ponad 50% stanowią szczątki stromatoporoidów i koralowców, podrzednie pojawiają się kalcisfery, umbelliny, małże i małżoraczki. Składniki są ułożone równolegle lub bezładnie. Część bioklastów jest przekryształizowana. Spoiwo jest mikrytowe.

Rudstony koralowcowo-stromatoporoidowo-styliolnowe występują w próbkach z głębokości 212,5 i 388,5 m. Największe składniki stanowią szczątki koralowców i stro-

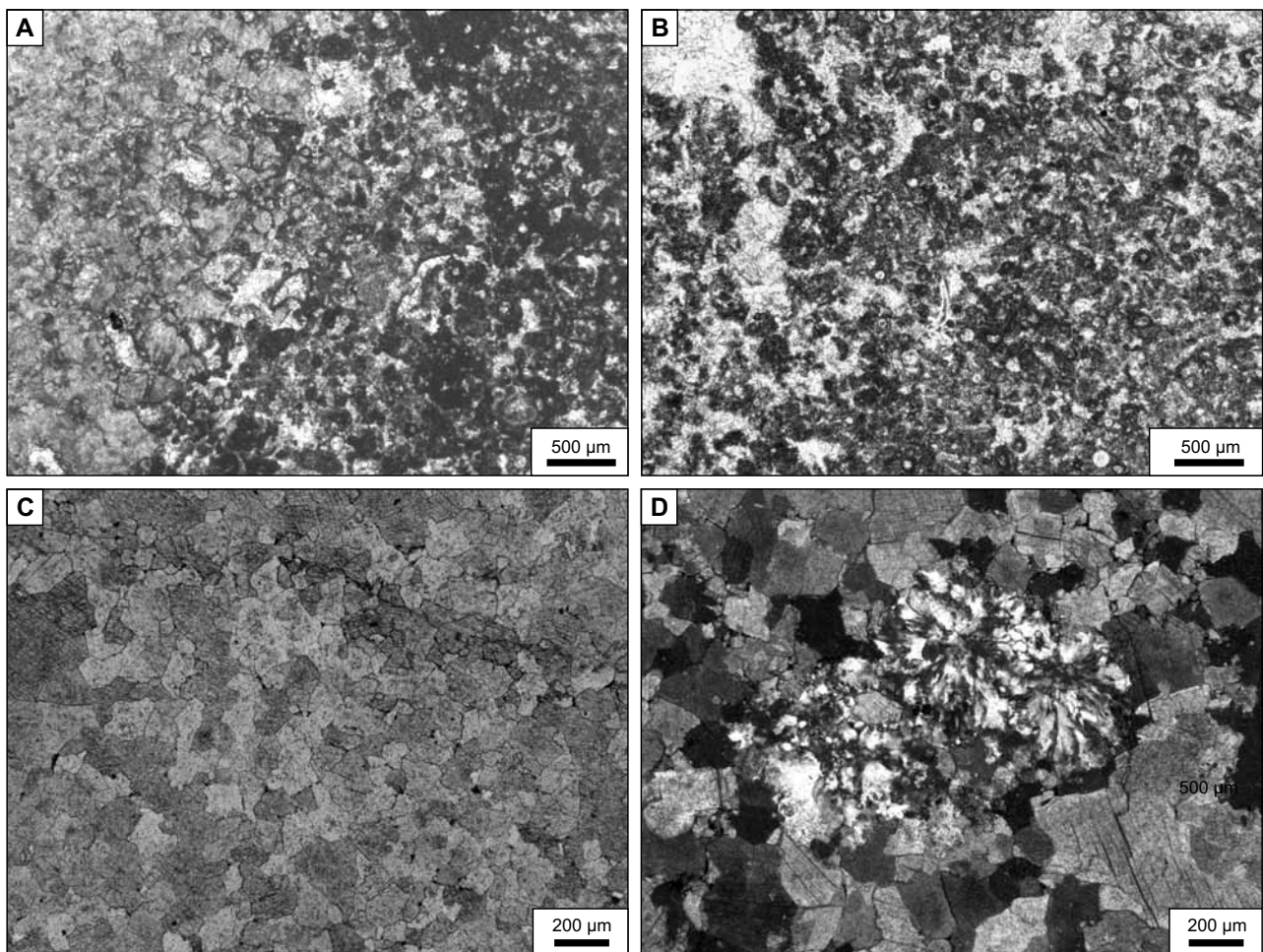


Fig. 21. Typy litologiczne skal dewońskich w otworze wiertniczym Zaręby IG 2

A – rudston bioklastyczny (stromatoporoidowo-koralowcowo-peloidowy). W płytce cienkiej widoczny duży, zrekrystalizowany fragment koralowca oraz peloidy i kalcisfery. Formacja z Kowali, warstwy sitkówczańskie górne. Głęb. 326,8 m, bez analizatora; **B** – pakston peloidowo-bioklastyczny. Formacja z Kowali, warstwy sitkówczańskie dolne. Głęb. 361,3 m, bez analizatora; **C** – dolosparston o teksturze mozaikowej. Formacja z Kowali, warstwy sitkówczańskie dolne. Głęb. 496,5 m, nikole skrzyżowane; **D** – dolosparston z gniazdem chalcedonowym. Formacja z Kowali, warstwy sitkówczańskie dolne. Głęb. 560,8 m, nikole skrzyżowane

Lithological types of Devonian rocks in the Zaręby IG 2 borehole

A – bioclastic (stromatoporoid-coral-peloidal) rudstone. See large fragment of recrystallized coral, peloids and calcisphaerids. Kowala Formation, Upper Sitkówka Beds. Depth 326.8 m, with no analyzer; **B** – peloidal-bioclastic packstone. Kowala Formation, Lower Sitkówka Beds. Depth 361.3 m, with no analyzer; **C** – dolosparstone with mosaic texture. Kowala Formation, Lower Sitkówka Beds. Depth 496.5 m, crossed nicols; **D** – dolosparstone with chalcedonic nest. Kowala Formation, Lower Sitkówka Beds. Depth 560.8 m, crossed nicols

matoporooidów (często o charakterze kortoidów), a w ziarnistym matriksie dominują stylioliny. Podrzednie pojawiają się krynoidy, małże, małżoraczki, kalcisfery oraz inne przekrystalizowane i nierozpoznawalne bioklasty. Składniki są ułożone równolegle. Spoiwo jest mikrytowe, częściowo przekrystalizowane i gniazdowo zdolomityzowane.

Dolomitowe madstony występują w próbkach z głębokości: 835,9; 1031,5 i 1035,5 m. W pierwszej skała ma charakter brekcji tektonicznej. W próbce z głębokości 1031,5 m występują bioklasty – tentakulity, ramienionogi, krynoidy, stromatoporooidy i małże. Tekstura jest laminowana smużyście. W próbce z głębokości 1035,5 m występują liczne bioturbacje – chondritesy, podkreślone smugami ilastymi i wypełnione osadem o większych kryształach dolosparytu.

Dolomitowe madstony/ dolomikrosparystony z bioklastami występują w próbkach z głębokości: 802,3; 838,3; 844,9; 989,5; 1001,5; 1041,8; 1042,3; 1053,3; 1057,6; 1070,5; 1071,1 i 1098,6 m. Cechą charakterystyczną tych osadów jest dolomikrytowe i/lub dolomikrosparytowe tło skalne oraz bioklasty dolosparytowe, których udział zazwyczaj nie przekracza 10%. Wśród rozpoznawalnych szczątków szkieletowych można wyróżnić amfipory, małże, małżoraczki, ślimaki, krynoidy, tentakulity, stylioliny, koralowce i mszywioly. Ze względu na proporcje udziału poszczególnych grup organizmów, można mikrofację rozdzielić na trzy typy: (i) zdominowane przez zespół amfiporowo-małżowo-małżoraczkowo-ślimakowy (próbki z głębokości: 838,3; 844,9 i 1001,5 m), (ii) mszywiolowo-tentakulitowo-małżowo-krynoidowy z małżoraczkami i koralowcami (próbki z głębokości: 989,5 i 1098,6 m) oraz (iii) mieszany (próbki z głębokości: 802,3; 1041,8; 1042,3; 1053,3; 1057,6; 1070,5 i 1071,1 m). Osady te mają tekstury gruzłowe, powszechnie występują bioturbacje.

Dolomikrosparystony o teksturach bezładnych, smużystych i równolegle laminowanych stwierdzono w próbkach z głębokości: 848,9; 854,5; 894,2; 919,6; 930,0; 948,1; 951,9; 958,0; 977,5; 996,7; 1010,0; 1014,0 i 1027,0 m. Osady te są zbudowane z dolomikrosparytu, w którym średnica kryształów dolomitu wynosi 0,002–0,060 mm z przewagą kryształów 0,01–0,02 mm. Lokalnie występują relikty bliżej nierozpoznawalnych bioklastów. W próbce z głębokości 848,9 m występują smużyste i nierównomiernie rozmieszczone perytowe skupienia po mułóżerach. Tekstura smużysta jest podkreślona pigmentem perytowym, a laminację podkreśla udział peloidów i łuseczki muskowitu. W próbkach z głębokości: 851,5; 977,5 i 996,7 m występują impregnacyjne skupienia średnio- i grubokrystalicznego autogenicznego kwarcu z licznymi wrostkami dolomikrytu.

Dolomitowe pakstony peloidowe występują w próbkach z głębokości 833,7 i 933,2 m. Tekstury są gruzłowe. Zawierają one kuliste i wałeczkowate peloidy o średnicy 0,02–1,00 mm. Wewnątrz peloidów niekiedy występują kalcisfery i małżoraczki. W pierwszej próbce występują skupienia grubokrystalicznego, agregatowego kwarcu. W próbce z głębokości 933,2 występują również jednopowłokowe ziarna obleczone (5%).

Dolomitowe pakstony intraklastowe (fig. 22D) występują w próbkach z głębokości: 921,2; 947,4; 963,0; 968,0;

1022,0 i 1061,0 m. Udział intraklastów wynosi 20–30%. W próbce z głębokości 1061,0 m występuje 15% domieszka bioklastów – amfipor, małży, ramienionogów, krynoidów i innych. Osady te mają tekstury gruzłowe

Dolomitowy pakston ooidowy o bezładnej teksturze stwierdzono w próbce z głębokości 928,1 m (fig. 22A). Występują tutaj gęsto upakowane ooidy o średnicy 0,1–1,4 mm z przewagą frakcji 0,7 mm. Są one złożone z intraklastowych jąder oraz zrekrystalizowanych powłok. Pojawiają się też ooidy podwójne i worki ooidowe. Obok nich stwierdzono strzępki mat glonowych.

Dolomitowe pakstony bioklastyczne występują w próbkach z głębokości: 1065,8; 1071,1 i 1073,8 m. Wśród bioklastów rozpoznawalne są szczątki amfipor i koralowców, podrzednie występują krynoidy, małże, małżoraczki i inne elementy. Ponadto występuje 1–2% ziaren kwarcu we frakcji rudytovej. Spoiwo jest dolomikrosparytowe. Licznie występują mikrotylity, wypełnione asfalstenami lub getytem.

Dolomitowe rudstony intraklastowe występują w próbkach z głębokości: 840,5; 860,0; 870,0; 902,6; 903,5; 957,6 i 974,9 m. Tekstury tych skał są bezładne lub gruzłowe. Intraklasty i protointraklasty mają struktury dolomikrosparytowe i dolosparytowych biolitytów. Intraklasty są najczęściej tabliczkowe, a protointraklasty spłaszczone i obocznie rozłazowane. Spoiwo jest dolomikrytowe i dolomikrosparytowe z gniazdami dolosparytu, perytu i agregatowego kwarcu. Czasami granica tła i intraklastów jest podkreślona mikrotylitami. W próbce z głębokości 902,6 m występuje 2–15% kwarcu o średnicy ziaren 0,03–0,15 mm. W próbce 903,5 m występują również bioklasty – szczątki stromatoporooidów oraz małże, małżoraczki i kalcisfery. Ziarna i spoiwo jest w 50% zastąpione dolosparytem. W próbce z głębokości 974,9 m występują dyskoidalne klasty dolomikrosparytów, zbentonizowanych tufów popiołowych, ziaren kwarcu pirogenicznego: bipiramidalnego, wiórkowo-klinowego i obtopionego. Nieznaczny udział spoiwa i stykowy układ klastów przyczyniły się do powstania licznych struktur weiskowych.

Dolosparystony terygeniczne stwierdzono w próbkach z głębokości: 1079,4; 1079,8 i 1080,0 m. W próbce z głębokości 1079,4 m występuje 10% ziaren kwarcu i 25% obtoczonych klastów bioarenitu. W próbce z głębokości 1079,8 m udział kwarcu wzrasta do ok. 40%, a średnica ziaren wynosi 0,04–1,00 mm z przewagą frakcji 0,2 mm. W próbce z głębokości 1080,0 m udział ziaren kwarcu o średnicy 0,04–0,30 mm wynosi 5%. Tło skalne jest dolosparytowe z kryształami dolosparytu o średnicy 0,02–0,20 mm.

Mikrostruktury autochtoniczne (biogeniczne)

Dolomitowe boundstony (fig. 22B) występują w próbkach z głębokości: 418,8; 424,1; 433,6; 461,4; 602,3; 622,1; 633,5; 643,4; 645,8; 653,7; 770,1; 782,1; 787,0; 811,7; 873,5 i 880,0 m. Rozróżnialne są zrekrystalizowane i zdolomityzowane relikty stromatoporooidów i koralowców. Niekiedy (próbki z głębokości: 622,1; 633,5 i 643,4 m) relikty koralowców zachowały się dzięki sylikacji ścian lub inkrusta-

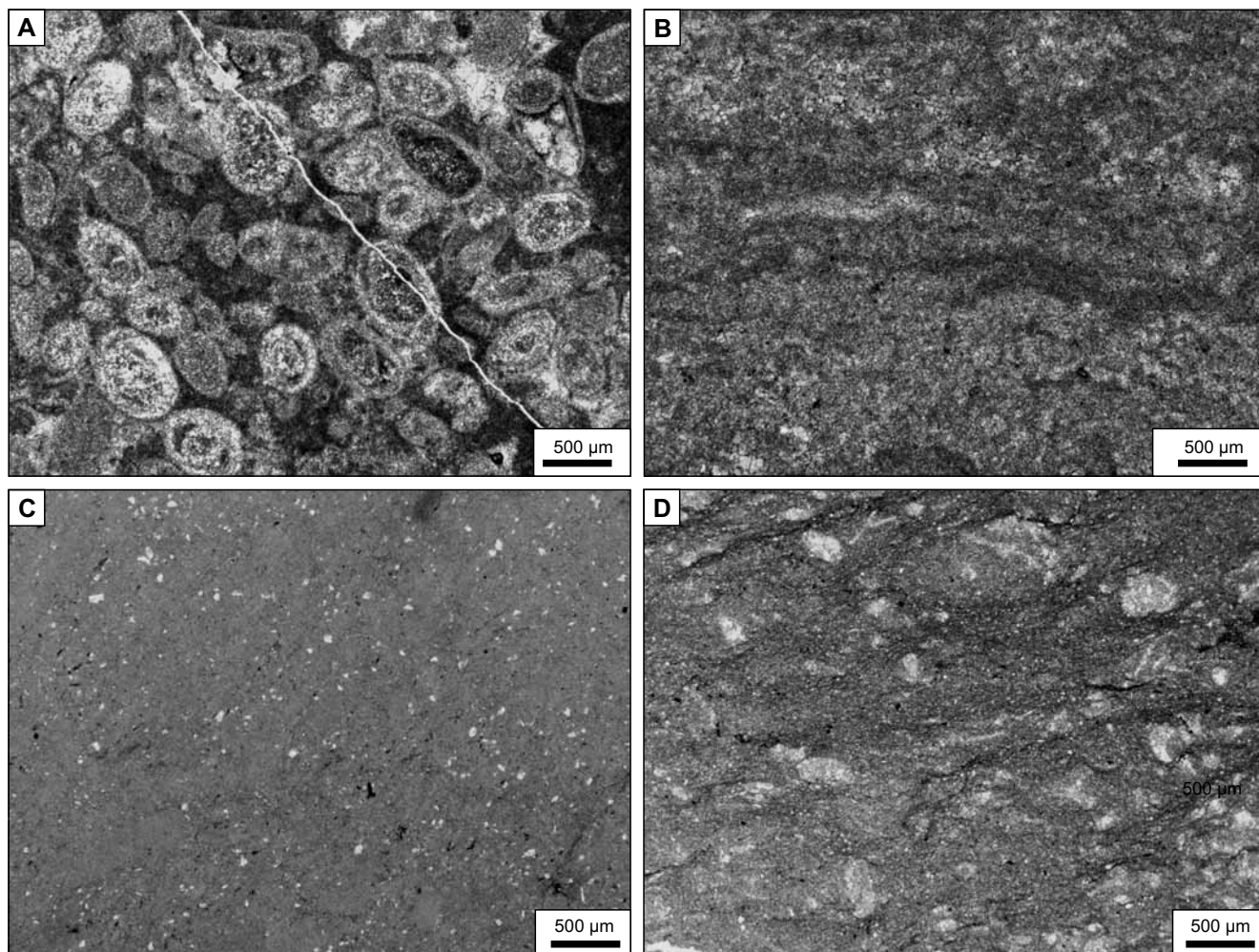


Fig. 22. Typy litologiczne skal dewońskich w otworze wiertniczym Zaręby IG 2

A – dolomitowy pakston ooidowy. Dolomity laminowane i detrytyczne (ogniwo z Nowego Stawu). Głęb. 928,1 m, bez analizatora; **B** – boundston dolomitowy. W płycie ciennej widoczna falista laminacja stromatolitowa. Dolomity laminowane i detrytyczne (ogniwo z Nowego Stawu). Głęb. 880,0 m, bez analizatora; **C** – mułowiec ilasty z ziarnami kwarcu. Warstwa tufitowa. Dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną (ogniwo z Jurkowic). Głęb. 996,0 m, bez analizatora; **D** – dolomitowy pakston intraklastowo-bioklastyczny. Dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną (ogniwo z Jurkowic). Głęb. 1061,0 m, bez analizatora

Lithological types of Devonian rocks in the Zaręby IG 2 borehole

A – dolomitic oolitic packstone. Laminated and detrital dolomites (Nowy Staw Member). Depth 928.1 m, with no analyzer; **B** – dolomitic boundstone. See wavy stromatolitic lamination. Laminated and detrital dolomites (Nowy Staw Member). Depth 880.0 m, with no analyzer; **C** – clastic mudstone with quartz grains. Tuffite layer. Bioturbated dolomites and dolomites with macrofossils (Jurkowiec Member). Depth 996.0 m, with no analyzer; **D** – dolomitic intraclastic-bioclastic packstone. Bioturbated dolomites and dolomites with macrofossils (Jurkowiec Member). Depth 1061.0 m, with no analyzer

cji pirytem i sylifikacji. W próbkach z głębokości: 770,1; 782,1; 787,0; 811,7; 873,5 i 880,0 m relikty są słabo widoczne, występują za to struktury przypominające „birdseyes” oraz zbrekcjonowanie. Spoiwo jest bimodalnie krystaliczne – drobno- i średniokrystaliczne, czasem z gniazdami grubokrystalicznego dolosparytu o własno- i współwłasności kształtnych kryształach.

Mikrostruktury diagenetyczne

Sparstony rozpoznano w próbkach z głębokości: 305,2; 322,8 i 340,6 m. Spoiwo jest zrekrytalizowane – ma teksturę mikrokrystaliczną, mozaikową, a pierwotna tekstura

została niemal całkowicie zatarta. W pierwszej próbce kryształy kalcytu osiągają największą średnicę do 0,06 mm, najczęściej jednak wynosi ona 0,02 mm. W kolejnej kryształy kalcytu są znacznie większe – najczęściej 0,08–0,15 mm średnicy. W dwóch ostatnich próbkach występuje do 30% dolomitu. Nieliczne bioklasty tworzą igły gąbek, małże, małżoraczki, szczątki stromatoporoidów i koralowców oraz kalcisfery, zazwyczaj są to jednak relikty bliżej nieokreślonej fauny.

Dolosparstony (fig. 19C, D) stanowią prawie 2/3 analizowanych płytek ciekich i stwierdzono je w próbkach z głębokości: 411,0; 441,2; 451,0; 458,0; 464,0; 473,0; 475,4; 480,0; 480,1; 496,5; 500,5; 509,4; 517,5; 523,5; 526,7; 528,5;

538,6; 548,2; 553,5; 560,8; 588,2; 589,1; 595,5; 614,5; 626,7; 666,5; 683,9; 686,0; 691,8; 695,1; 699,8; 705,2; 707,0; 709,1; 710,3; 711,6; 720,9; 726,7; 745,4; 746,6; 750,7; 756,7; 816,8; 822,5; 887,0; 906,6; 913,5; 998,0; 1071,1 i 1073,8 m. Wśród nich występują osady drobno-, średnio- i grubokrystaliczne, o teksturach bezładnych, laminowanych soczewkowo i frakcjonalnie, smużystych lub równoległych. Często pojawiają się w nich struktury oczkowe „birdseyes” oraz struktury biogeniczne i relikty koralowców i stromatoporooidów. Ostatnie występują w próbkach z głębokości: 411,0; 595,5; 614,5; 745,4 i 746,6 m. W próbkach z głębokości: 691,8; 705,2 i 707,0 m występuje mozaikowe illitowe tło skalne. W próbkach z głębokości: 560,8; 588,2 i 906,6 m stwierdzono gniazdowe i międzykrystaliczne skupienia kwarcowo-chalcedonowe, a także szczelinowo-porowe międzykrystaliczne tlenki żelaza.

Mikrofacje skał klastycznych

Mułowce ilaste (fig. 22C; 23C) stwierdzono w próbkach z głębokości: 996,0; 1060,0; 1089,4; 1089,8; 1091,2; 1093,0; 1095,3; 1097,3; 1100,2; 1100,4; 1101,2; 1105,2; 1108,2; 1113,3; 1117,8; 1120,5; 1121,5; 1123,6; 1152,6; 1165,1 i 1168,8 m. Wśród nich występują bentonity (próbki z głębokości: 996,0; 1089,4 i 1097,3 m) oraz tufity (996,0; 1089,4; 1093,0; 1097,3; 1100,4; 1101,2; 1117,8 i 1120,5 m), a także gleby kopalne (1091,2; 1093,0; 1095,3; 1100,2; 1100,4; 1101,2; 1108,2; 1117,8 i 1121,5 m). W próbkach dominuje tekstura smużysta lub soczewkowa. Ziarna kwarcu stanowią od 1 do 5%, a spoiwo ilaste, niekiedy zrekrystalizowane lub drobnołuseczkowe, zajmuje 92–99% powierzchni płytki cienkiej.

Mułowce (fig. 24B) stwierdzono w próbkach z głębokości: 1027,9; 1089,5; 1108,2; 1108,3; 1113,0; 1124,4; 1124,7; 1129,0; 1138,5; 1149,1; 1149,3; 1155,1; 1159,6; 1161,8; 1162,0; 1162,2; 1162,9; 1163,6; 1168,4; 1174,8; 1177,4; 1184,2; 1187,1; 1189,1; 1193,5; 1198,5; 1201,0; 1204,5 i 1213,3 m. Probki z głębokości: 1027,9; 1113,0; 1124,4; 1124,7; 1161,8; 1162,0 i 1162,2 m mają charakter tufitów. W pozostałych przypadkach są to mułowce piaszczyste i pylaste impregnowane hematytym. Miejscami występują w nich skupienia baryto-wo-dolomitowe, dolomitowe, hematytowe, piritowe i, lokalnie, selektywne węglanowe złożone z kalcysparytu, dolosparytu i ankerytu. W obu typach litologicznych stwierdzono powszechnie występujące struktury gruzelkowe związane najprawdopodobniej z poziomami gleb kopalnych.

Wymienione wyżej próbki mają najczęściej tekstury smużyste, rzadziej laminowane soczewkowo, lokalnie z pograżami i konwolucjami. Wśród ziaren dominuje kwarc o najczęstszej średnicy ziaren 0,04–0,15, który stanowi maksymalnie 40%. Ponadto występują muskowit i biotyt (do 15%), rzadziej pojawiają się minerały ciężkie, klasty iłowców, sieczka roślinna, a w jednym przypadku (próbka z głębokości 1187,1 m) – łuski ryb z kornulitami. Rzadko pojawiają się też struktury węglanowe przypominające szczątki fauny (próbki z głębokości 1198,5 i 1213,3 m). Ziarna charakteryzują się dobrym i umiarkowanie dobrym wysorto-

waniem. Spoiwo ilaste drobnołuseczkowe z nieregularnymi impregnacjami hematytu stanowi od 55 do 90% powierzchni płytki cienkiej.

Waki kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe (fig. 24A, C, D) stwierdzono w 22 próbkach z głębokości: 1028,3; 1080,2; 1081,5; 1088,3; 1094,4; 1109,0; 1113,4; 1116,3; 1120,9; 1123,2; 1129,4; 1130,2; 1147,0; 1166,5; 1179,8; 1190,3; 1195,6; 1197,5; 1198,6; 1211,0; 1214,9 i 1215,0 m. Mają one tekstury laminowane równoległe i przekątnie ciągłe, smużyste i soczewkowe, niekiedy frakcjonalne. Ziarna kwarcu o średnicy 0,01–0,50 mm z przewagą frakcji 0,08–0,25 mm stanowią od 40 do 75%, łyszczki (muskowit, biotyt i chloryt) zazwyczaj od 1 do 5%, maksymalnie 10%, klasty iłowców – do 12%, występują także pojedyncze ziarna minerałów ciężkich i skalenia, a w niektórych przypadkach pojedyncze ooidy szamozytowe i zwęglona sieczka roślinna. Większe koncentracje minerałów ciężkich są ułożone smużysto. Spoiwo ilaste stanowi od 15 do 49% powierzchni płytki cienkiej, a krzemionkowe – do 15%. W kilku przypadkach stwierdzono obecność do 15% spoiwa węglanowego. Spoiwo ilaste jest niekiedy częściowo impregnowane hematytym. Występują też конкреcje dolosparytowo-barytowe i drobne skupienia mikrytu syderytowego. Waki są umiarkowanie wysortowane, ziarna bywają obtoczone i ostrokrawędziste. Ostrokrawędziste, wiórkowe i klinowate ziarna kwarcu występują zwłaszcza w warstwach tufitów. Zawierają one czasem klasty zdewitryfikowanego szkliwa.

Arenity kwarcowo-ilaste (fig. 23B) występują w próbkach z głębokości: 1080,7; 1080,9; 1081,0; 1087,1; 1089,6; 1119,5; 1124,8 i 1173,5 m. Mają one tekstury laminowane przekątnie małej i dużej skali, laminowane równoległe frakcjonalnie oraz laminowane smużysto i soczewkowo. Dominującym składnikiem jest kwarc (60–80%), jego ziarna mają najczęstszą średnicę 0,08–0,17 mm. Podrzednie występują minerały ciężkie, muskowit i chloryt, litoklasty iłowców i sporadycznie skalenie. W laminach łyszczkowych występują конкреcje piritowe, a także skupienia ankerytu, syderytu i barytu. Spoiwo krzemionkowe (regeneracyjne) stanowi od 5 do 15%. Podobny udział stanowi spoiwo ilaste (porowe i gniazdowe), zaś gniazdowe węglanowe i syderytowe do 20%.

Arenity kwarcowe (fig. 23D) stwierdzono w próbkach z głębokości: 1078,6; 1081,6; 1082,2; 1083,3; 1083,8; 1085,2; 1112,2; 1125,5; 1127,1; 1131,5; 1137,0; 1133,8; 1133,9; 1139,8; 1142,6; 1154,2; 1170,5; 1178,6; 1180,5 i 1197,6 m. Mają one tekstury równoległe, przekątne małej i dużej skali lub laminowane frakcjonalnie. Dominującym składnikiem jest kwarc o średnicy ziaren 0,02–0,60 mm z przewagą frakcji 0,08–0,25 mm, który stanowi 55–80%. Ziarna kwarcu są dobrze obtoczone i wysortowane, izometryczne i elipsoidalne, lokalnie z otoczkami hematytowymi. Podrzednie występują poskaleniowe agregaty kaolinitowe, minerały ciężkie, muskowit i litoklasty mułowców. Spoiwo krzemionkowe stanowi 15–25%, ilaste – maksymalnie 5%. W kilku próbkach występuje również gniazdowo spoiwo sparytowe, a w jednym przypadku (próbka 1078,6 m) spoiwo buduje dolosparyt (45%).

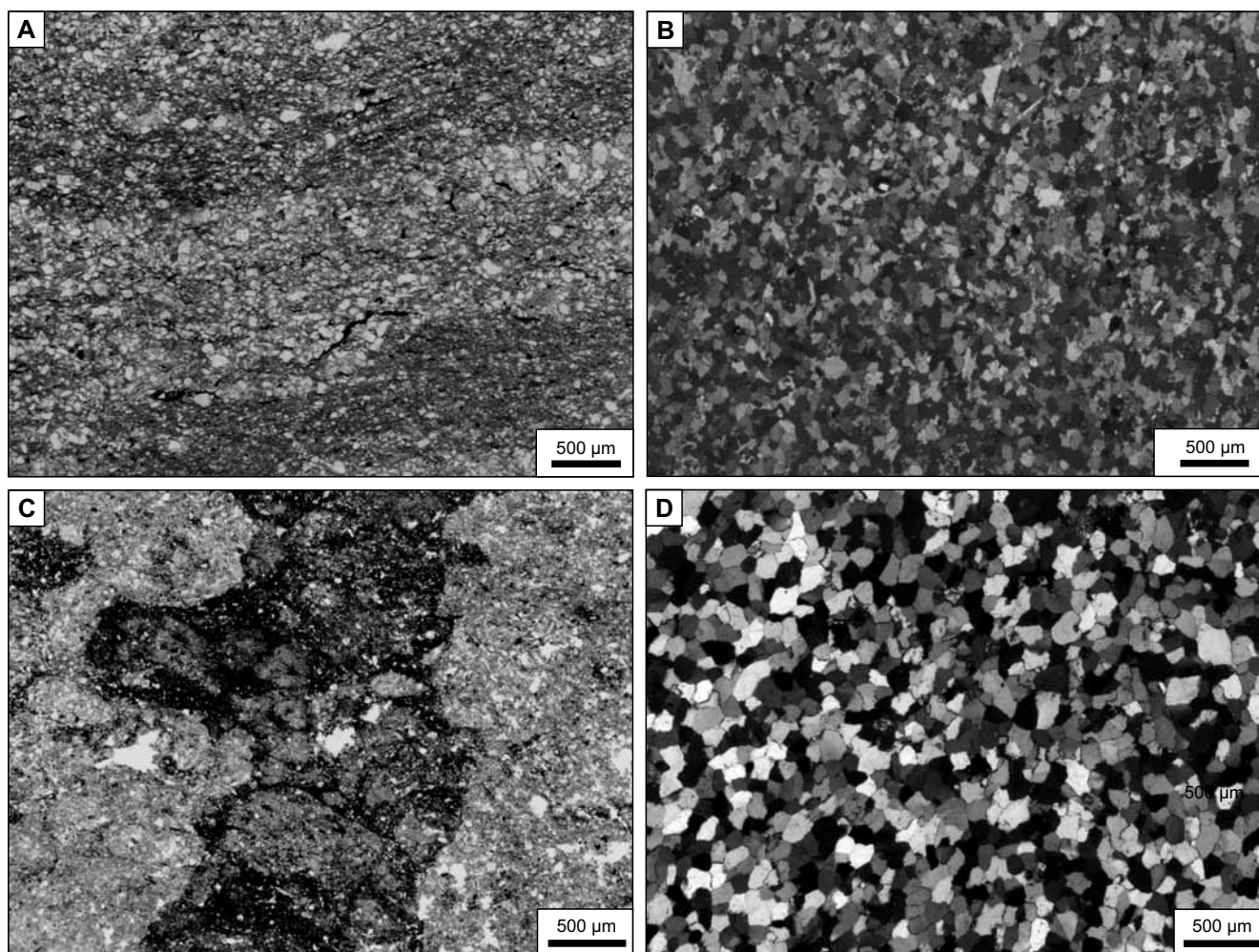


Fig. 23. Typy litologiczne skal dewońskich w otworze wiertniczym Zaręby IG 2

A – mułowiec ilasty ze smugą arenitu kwarcowego. Dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną (ogniwo z Jurkowic). Głęb. 1062,8 m, bez analizatora; **B** – arenit kwarcowo-ilasty. Warstwy z Winnej, górny kompleks piaskowcowy. Głęb. 1087,1 m, nikole skrzyżowane; **C** – mułowiec ilasty ze strukturami glebowymi. W płytce cienkiej widoczna kieszeń z ilastymi klastami. Warstwy z Winnej, górny kompleks mułowcowy z wulkanitami. Głęb. 1100,2 m, bez analizatora; **D** – arenit kwarcowy. Warstwy z Winnej, górny kompleks mułowcowy z wulkanitami. Głęb. 1112,2 m, nikole skrzyżowane

Lithological types of Devonian rocks in the Zaręby IG 2 borehole

A – clastic mudstone with arenite smudge. Bioturbated dolomites and dolomites with macrofossils (Jurkowiec Member). Depth 1062.8 m, with no analyzer; **B** – quartz-clay arenite. Winna Beds, Upper Sandstone Complex. Depth 1087.1 m, crossed nicols; **C** – clastic mudstone with regolith structures. See the clasts within the pocket. Winna Beds, Upper Siltstone Complex with Vulcanites. Depth 1100.2 m, with no analyzer; **D** – quartz arenite. Winna Beds, Upper Siltstone Complex with Vulcanites. Depth 1112.2 m, crossed nicols

Analiza mikrofacjalna dewonu i najniższego karbonu

Warstwy z Haliszki / dolny kompleks mułowcowy
z wulkanitami
(1146,4–1218,2 m) o miąższości pozornej 71,8 m

Warstwy z Haliszki przeanalizowano w 38 płytkach cienkich (próbki z głęb. 1147,0–1215,0 m; [tab. 2](#); [fig. 24C, D](#)). Są one wykształcone jako:

- mułowce ilaste (próbki z głęb. 1152,6; 1165,1 i 1168,8 m);
- mułowce (1149,1; 1149,3; 1155,1; 1159,6; 1161,8; 1162,0; 1162,2; 1162,9; 1163,6; 1168,4; 1174,8; 1177,4; 1184,2; 1187,1; 1189,1; 1193,5; 1198,5; 1201,0; 1204,5 i 1213,3 m);

- waki kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe (1147,0; 1166,5; 1179,8; 1190,3; 1195,6; 1197,5; 1198,6; 1211,0; 1214,9 i 1215,0 m);
- arenity kwarcowo-ilaste (1173,5 m);
- arenity kwarcowe (1154,2; 1170,5; 1178,6; 1180,5 i 1197,6 m).

Warstwy z Haliszki odznaczają się występowaniem osadów klastycznych laminowanych równolegle, przekątnie i smużyscie, a także powszechnymi impregnacjami hematytowymi i skupieniami syderytowo-ankerytowymi. Zdaniem Radlicza (1980), są to osady powstałe pod wpływem słabo aktywnego prądu, być może w strefie niżejpływowej. Dowodem morskiej sedimentacji przynajmniej części osadów ma być obecność ooidów szamozytowych,

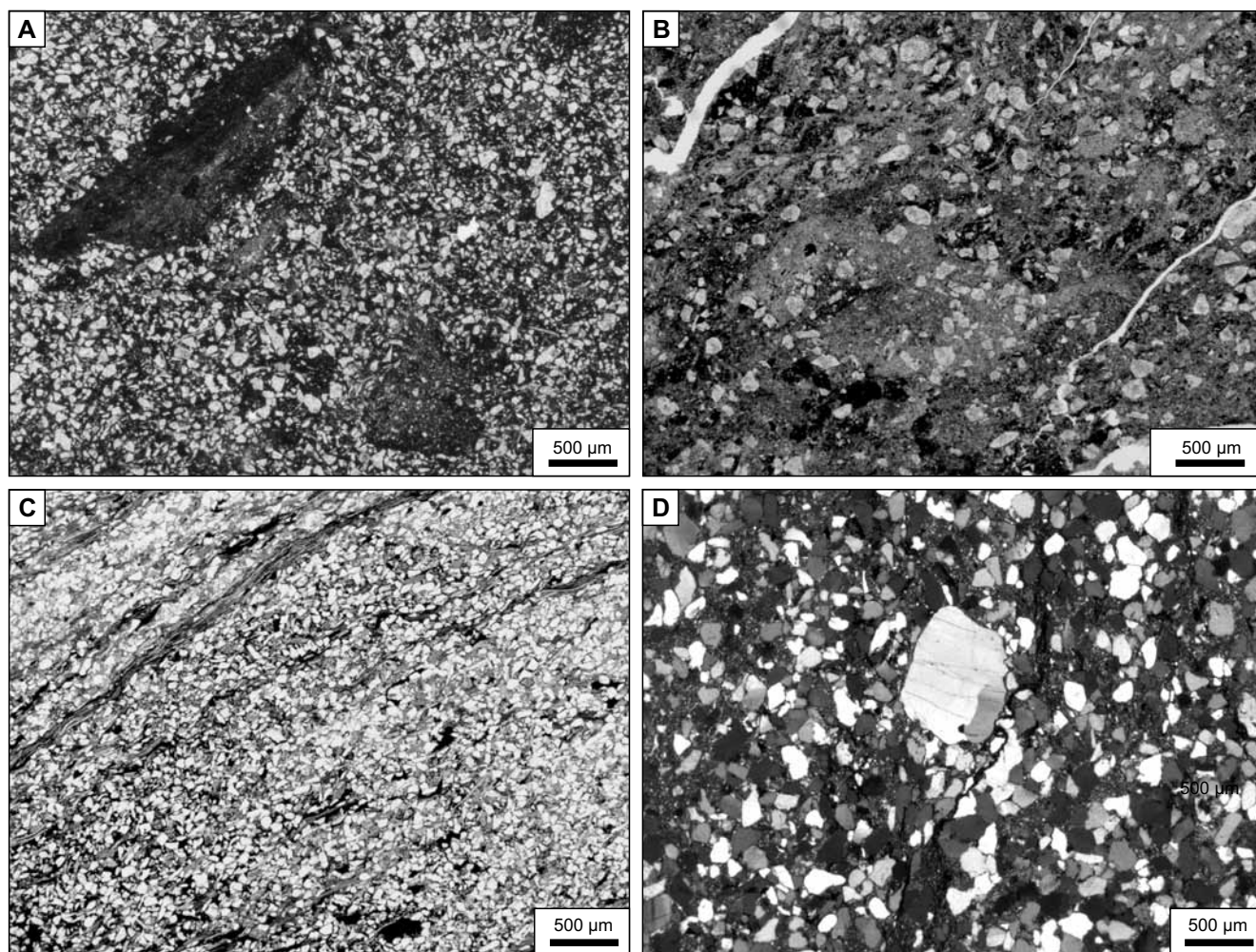


Fig. 24. Typy litologiczne skal dewońskich w otworze wiertniczym Zaręby IG 2

A – waka kwarcowo-łyszczykowa z litoklastami ilowców. Warstwy z Winnej, górny kompleks mułowcowy z wulkanitami. Głęb. 1116,3 m, bez analizatora; **B** – mułowiec z wulkanogenicznymi ziarnami kwarcu. Warstwa tufitu. Warstwy z Winnej, górny kompleks mułowcowy z wulkanitami. Głęb. 1124,4 m, bez analizatora; **C** – waka kwarcowo-łyszczykowa. W płytce cienkiej widoczna wyraźna laminacja podkreślona muskowitem. Warstwy z Halszki. Głęb. 1179,8 m, bez analizatora; **D** – waka kwarcowa z ziarnami kwarcu różnej wielkości. Warstwy z Halszki. Głęb. 1198,6 m, nikole skrzyżowane

Lithological types of Devonian rocks in the Zaręby IG 2 borehole

A – quartz-muscovite wacke with mudstone lithoclasts. Winna Beds, Upper Siltstone Complex with Vulcanites. Depth 1116.3 m, with no analyzer; **B** – clastic mudstone with volcanogenic quartz grains. Warstwa tufitu. Winna Beds, Upper Siltstone Complex with Vulcanites. Depth 1124.4 m, with no analyzer; **C** – quartz-muscovite wacke. See lamination emphasized by muscovite concentrations. Halszka Beds. Depth 1179.8 m, with no analyzer; **D** – quartz wacke with different size quartz grains. Halszka Beds. Depth 1198.6 m, crossed nicols

skośnej laminacji i ziaren kwarcu różnej wielkości w próbce z głębokości 1198,6 m (fig. 24D), które świadczyć mogą o gwałtownym wzroście energii środowiska i szybkiej depozycji uniemożliwiającej wypłukanie ilastego spoiwa. Pozostałe drobnoklastyczne osady reprezentują strefę bagien i jezior deltowych.

Warstwy z Winnej
(1080,0–1146,4 m) o miąższości pozornej 66,4 m

Warstwy z Winnej są podzielone na 3 kompleksy i zostały przeanalizowane w 58 płytkach cienkich (próbki z głęb. 1080,2–1142,6 m; tab. 2).

Środkowy kompleks piaskowcowy (1131,4–1146,4 m)

Kompleks jest reprezentowany przez (tab. 2)

- mułowiec (próbka z głęb. 1138,5 m);
- arenity kwarcowe (1131,5; 1137,0; 1133,8; 1133,9; 1139,8 i 1142,6 m).

Osady kompleksu są drobnoziarniste o teksturach frakcjonalnych i laminacji przekątnej małej skali i smużystymi wzbogaceniami w minerały ciężkie. Kowalczewski (1971) i Tarnowska (1976) wskazują na podobieństwo osadów środkowego i górnego kompleksu piaskowcowego, upatrując genezy obu kompleksów jako osadów morskiego przy-

brzeża. Nieco inną interpretację podał Radlicz (1980), sugerując sedimentację w przybrzeżnej strefie dużego zbiornika brakicznego, odciętego lub częściowo odciętego od wpływów otwartego morza.

Górny kompleks mułowcowy z wulkanitami (1089,7–1131,4 m)

Kompleks jest reprezentowany przez (tab. 2; fig. 23C, D, 24A, B):

- dolomitowe madstony z bioklastami (próbka z głęb. 1098,6 m);
- mułowce ilaste (1089,8; 1091,2; 1093,0; 1095,3; 1097,3; 1100,2; 1100,4; 1101,2; 1105,2; 1108,2; 1113,3; 1117,8; 1120,5; 1121,5 i 1123,6 m);
- mułowce (1108,2; 1108,3; 1113,0; 1124,4; 1124,7 i 1129,0 m);
- waki kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe (1094,4; 1109,0; 1113,4; 1116,3; 1120,9; 1123,2; 1129,4 i 1130,2 m);
- arenity kwarcowo-ilaste (głęb. 1119,5 i 1124,8 m);
- arenity kwarcowe (głęb. 1112,2; 1125,5 i 1127,1 m).

Kompleks odznacza się dość częstym występowaniem tufitów, a także powszechną obecnością struktur glebowych (tab. 2). Tarnowska (1976) wskazuje, że osady drobno-klastyczne miały się gromadzić w płytkich zbiornikach lądowych, takich jak jeziora, starorzecza, rozlewiska rzeczne i laguny, okresowo zarastane przez roślinność.

Kowalczewski (1971) dowodzi, że osady kompleksu mułowcowego rejestrować miały etap sedimentacji w stagnującym zbiorniku limnicznym, przekształcającym się niekiedy w bagno o redukcyjnych warunkach, sprzyjających zachowaniu detrytusowi roślinnego. Grubsze frakcje reprezentują zapewne rzeczne osady korytowe lub – w jednym przypadku – wydmy (próbka z głęb. 1112,2 m; Radlicz, 1980). W wyższej części kompleksu występuje również wkładka węglanowa – margla dolomitycznego o strukturze dolomitowego madstonu ze szczątkami organizmów morskich (małżoraczków, małży, stromatoporodiów, krynoidów i tentakulitów oraz konodontów) – zapis krótkotrwałej ingresji morskiej lub dużego sztormu.

Górny kompleks piaskowcowy (1080,0–1089,7 m)

W górnym kompleksie piaskowcowym rozpoznano (tab. 2):

- mułowiec ilasty (próbka z głęb. 1089,4 m);
- mułowiec (1089,5 m);
- waki kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe (1080,2; 1081,5 i 1088,3 m);
- arenity kwarcowo-ilaste (głęb. 1080,7; 1080,9; 1081,0; 1087,1 i 1089,6 m);
- arenity kwarcowe (głęb. 1081,6; 1082,2; 1083,3; 1083,8 i 1085,2 m).

Osady górnego kompleksu piaskowcowego w otworze wiertniczym Zaręby IG 2 odznaczają się zmiennym wysortowaniem i wysokim udziałem frakcji średnioziarnistej. Dobre przemycie osadu, powszechne laminacje przekątne

i wzbogacenie w minerały ciężkie wskazują, że osad utworzył się w strefie plaży w sąsiedztwie granicy przyboju lub w strefie barier piaszczystych (Tarnowska, 1976; Radlicz, 1980). W niższej części kompleksu występuje warstwa tufitu (tab. 2).

Dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną (981,8–1080,0 m) o miąższości pozornej 98,2 m

Jednostkę przeanalizowano w 30 płytkach cienkich (próbki z głęb. 989,5–1080,0 m; tab. 2, fig. 22C, D). Średnia zawartość CaCO_3 wynosi w nich 11,9%, a $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – 75,3% przy średnim stopniu dolomityzacji równym 771. W obrębie jednostki rozpoznano:

- dolomitowe madstony (próbki z głęb. 1031,5 i 1035,5 m);
- dolomitowe madstony/dolomikrosparstony z bioklastami (989,5; 1001,5; 1041,8; 1042,3; 1053,3; 1057,6; 1070,5 i 1071,1 m);
- dolomikrosparstony (996,7; 1010,0; 1014,0 i 1027,0 m);
- dolomitowe pakstony intraklastowe (1022,0 i 1061,0 m);
- dolomitowe pakstony bioklastyczne (1065,8; 1071,1 i 1073,8 m);
- dolosparstony terygeniczne (1079,4; 1079,8 i 1080,0 m);
- dolosparstony (998,0; 1071,1 i 1073,8 m);
- mułowce ilaste (996,0 i 1060,0 m);
- mułowiec (1027,9 m);
- wakę kwarcowo-łyszczkową (1028,3 m);
- arenit kwarcowy (1078,6 m).

Podobny zespół osadów opisał Wójcik (2013) z profilu Jurkowic oraz Narkiewicz i Olkowicz-Paprocka (1983) z profilu otworu Janczyce 1 we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Pierwszy z autorów tożsame osady w regionie kieleckim (włączając również otwór Zaręby IG 2) wyróżnił w randze ogniwa z Jurkowic w obrębie formacji z Baraniej Góry (Wójcik, 2015). Dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną to osady rampy węglanowej. Charakterystyczna jest tutaj stosunkowo duża miąższość osadów oraz wymieszanie skamieniałości (choć nielicznych) z różnych stref ekologicznych – płytkomorskiego bentosu i otwartomorskiego nektonu oraz liczne skamieniałości śladowe z rodzaju *Chondrites*. Zapewne genezę zbioturbacyjną mają również intraklasty, skoncentrowane w niektórych ławicach. Sukcesję rozdzielają co najmniej trzy poziomy osadów klastycznych, z czego dwa najwyższe zawierają materiał wulkaniczny. Dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną reprezentują wczesny etap rozwoju sedimentacji węglanowej na obszarze kieleckim, przed ukonstytuowaniem się platformy węglanowej (Wójcik, 2013). Jest to etap krótkotrwałego przegłębiania środowiska sedimentacji, kiedy wskutek postępującej transgresji oddalają się obszary alimentacyjne materiału klastycznego, a sedimentacja węglanowa nie kompensuje wzniosu poziomu morza: w rezultacie pojawiają się środowiska otwartomorskie (Wójcik, *op. cit.*). Równowiekowym odpowiednikiem osadów ogniwa jurkowickiego w zachodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich jest ogniwo wapieni z Dąbrowy, zawierające duże nagromadzenia skamieniałości otwartomorskich (głównie ramienionogów, tentakulitów, mszywiolów i konodontów).

Dolomity laminowane i detrytyczne
(817,4–981,8 m) o miąższości pozornej 164,4 m

Jednostkę przeanalizowano w 32 płytkach cienkich (próbki z głęb. 522,5–977,5 m; [tab. 2, fig. 22A, B](#)). Średnia zawartość CaCO_3 wynosi tutaj 13,3%, a $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – 75,0% przy średnim stopniu dolomityzacji równym 764. Dolomity laminowane i detrytyczne są reprezentowane przez:

- dolomitowy madston (próbka z głęb. 835,9 m);
- dolomitowe madstony/ dolomikrosparstony z bioklastami (838,3 i 844,9 m);
- dolomikrosparstony o teksturach bezładnych, smużystych i równolegle laminowanych (848,9; 854,5; 894,2; 919,6; 930,0; 948,1; 951,9; 958,0 i 977,5 m);
- dolomitowe pakstony peloidowe (833,7 i 933,2 m);
- dolomitowe pakstony intraklastowe (921,2; 947,4; 963,0 i 968,0 m);
- dolomitowy pakston ooidowy (928,1 m);
- dolomitowe rudstony intraklastowe (840,5; 860,0; 870,0; 902,6; 903,5; 957,6 i 974,9 m);
- dolomitowe boundstony (873,5 i 880,0 m);
- dolosparstony (822,5; 887,0; 906,6 i 913,5 m).

Wymienione wyżej mikrostruktury są charakterystyczne dla wewnętrznej części platform węglanowych – śródowisk laguny. Skamieniałości są tutaj dość rzadkie, ograniczone do szczątków koralowców oraz pojedynczych kalcifer i małżoraczków. Ubogi bentos może świadczyć o podwyższonym zasoleniu środowiska sedimentacji. Podobny zespół osadów opisali również Narkiewicz i Olkiewicz-Paprocka (1983) i Wójcik (2013, 2015) ze wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Funkcjonują one obecnie w randze ogniwa z Nowego Stawu w obrębie formacji wojciechowskiej (Wójcik, 2015). Według Wójcika (2013), środowisko sedimentacji osadów ogniwa z Nowego Stawu, włączając dolomity laminowane i detrytyczne z otworu Zaręby IG 2, można scharakteryzować jako lagunę z szeroką strefą pływową rozwiniętą wzdłuż wschodniej krawędzi kieleckiego zbiornika morskiego albo jako szeroką lagunę wewnętrznie podzieloną przez kompleks okresowo wynurzających się płycizn glonowych i oolitowych. Osady ogniwa z Nowego Stawu powstały w wyniku allocyklicznej sedimentacji w środowiskach strefy pływowej z dominacją warunków między- i wyżejpływowych. Stąd powszechna w nich obecność osadów laminowanych i rozwój tekstury gruzłowej. Genezy dolomitów detrytycznych Wójcik (2013) wiąże z dezintegracją mat glonowych podczas zalewania równi pływowej, kiedy procesy falowania, niszcząc osady laminowane, sprzyjały powstaniu dużej ilości litoklastów. Mikrofacje oolitowe, analogicznie jak w przypadku oksfordzkich wapieni pasiastych, reprezentują zaś spokojne środowisko „położone na zapleczu łańcuch oolitowych, gdzie możliwa była sedimentacja mułów węglanowych (...)” (Matyja, 2011, wcześniej Kutek, 1968). Genezy ooidów należy upatrywać jako powstałych z obłakowania intraklastów, pochodzących z dezintegracji mat glonowych. Świadczą o tym wyłącznie mikrytowe jądra, nierzadko ujawniające wewnętrzną laminację.

Formacja dolomitów i wapieni
stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali
(176,2–817,4 m) o miąższości 641,2 m

Formację przeanalizowano w 93 płytkach cienkich (próbki z głęb. 178,9–816,8 m). Pod względem petrograficznym, cała formacja jest wyraźnie dwudzielna ([tab. 2](#)), można wyróżnić górną część wapienną (próbki z głęb. 178,9–402,6 m) i dolną dolomitową (próbki z głęb. 411,0–816,8 m). Taka dwudzielność niedokładnie jednak znajduje odzwierciedlenie w wewnętrznym podziale formacji z Kowali na warstwy sitkówczańskie dolne i górne ([tab. 2](#)). Dla porządku poniżej wymieniono mikrofacje w podziale litostratygraficznym.

Dolna część formacji z Kowali – warstwy sitkówczańskie dolne (357,7–817,4 m) – jest reprezentowana przez ([fig. 21B–D](#)):

- wakstony bioklastyczne (próbki z głęb. 397,0 m);
- pakstony peloidowe (361,3; 368,1; 375,0; 380,6 i 402,6 m);
- rudston koralowcowo-stromatoporoidowo-styliolinowy (388,5 m);
- dolomitowy madston/dolomikrosparston z bioklastami (802,3 m);
- dolomitowe boundstony (418,8; 424,1; 433,6; 461,4; 602,3; 622,1; 633,5; 643,4; 645,8; 653,7; 770,1; 782,1; 787,0 i 811,7 m);
- dolosparstony (głęb. 411,0; 441,2; 451,0; 458,0; 464,0; 473,0; 475,4; 480,0; 480,1; 496,5; 500,5; 509,4; 517,5; 523,5; 526,7; 528,5; 538,6; 548,2; 553,5; 560,8; 588,2; 589,1; 595,5; 614,5; 626,7; 666,5; 683,9; 686,0; 691,8; 695,1; 699,8; 705,2; 707,0; 709,1; 710,3; 711,6; 720,9; 726,7; 745,4; 746,6; 750,7; 756,7 i 816,8 m).

W warstwach sitkówczańskich dolnych średnia zawartość CaCO_3 wynosi 43,0%, a $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – 66,4% przy średnim stopniu dolomityzacji równym 583. Niższą – dolomitową – część warstw sitkówczańskich dolnych tworzą dolomitowe boundstony amfiporowe i dolosparstony, a w jednym tylko przypadku – madston dolomitowy z relikami stromatoporoidów i krynoidów. W niższej części profilu powszechnie występują również struktury fenestralne. Pierwotna struktura tych osadów jest niemal całkowicie zarta procesami dolomityzacji. Jedynie tam, gdzie zachowały się relikty amfipor i da się odczytać mikrostrukturę boundstonów (bafflestonów), można środowisko sedimentacji dość łatwo zinterpretować jako wewnętrzną część platformy węglanowej – laguna (Racki, 1993; Flügel, 2004; Pinte, 2011).

Górna część formacji z Kowali – warstwy sitkówczańskie górne (176,2–357,7 m) – jest reprezentowana przez ([fig. 20C, D, 21A](#)):

- wakston bioklastyczny (próbka z głęb. 178,9 m);
- pakstony peloidowe (227,8 i 233,0 m);
- pakstony peloidowo-bioklastyczne (222,4; 245,0; 248,8; 252,2; 261,0; 273,0; 277,7 i 335,0 m);
- pakstony intraklastowo-bioklastyczne (215,4 i 331,2 m);
- pakstony styliolinowe (182,6 i 282,7 m);
- greinstony intraklastowo-bioklastyczne (198,8; 205,3 i 356,1 m);

- rudstoni intraklastowe (214,2; 349,1 i 353,8 m);
- rudstoni koralowocowo-stromatoporoidowe (191,4; 295,2; 315,0 i 326,8 m);
- rudston koralowocowo-stromatoporoidowo-styliolinowy (212,5 m);
- sparstoni (305,2 i 322,8 m).

W warstwach sitkówczańskich górnych średnia zawartość CaCO_3 wynosi 94,08%, a $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – 5,0% przy średnim stopniu dolomityzacji równym 30.

Wapienna część formacji z Kowali, a więc górna część warstw sitkówczańskich dolnych i warstwy sitkówczańskie górne, ma budowę cyklotemową, co już wcześniej zauważył i opisał Radlicz (1980). Najniższy z cyklotemów obejmuje próbki z głębokości 402,6–388,5 m, więc ma miąższość pozorną co najmniej 14 m. W jego dolnej części występuje pakston peloidowy. Jest to mikrofacja charakterystyczna dla wnętrza obramowanej platformy węglanowej (wg modelu Flügel, 2004; SMF 16). W górę profilu przechodzi on w wakston i pakston bioklastyczny ze szczątkami płytkomorskich organizmów bentonicznych wnętrza i krawędzi platformy węglanowej (stromatoporoidy, koralowce, kalcisfery, małżoraczki, krynoidy) wymieszanych ze szczątkami otwartomorskiego nektonu (stylioliny). Są to zapewne osady stoku platformy węglanowej (i odpowiadają grupie mikrofacji SMF 4 – SMF 6 w modelu Flügel, *op. cit.*). Pełniej jest wykształcony następny cyklotem, który obejmuje próbki z głęb. 380,6–340,6 m, ma więc miąższość pozorną 40 m. Cyklotem ma podobną strukturę wewnętrzną – rozpoczyna się pakstonami peloidowymi z bioklastami stromatoporoidów (amfipor), tabulatów oraz kalcisferami – mikrofacji charakterystycznej dla środowisk zabarierowych (wnętrza platformy węglanowej). Wyżej występują greinston intraklastowy i rudstoni intraklastowo-bioklastyczne ze szczątkami stromatoporoidów, koralowców i krynoidami. Są one dość dobrze wysortowane i przemyte. Powstały zapewne w wyższej części stoku platformy węglanowej tuż poniżej normalnej podstawy fałowania (SMF 5 u Flügel, 2004) lub w strefie równi piaszczystych na płytkiej platformie przedbarierowej (Radlicz, 1980 i literatura tam cytowana). Kolejny cyklotem obejmuje próbki z głębokości 335,0–295,2 m i ma miąższość pozorną 39,8 m. Tworzą go kolejno (od spągu) pakston peloidowo-bioklastyczny, pakston intraklastowo-bioklastyczny oraz rudstoni koralowocowo-stromatoporoidowe i sparstoni. Najpełniej jest wykształcony ostatni z cyklotemów, obejmujący próbki z głębokości 282,7–178,9 m. Tutaj najbardziej miąższy jest najniższy człon obejmujący najpłytsze osady wnętrza platformy węglanowej – pakstoni peloidowe i peloidowo-bioklastyczne (kalcisferowe i stromatoporoidowe). Obejmując próbki z głębokości 282,7–215,4 m, ma miąższość pozorną co najmniej 67,3 m. Wyżej występują pakstoni i rudstoni intraklastowo-bioklastyczne ze szczątkami platformowego bentosu wymieszanych ze styliolinami – osady stoku platformy. Intraklasty zanikają w najwyższej części cyklotemu, który kończą osady głębokiego basenu – wakston radiolariowy.

Seria marglisto-wapienna (106,6–176,2 m) o miąższości 69,6 m

Serię marglisto-wapienną przeanalizowano w 15 płytkach cienkich (próbki z głęb. 110,0–173,4 m). Seria jest dwudzielna – w dolnej części, wyróżniono wapienie gruzłowe, a w górnej – wapienie margliste oraz margle i margle z gruzłami wapieni. Pod względem petrograficznym, cała seria jest dość jednorodna (tab. 2; fig. 20B). W całej serii marglistej średnia zawartość CaCO_3 wynosi 38,8%, a $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – 5,9% przy średnim stopniu dolomityzacji równym 115.

W wapieniach gruzłowych (173,0–176,2 m) rozpoznano madston w próbce z głębokości 173,4 m.

Wapienie margliste oraz margle i margle z gruzłami wapieni (106,6–173,0 m) mają mikrostruktury:

- madstonów (próbki z głęb. 110,0; 115,5; 125,0; 127,0; 133,0; 138,1; 149,9; 156,7; 161,3; 171,2 i 172,6 m);
- wakstonów bioklastycznych (119,1 i 144,1 m);
- pakstonu peloidowego (128,5 m).

Warstwy z Radlina (karbon) (81,0–106,6 m) o miąższości 25,6 m

Warstwy z Radlina dzielą się na margle zielone oraz margle i wapienie laminowane. Rozpoznane je w 9 płytkach cienkich (próbki z głębokości 81,9–105,5 m; tab. 2; fig. 20A).

W marglach zielonych rozpoznano:

- madstoni (próbki z głęb. 92,8; 97,3 i 105,5 m);
- wakstoni bioklastyczne (100,5 i 102,6 m).

W marglach i wapieniach laminowanych występują:

- madstoni (próbki z głęb. 81,9; 82,9 i 85,9 m);
- wakston bioklastyczny (89,1 m).

Seria marglisto-wapienna oraz warstwy z Radlina są w przeważającej części reprezentowane przez laminowane madstoni, z niewielkim udziałem wakstonów, w których powszechnie występują igły gąbek i radiolarie. Osady te odpowiadają pelagicznym i spikulitowym madstonom i wakstonom (SMF 1 i SMF 2) według modelu obramowanej platformy węglanowej (Flügel, 2004). Są one charakterystyczne dla głębokich części basenu śródszelfowego, w których sedymentacja odbywała się poniżej sztormowej podstawy fałowania. Brak bentosu i bioturbacji, czytelna pierwotna – laminowana tekstura osadu, a także konkretne fosforanowe stwierdzone w próbkach z głębokości 82,9; 85,9 i 172,6 m, świadczą o zubożeniu w tlen przydennych partii osadów. Seria marglisto-wapienna oraz warstwy z Radlina reprezentują zatem etap sedymentacji głębokomorskiej, w której zbiornik w okolicach Zaręb osiągnął największą głębokość w dewońsko-karbońskim cyklu sedymentacyjnym.

Podsumowanie

W profilu dewonu w otworze Zaręby IG 2 można prześledzić kompletny i ciągły zapis rozwoju środowisk sedymentacji charakterystyczny dla wschodniej części regionu

kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Według Kowalczewskiego (1971) **warstwy z Haliszki** oraz kompleksy piaskowcowe **warstw z Winnej** powstały w wyniku kolejnych coraz szerszych ingresji morskich, po których zbiornik podlegał stopniowemu spłyceciu. Hipoteza ta nie zyskała jednak akceptacji w całości: brak dotąd przekonujących dowodów na morski charakter sedimentacji warstw z Haliszki i zlepieńców ją podścielających. Środkowy kompleks piaskowcowy może w istocie reprezentować krótkotrwałą ingresję morską w regionie kieleckim, ale bez wątplenia dopiero górny kompleks piaskowcowy zawiera pierwsze osady transgresywne, wyznaczające właściwy początek transgresji dewońskiej. Dalszy rozwój środowisk sedimentacji był związany z oddalaniem obszarów alimentacyjnych i stopniowym zastępowaniem osadów klastycznych węglanowymi. Pierwszy, intensywny etap transgresji doprowadził do krótkotrwałego przegłębienia środowiska sedimentacji i powstania osadów o częściowo otwartomorskim charakterze (**dolomity zbioturbowane i dolomity z makrofauną/ogniwo jurkowickie**). Są one interpretowane jako osady rampy (klastyczno-)węglanowej (Wójcik, 2013). Stopniowe wyczerpywanie przestrzeni akumulacyjnej doprowadziło później do transformacji rampy w rodzaj płytkomorskiej platformy węglanowej. Późniejszy jej rozwój obejmuje kolejno etapy laguny, ławicy i rafy? aż po zatopienie platformy u schyłku dewonu (Szulczewski, 1971, 1995a; Racki, 1993; Wójcik, 2015). Świętokrzyska platforma węglanowa w okolicach Zaręb była początkowo kształtowana w wa-

runkach skrajnie płytkomorskiej sedimentacji wokółpłytkowej (**dolomity laminowane i detrytyczne/ogniwo z Nowego Stawu**). W najpłytszych częściach powszechnie rozwijały się maty glonowe, sukcesywnie niszczone falowaniem. Detrytus z ich niszczenia był gromadzony w postaci niewielkich odsypów intraklastowych, które intensywnie przemywane i wzburzane sprzyjały powstawaniu ziaren obleczonych (Wójcik, *op. cit.*). Kolejny etap sedimentacji (**formacja z Kowali/ warstwy sitkówczańskie dolne**) odzwierciedla kolonizację platformy węglanowej przez organizmy bentoniczne – etap ławicy (Racki, 1993). Trudno jednoznacznie rozstrzygnąć obecność i ewentualny charakter obramowania platformy, niemniej w ostatnim – nazwanym tutaj roboczo rafowym – etapie jej funkcjonowania, środowiska sedimentacji oscylowały wokół strefy krawędziowej platformy. Ta część sukcesji (**formacja z Kowali/ warstwy sitkówczańskie górne**) jest zorganizowana w cztery duże cyklotemy pogłębiające się ku górze. Trudno jednak, bez dobrej kontroli biostratygraficznej, dowiązać je do pulsów transgresyjnych franu rozpoznanych przez Johnsona i in. (1985; patrz również Racki, 1993). Najwyższą część dewonu i karbon dolny reprezentują osady powstałe w środowiskach otwartego, głębokiego szelfu (Szulczewski, 1971, 1995a, 2006); po pograżeniu i zatopieniu platformy węglanowej (**seria marglisto-wapienna i warstwy z Radlina**; patrz również Szulczewski i in., 1996). W obrazie mikrofacjalnym nie stwierdzono obecności osadów skondensowanych z etapu platformy pelagicznej.

Maria TARNOWSKA, Jan MALEC

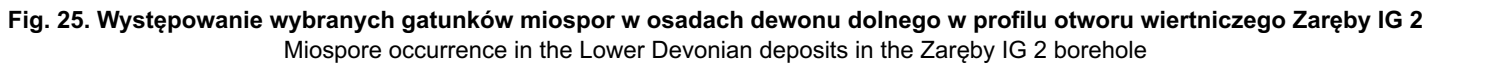
CHARAKTERYSTYKA SKAŁ PIROKLASTYCZNYCH DEWONU DOLNEGO

Warstwy piroklastyczne, związane genetycznie z opadami popiołów wulkanicznych, z uwagi na szerokie rozprzestrzenienie i synchroniczność z zawierającymi je osadami, pełnią rolę wiekowych wskaźników chronostratygraficznych. Dobremu zachowaniu warstw popiołów sprzyjały niskoenergetyczne środowiska depozycji, natomiast w środowiskach o wyższej hydroenergii, ulegały one w różnym stopniu niszczeniu lub podlegały przeróbce śródformacyjnej. W profilu osadów dewonu dolnego otworu wiertniczego Zaręby IG 2 odnotowano obecność dwóch horyzontów skał piroklastycznych (Tarnowska, 1976, 1996).

Niższa warstwa piroklastyczna znajduje się w środkowej części warstw z Haliszki na głębokości 1174,4–1174,8 m, natomiast górna jest położona w wyższej części warstw z Haliszki, na głębokości 1161,5–1162,0 m (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Materiał piroklastyczny wchodzący w skład obu warstw charakteryzuje się barwą seledynową i oliwkowozieloną, jest kruchy, z niewyraźną laminacją równoległą. Składniki ziarnowe stanowią nieznaczne rozproszone kryształy kwarcu, głównie frakcji drobnego piasku, skalenie oraz pojedyncze blaszki łyszczyków – ?biotytu. Wśród okruchów skał rozpoznano obecność kwarcytów o suturowych kontaktach ziaren kwarcu, poje-

dyncze metalupki kwarcowe, okruchy zmienionej skały wulkanicznej oraz wydłużone okruchy mułowców. Na podstawie badań petrograficznych stwierdzono, że pierwotna skała piroklastyczna miała charakter tufu krystalowitroklastycznego, obecnie zbentonizowanego. Analizy chemiczne wykonane dla skał piroklastycznych wchodzących w skład tych warstw wskazują, że mają one zbliżoną charakterystykę. Na podstawie składu mineralnego oraz rozmiarów piroklastów, warstwy te są interpretowane jako opad piroklastyczny grubych popiołów (Tarnowska, 1996, 1999). Według pozycji względem źródła erupcji, dolnodewońskie skały piroklastyczne z profilu Zaręb stanowią odległe facje reprezentowane przez opady popiołów. Wyniki analiz chemicznych oraz charakter petrograficzny tych skał świadczą o średnio kwaśnych lawach macierzystych wczesnodewońskiego wulkanizmu (Tarnowska, 1996).

Obie warstwy piroklastyczne występujące w otworze wiertniczym Zaręby IG 2 są śledzone na stosunkowo dużym obszarze regionu południowego Gór Świętokrzyskich, gdzie osiągnęły grubość od 20 do 52 cm (Tarnowska, 1968, 1976, 1996, 1999). W dewonie dolnym pełnią one rolę regionalnych tefrohoryzontów korelacyjnych. Stosunkowo dobry stopień ich zachowania w profilach należy wiązać



z depozycją w środowiskach o relatywnie niskiej energii, najprawdopodobniej lagun i jezior (Tarnowska, 1996). Na podstawie badań palinologicznych stwierdzono, że obie warstwy osadów piroklastycznych występują w obrębie palinozony AB (*annulatus–bellatus*), wskazującej na wczesnoemski wiek tych skał (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011).

W sekwencji dewonu dolnego regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich Tarnowska (1999) wyróżniła pięć (T1–T5)

poziomów tufitowych. Poziom T1 w obrębie osadów pragu, poziom T2 w emsie dolnym oraz poziomy T3–T5 w osadach emsu górnego. Poziomy tufitowe występujące w otworze wiertniczym Zaręby IG 2 w środkowej i górnej części warstw z Haliszki odpowiadają warstwie piroklastycznej T2 (Tarnowska, 1999). Z uwagi na wyraźną dwudzielność tego tefrohoryzontu, należałoby go rozdzielić na dwa odrębne tefrohoryzonty: T2a i T2b.

Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

BADANIA PALINOLOGICZNE OSADÓW DEWONU DOLNEGO

Palinostratygrafia

Badania mikroflorystyczne osadów dewonu dolnego w otworze wiertniczym Zaręby IG 2 zapoczątkowała Jakubowska (1968). Były one kontynuowane przez autorkę (Fijałkowska-Mader, 1996; Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Niniejszy podrozdział zawiera podsumowanie tych prac. Do przedstawienia palinostratygrafii omawianych utworów zastosowano stratygraficzny schemat sporowy opracowany przez Streela i in. (1987) dla obszaru zachodniej Europy.

Wyniki badań

Do badań mikroflorystycznych pobrano łącznie 47 próbek z głębokości 1085,5–1199,9 m. Z tej liczby 26 próbek opracowała Jakubowska (1968) a 21 – autorka (Fijałkowska-Mader, 1996; Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Trzy próbki z głębokości 1142,7, 1151,1 i 1187,5 m okazały się negatywne. Występowanie spor w profilu otworu zilustrowano na [figurze 25](#), natomiast dokumentację fotograficzną mikroflory zawierają [figury 26 i 27](#). Nie jest ona kompletna z powodu częściowego wyschnięcia preparatów palinologicznych, przechowywanych z zbiorach Muzeum Geologicznego Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Kielcach.

Stosunkowo bogaty jakościowo i ilościowo materiał mikroflorystyczny umożliwił wyróżnienie czterech (I–IV) zespołów spor, występujących w osadach pragu górnego, emsu i eiflu dolnego ([fig. 25](#)).

Zespół I stwierdzono na głęb. 1186,9–1199,9 m ([fig. 25](#)). Zawiera on gatunki *Verrucosporites polygonalis*, *Dibolisporites wetteldorfensis* i *Dictyotriletes subgranifer* ([fig. 26: 19](#)) przewodnie dla poziomu PW (*Verrucosporites polygonalis* – *Dibolisporites wetteldorfensis*), a dokładniej jego wyższej części – podpoziomu Su (*Dictyotriletes subgranifer*), wyróżnianego przez Streela i in. (1987) oraz Steemansa (1989) w osadach pragu Ardenów i Reńskich Gór Łupkowych. W zespole występują także gatunki charakterystyczne dla poziomu i podpoziomu, takie jak: *Apiculiretusispora brandtii* ([fig. 26: 7](#)), *Dictyotriletes emsienis* ([fig. 26: 17](#)), *Dibolisporites eifeliensis* ([fig. 26: 11](#)), *Bro-*

chotriletes foveolatus, *Emphanisporites decoratus*, *Chelinospora favosa*, *C. subfavosa* ([fig. 26: 25](#)) i *Camptozonotriletes caperatus* ([fig. 26: 35](#)). Zespół jest zdominowany przez spory z rodzajów: *Apiculiretusispora* ([fig. 26: 8, 9](#)) i *Dibolisporites* ([fig. 26: 10–14](#)). Mniej licznie spotyka się okazy z rodzajów *Retusotriletes* ([fig. 26: 3–6](#)), *Calamospora* ([fig. 26: 1, 2](#)) i *Leiotriletes*, *Emphanisporites* ([fig. 26: 21](#)) i *Dictyotriletes* ([fig. 26: 17–19](#)). Pojedynczo występują spory z rodzajów *Tholisporites* ([fig. 26: 22, 23](#)), *Amicosporites* ([fig. 26: 29–31](#)), *Stenozonotriletes* ([fig. 26: 26, 27](#)), *Brochotriletes* ([fig. 26: 20](#)), *Calypptosporites* ([fig. 26: 34](#)) i *Acinosporites* ([fig. 26: 16](#)). Pojedynczo i sporadycznie spotyka się przedstawicieli gatunków *Aneurospora crinita* ([fig. 26: 15](#)), *Cymbosporites proteus* ([fig. 26: 24](#)), *Coronaspora mariae* ([fig. 26: 28](#)), *Kraeuselisporites gaspensis* ([fig. 26: 32](#)) i *Oculatisporites mirandus* ([fig. 26: 33](#)).

Porównania i korelacje: Zespół I jest korelowany z dolną częścią zespołu I emsu dolnego wyróżnionego przez Jakubowską (1968) w regionie kieleckim. Można go także porównać z dolną częścią poziomu *Camptozonotriletes caperatus* – *Dictyotriletes emsienis* w schemacie McGregora i Camfielda (1976), opracowanym dla późnego syluru – środkowego dewonu Kanady, oraz z najwyższą częścią poziomu PE (*Verrucosporites polygonalis* – *Dictyotriletes emsienis*) w schemacie palinostratygraficznym Richardsona i McGregora (1986) dla sylursko-dewońskich osadów z terenów Zachodniej Europy i Kanady. Zespół ten można także korelować z poziomem konodontowym *pireneae* (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011).

Zespół II występuje na głęb. 1142,9–1173,5 m ([fig. 23](#)). Zawiera oba gatunki *Emphanisporites annulatus* ([fig. 27: 13](#)) i *Brochotriletes bellatulus* ([fig. 27: 12](#)) przewodnie dla poziomu AB (*Emphanisporites annulatus* – *Brochotriletes bellatulus*), wyróżnianego przez Streela i in. (1987) w osadach emsu dolnego. Taksonami charakterystycznymi dla poziomu są: *Dibolisporites echinaceus* ([fig. 27: 9](#)), *Acinosporites lindlarensis* f. *lindlarensis*, *Apiculiretusispora plicata* i *Camptozonotriletes aliquantus*. Dominującymi rodzajami w zespole są: *Apiculiretusispora* (*A. arenorugosa*, *A. minor*), *Retusotriletes* ([fig. 27: 1–3](#)) i *Emphanisporites* ([fig. 27: 14–17](#)). Mniej licznie występują okazy z rodzajów: *Leiotriletes* (*L. simplex*, *L. pagius*, *L. priddy*), *Calamospo-*

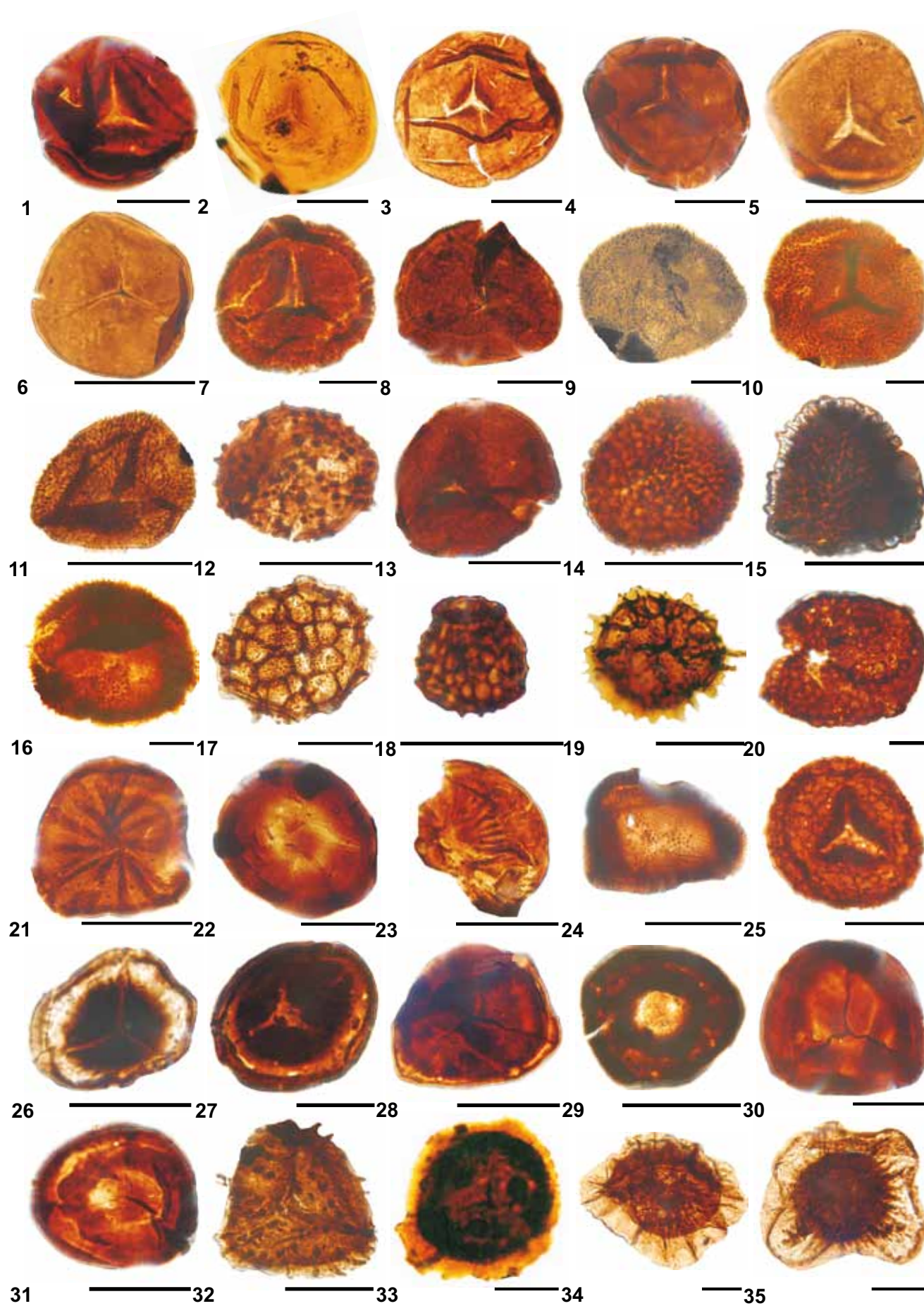


Fig. 26. Miospory zespołu I z osadów pragu otworu wiertniczego Zaręby IG 2

1 – *Calamospora nigrata* (Naumova) Allen, p1, P50; 2 – *C. pannucea* Richardson, p1 (próbka 1), H37/3; 3 – *Retusotriletes biarealis* McGregor, p1, G38; 4 – *R. distinctus* Richardson, p2, Y21; 5 – *R. infrapunctatus* Schultz, p1, G45/2; 6 – *R. simplex* Naumova, p2, S32/2; 7 – *Apiculiretusispora brandtii* Streel, p2, N41; 8 – *A. plicata* (Allen) Streel, p1, H37/1; 9 – *A. sp.*, p1, C32/2; 10 – *Dibolisporites capitellatus* (Tchibrikova) Arkhangelskaya, p1, L25; 11 – *D. eifeliensis* (Lanninger) McGregor, p1, S29/3; 12 – *D. rarispinosus* Fijałkowska-Mader, p1, G39/2; 13 – *D. cf. regularis* Turnau, p2, L33/3; 14 – *D. sp.*, p1, D37; 15 – *Aneurospora crinita* Turnau et Jakubowska, p2, T42/2; 16 – *Acinosporites* sp., p1, D33; 17 – *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor, p2, D49/2; 18 – *D. minor* Naumova, p2, R44/4; 19 – *D. subgranifer* McGregor, p1, O37/2; 20 – *Brochotriletes* sp., p1, J43; 21 – *Emphanisporites cf. rotatus* (McGregor) McGregor, p1, U31/4; 22 – *Tholisporites cf. chulus* (Cramer) McGregor, p1, T48/4; 23 – *T. salantaicus* (Arkhangelskaya) Turnau, p1, W37/4; 24 – *Cymbosporites proteus* McGregor et Camfield, p1, D31/1; 25 – *Chelinospora subfavosa* Turnau, p1, D31/2; 26 – *Stenozonotriletes simplex* Naumova, p1, W49; 27 – *S. sp.*, p1, B37; 28 – *Coronaspora mariae* Rodriguez, p1, J41; 29 – *Amicosporites infraornatus* Rodriguez, p1, J37/4; 30 – *A. cf. jonkeri* (Riegel) Steemans, p2, T44/2; 31 – *A. streeli* Steemans, p1, V32; 32 – *Kraeuselisporites gaspensis* McGregor, p2, Q49; 33 – *Oculatisporites mirandus* Arkhangelskaya, p1, U38/3; 34 – *Calyptosporites radiatus* Riegel, p2, R33; 35 – *Camptonotriletes caperatus* McGregor, p2, E39/3.

Fig. 1–6, 8–14, 16, 17, 19–25, 28–31, 33–35 – głęb. 1192,1 m; fig. 7, 15, 18, 26, 27, 32 – głęb. 1199,9 m. Skala 30 µm

Miospores of the I assemblage from the Pragian in the Zaręby IG 2 borehole

1 – *Calamospora nigrata* (Naumova) Allen, p1, P50; 2 – *C. pannucea* Richardson, p1 (sample 1), H37/3; 3 – *Retusotriletes biarealis* McGregor, p1, G38; 4 – *R. distinctus* Richardson, p2, Y21; 5 – *R. infrapunctatus* Schultz, p1, G45/2; 6 – *R. simplex* Naumova, p2, S32/2; 7 – *Apiculiretusispora brandtii* Streel, p2, N41; 8 – *A. plicata* (Allen) Streel, p1, H37/1; 9 – *A. sp.*, p1, C32/2; 10 – *Dibolisporites capitellatus* (Tchibrikova) Arkhangelskaya, p1, L25; 11 – *D. eifeliensis* (Lanninger) McGregor, p1, S29/3; 12 – *D. rarispinosus* Fijałkowska-Mader, p1, G39/2; 13 – *D. cf. regularis* Turnau, p2, L33/3; 14 – *D. sp.*, p1, D37; 15 – *Aneurospora crinita* Turnau et Jakubowska, p2, T42/2; 16 – *Acinosporites* sp., p1, D33; 17 – *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor, p2, D49/2; 18 – *D. minor* Naumova, p2, R44/4; 19 – *D. subgranifer* McGregor, p1, O37/2; 20 – *Brochotriletes* sp., p1, J43; 21 – *Emphanisporites cf. rotatus* (McGregor) McGregor, p1, U31/4; 22 – *Tholisporites cf. chulus* (Cramer) McGregor, p1, T48/4; 23 – *T. salantaicus* (Arkhangelskaya) Turnau, p1, W37/4; 24 – *Cymbosporites proteus* McGregor et Camfield, p1, D31/1; 25 – *Chelinospora subfavosa* Turnau, p1, D31/2; 26 – *Stenozonotriletes simplex* Naumova, p1, W49; 27 – *S. sp.*, p1, B37; 28 – *Coronaspora mariae* Rodriguez, p1, J41; 29 – *Amicosporites infraornatus* Rodriguez, p1, J37/4; 30 – *A. cf. jonkeri* (Riegel) Steemans, p2, T44/2; 31 – *A. streeli* Steemans, p1, V32; 32 – *Kraeuselisporites gaspensis* McGregor, p2, Q49; 33 – *Oculatisporites mirandus* Arkhangelskaya, p1, U38/3; 34 – *Calyptosporites radiatus* Riegel, p2, R33; 35 – *Camptonotriletes caperatus* McGregor, p2, E39/3.

Figs 1–6, 8–14, 16, 17, 19–25, 28–31, 33–35 – depth 1192.1 m; Figs 7, 15, 18, 26, 27, 32 – depth 1199.9 m. Scale bar 30 µm

ra microrugosa (fig. 27: 21), *Punctatisporites* (fig. 27: 4, 5), *Dibolisporites* (fig. 27: 23), *Anapiculatisporites* (fig. 27: 6, 7) i *Acinosporites* (fig. 27: 11). Pojedynczo i sporadycznie spotyka się okazy *Acanthotriletes similis*, *A. polygamus* (fig. 27: 8), *Verrucosporites* sp. (fig. 27: 10), *Clivospora verrucata* var. *convoluta* (fig. 27: 30) i *C. sp.* (fig. 27: 31), *Camptonotriletes aliquantus*, *C. cf. mcgregorii* (fig. 27: 18) i *Granulatisporites rudigranulatus* (fig. 27: 25).

Porównania i korelacje: Zespół II jest korelowany z górną częścią zespołu I dolnego emsu wg Jakubowskiej (1968). Problematiczne jest określenie granic poziomu AB w górach Eifel i Ardenach. Streel i in. (1987) umiejscawiają dolną granicę poziomu w spągu emsu (poziom konodontowy *dehiscens*). Natomiast Steemans (1989) przyjmuje tę granicę w obrębie osadów z pogranicza pragu i emsu. Górna granica poziomu nie została dokładnie określona. Może ona wypadać zarówno w górnej części poziomu konodontowego *excavatus*, jak i w dolnej części poziomu *nothoperbonus* (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). W schemacie McGregora i Camfielda (1976) zespół można korelować z górną częścią poziomu *Camptonotriletes caperatus* – *Dictyotriletes emsiensis* i dolną częścią poziomu *Emphanisporites annulatus* – *Acinosporites lindlarensis*, wyróżnianą w osadach emsu dolnego oraz z niższą częścią zony zespołowej *Emphanisporites annulatus* – *Camptonotriletes sextantii* (AS) w schemacie Richardsona i McGregora (1986).

Zespół III stwierdzono tylko w dwóch próbkach na głęb. 1119,5 i 1131,0 m. Jest on stosunkowo ubogi, nie mniej obecność obu gatunków przewodnich: *Emphanisporites fo-*

veolatus (fig. 27: 29) i *Verruciretusispora dubia* (fig. 27: 24) pozwala na jednoznaczny korelację z poziomem FD (*Emphanisporites foveolatus* – *Verruciretusispora dubia*) wyróżnianym przez Streela i in. (1987) w osadach z pogranicza emsu dolnego i górnego oraz w emsie górnym. Występowanie taksonów, które pojawiły się już w starszych zespołach, takich jak: *Leiotriletes minutissimus* (fig. 27: 19), *L. simplex* (fig. 27: 20), *Acanthotriletes similis* (fig. 27: 22), *Dictyotriletes* sp. (fig. 27: 26), *Brochotriletes cf. rarus* (fig. 27: 27), *B. sp.* (fig. 27: 28) wskazuje, że mamy tu do czynienia z najniższym podpoziomem zony FD – Fov. (*Emphanisporites foveolatus*).

Porównania i korelacje: Podpoziom Fov. Korelowany jest z poziomem konodontowym *nothoperbonus*, którego wiek przyjmuje się na najpóźniejszy ems wczesny (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Zespół ten można także porównać do zespołu II górnego emsu Jakubowskiej (1968). W schemacie McGregora i Camfielda (1976) zespół można korelować z wyższą częścią poziomu *Emphanisporites annulatus* – *Acinosporites lindlarensis*, a w podziale Richardsona i McGregora (1986) – z wyższą częścią poziomu *Emphanisporites annulatus* – *Camptonotriletes sextantii* (AS).

Zespół IV występuje na głębokości 1086,0–1097,2 m. Jest on ubogi pod względem ilości i zróżnicowania spor. Najczęściej spotyka się okazy z rodzajów: *Apiculiretusispora* (fig. 27: 33), *Retusotriletes* i *Emphanisporites* (fig. 27: 34, 35). Mniej licznie występują przedstawiciele rodzaju *Leiotriletes*. Pojedynczo natomiast spotyka się spory z rodzajów *Cala-*

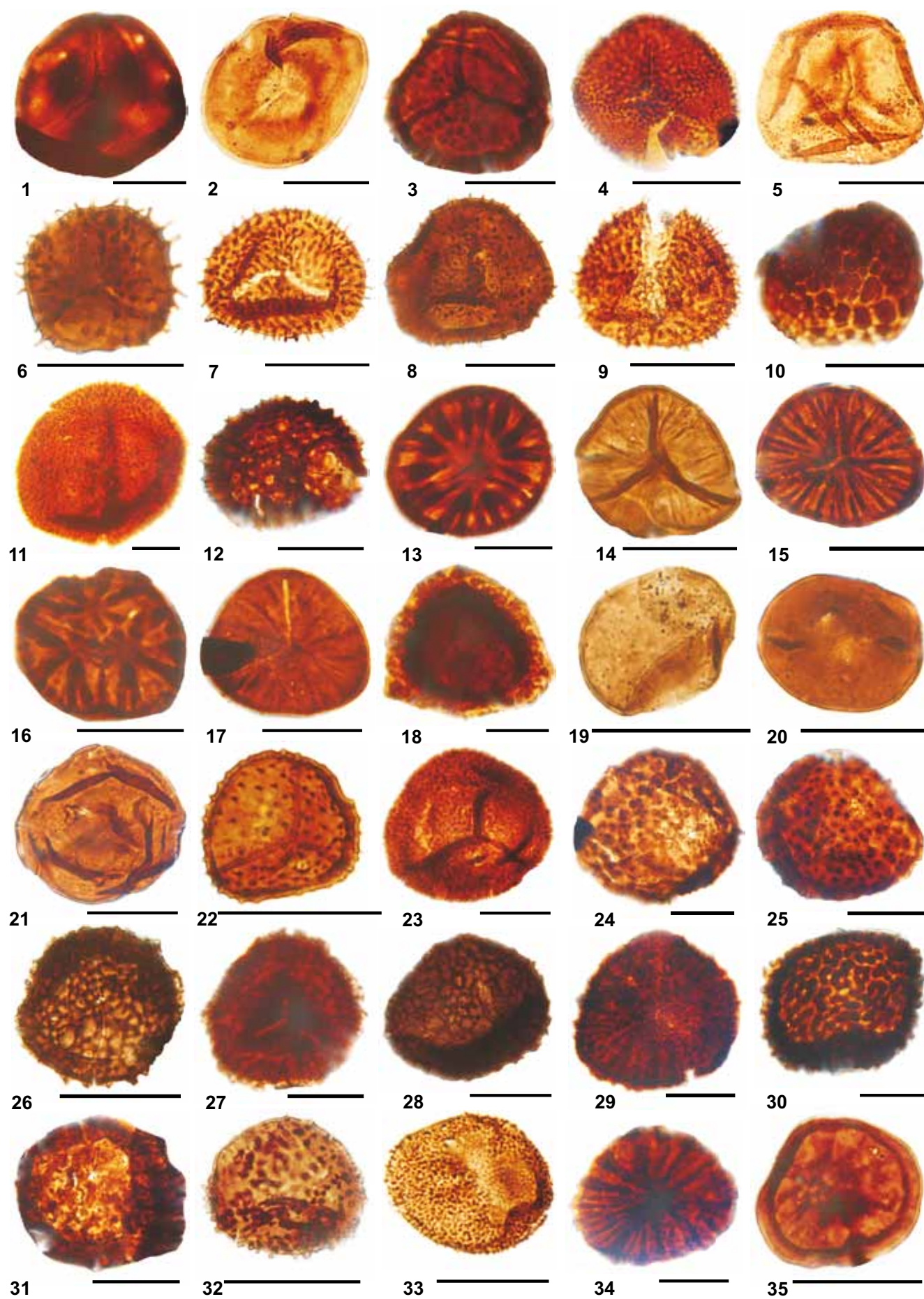


Fig. 27. Miospory zespołów II–IV z osadów emsu i eiflu dolnego otworu wiertniczego Zaręby IG 2

1 – *Retusotriletes maculatus* McGregor et Camfield, p1, T29/2; 2 – *R. rotundus* (Streel) Streel, p1, R25/4; 3 – *R. cf. verrucosus* Naumova, p2, Y44/1; 4 – *Punctatisporites cf. obesus* (Loose) Potnié et Kemp, p1, T34/4; 5 – *P. cf. obliquus* Kosanke, p1, W42/4; 6 – *Anapiculatisporites acerosus* (Naumova) Laanger, p2, S27; 7 – *A. sp.*, p1, E33; 8 – *Acanthotriletes polygamus* Naumova, p1, Q49/3; 9 – *Dibolisporites echinaceus* (Eisenack) Richardson et McGregor, p2, S29/4; 10 – *Verrucosporites sp.*, p2, U44/3; 11 – *Acinosporites sp.*, p1, Q42; 12 – *Brochotriletes bellatulus* Steemans, p1, W40/2; 13 – *Emphanisporites annulatus* McGregor, p1, V44; 14 – *E. mcgregorii* Cramer, p2, A38/3; 15 – *E. rotatus* (McGregor) McGregor, p2, U27; 16 – *E. schultzei*, p2, K29; 17 – *E. novellus* McGregor et Camfield, p1, X/29; 18 – *Camptozonotriletes cf. mcgregorii* Ravn et Benson, p2, J48; 19 – *Leiotriletes minutissimus* Naumova, p1, V42; 20 – *L. simplex* Naumova, p1, M39; 21 – *Calamospora microrugosa* (Ibrahim) Schopf, Wilson et Bentall, p1, Y33/2; 22 – *Acanthotriletes similis* Kedo, p1, D28/3; 23 – *Dibolisporites capitellatus* (Tchibrikova) Arkhangelskaya, p1, X28; 24 – *Verruciretusispora dubia* (Eisenack) Richardson et Rasul, p2, K42/3; 25 – *Granulatisporites rudigranulatus* Staplin, p1, J43/2; 26 – *Dictyotriletes sp.*, p1, W26/3; 27 – *Brochotriletes cf. rarus* Arkhangelskaya, p1, M28/2; 28 – *B. sp.*, p1, O36/4; 29 – *Emphanisporites foveolatus* Schultz, p2, R32/4; 30 – *Clivosispora verrucata* McGregor f. *convoluta* McGregor et Camfield, p1, E53/3; 31 – *C. sp.*, p2, X37/2; 32 – *Anapiculatisporites petilus* Richardson, p2, M45/3; 33 – *Apiculiretusispora pygmaea* McGregor, p1, M27; 34 – *Emphanisporites microratus* Richardson et Lister, p2, B40; 35 – *E. orbicularis* Turnau, p1, Q44.

Fig. 1, 3, 6–8, 10, 12–18 – głęb. 1161,8 m; fig. 2, 4, 9, 11 – głęb. 1172,8 m; fig. 5 – głęb. 1173,5 m; fig. 19, 20, 22, 24, 26–29 – głęb. 1131,0 m; fig. 23 – głęb. 1157,5 m; fig. 21, 25, 30, 31 – głęb. 1155,5 m; fig. 32–35 – głęb. 1097,2 m. Skala 30 µm

Miospores of the II–IV assemblages from the Emsian and Lower Eifelian in the Zaręby IG 2 borehole

1 – *Retusotriletes maculatus* McGregor et Camfield, p1, T29/2; 2 – *R. rotundus* (Streel) Streel, p1, R25/4; 3 – *R. cf. verrucosus* Naumova, p2, Y44/1; 4 – *Punctatisporites cf. obesus* (Loose) Potnié et Kemp, p1, T34/4; 5 – *P. cf. obliquus* Kosanke, p1, W42/4; 6 – *Anapiculatisporites acerosus* (Naumova) Laanger, p2, S27; 7 – *A. sp.*, p1, E33; 8 – *Acanthotriletes polygamus* Naumova, p1, Q49/3; 9 – *Dibolisporites echinaceus* (Eisenack) Richardson et McGregor, p2, S29/4; 10 – *Verrucosporites sp.*, p2, U44/3; 11 – *Acinosporites sp.*, p1, Q42; 12 – *Brochotriletes bellatulus* Steemans, p1, W40/2; 13 – *Emphanisporites annulatus* McGregor, p1, V44; 14 – *E. mcgregorii* Cramer, p2, A38/3; 15 – *E. rotatus* (McGregor) McGregor, p2, U27; 16 – *E. schultzei*, p2, K29; 17 – *E. novellus* McGregor et Camfield, p1, X/29; 18 – *Camptozonotriletes cf. mcgregorii* Ravn et Benson, p2, J48; 19 – *Leiotriletes minutissimus* Naumova, p1, V42; 20 – *L. simplex* Naumova, p1, M39; 21 – *Calamospora microrugosa* (Ibrahim) Schopf, Wilson et Bentall, p1, Y33/2; 22 – *Acanthotriletes similis* Kedo, p1, D28/3; 23 – *Dibolisporites capitellatus* (Tchibrikova) Arkhangelskaya, p1, X28; 24 – *Verruciretusispora dubia* (Eisenack) Richardson et Rasul, p2, K42/3; 25 – *Granulatisporites rudigranulatus* Staplin, p1, J43/2; 26 – *Dictyotriletes sp.*, p1, W26/3; 27 – *Brochotriletes cf. rarus* Arkhangelskaya, p1, M28/2; 28 – *B. sp.*, p1, O36/4; 29 – *Emphanisporites foveolatus* Schultz, p2, R32/4; 30 – *Clivosispora verrucata* McGregor f. *convoluta* McGregor et Camfield, p1, E53/3; 31 – *C. sp.*, p2, X37/2; 32 – *Anapiculatisporites petilus* Richardson, p2, M45/3; 33 – *Apiculiretusispora pygmaea* McGregor, p1, M27; 34 – *Emphanisporites microratus* Richardson et Lister, p2, B40; 35 – *E. orbicularis* Turnau, p1, Q44.

Figs 1, 3, 6–8, 10, 12–18 – depth 1161.8 m; Figs 2, 4, 9, 11 – depth 1172.8 m; Fig. 5 – depth 1173.5 m; Figs 19, 20, 22, 24, 26–29 – depth 1131.0 m; Fig. 23 – depth 1157.5 m; Figs 21, 25, 30, 31 – depth 1155.5 m; Figs 32–35 – depth 1097.2 m. Scale bar 30 µm

mospora, *Dibolisporites*, *Anapiculatisporites* (fig. 27: 32), *Brochotriletes*, *Senozonotriletes* i *Calyptosporites* (fig. 25).

Na podstawie tak wykształconego zespołu nie można przypisać go do określonego poziomu palinologicznego, a tym samym określić jego wieku.

Podsumowując wyniki badań palinostratygraficznych, można stwierdzić, że osady z głęb. 1186,9–1199,9 m należą do pragu, natomiast z głęb. 1119,5–1173,5 m – do emsu. Dwie wkładki tufitów z głęb. 1161,5–1162,0 i 1174,4–1174,8 m reprezentują poziom T2 (wg Tarnowskiej, 1999).

Palinofacje

Badania palinofacjalne przeprowadzono na 18 próbkach pobranych przez autorkę z głęb. 1086,0–1199,9 m (fig. 28).

Termin „palinofacja”, przyjęto w opracowaniu zgodnie z definicją podaną przez Combaza (1964) i oznacza ona ogół materii organicznej zawartej w próbce skalnej, którą można otrzymać w procesie maceracji. Materię organiczną sklasyfikowano zgodnie z podziałem z 1993 r., zaproponowanym przez międzynarodową podkomisję APOMC (Amsterdam Palynological Organic Matter Classification) do badań nad materią organiczną. Materię organiczną podzielono na palinomorfy, materię strukturalną i materię bezstrukturalną. Palinomorfy, stwierdzone w analizowanym materiale, są reprezentowane przez miospory i akritarchy a zoomorfy – przez skolekodonty. W obrębie materii struk-

turalnej można wyróżnić: „drewno”, czyli wiązki przewodzące, nabłonki (epidermy i kutikule), bliżej nieokreślone tkanki roślinne oraz materię strukturalną nieoznaczalną (DOM – Degraded Organic Matter). W obrębie materii bezstrukturalnej wyróżniono cząstki drobnorozproszone (o średnicy <2 µm). Kerogen (z wyjątkiem akritarchów i skolekodontów) jest pochodzenia lądowego. Akritarchy i skolekodonty oraz materia amorficzna (AOM), obecna w próbce z głębokości 1161,8 m, są kerogenem pochodzenia morskiego (Tyson, 1995).

W celu scharakteryzowania palinofacji obliczono frekwencję poszczególnych cząstek materii organicznej, przyjmując 200 cząstek za 100%, i ustalono ich udział procentowy w próbce. Na podstawie różnic w udziale procentowym poszczególnych cząstek wyróżniono 5 typów palinofacji (fig. 28, 29). Każdy z nich starano się przypisać do określonego środowiska depozycji. Jako materiał porównawczy wykorzystano następujące prace: Richardson, Rasul (1990); van Bergen, Kerp (1990); Boulter (1994); Fijałkowska (1994); Tyson (1995); Batten (1996); Fijałkowska-Mader i in. (2015) oraz Segundo i in. (2015).

Typy palinofacji

Typ 1 palinofacji stwierdzono w próbkach z głębokości: 1189,2; 1186,9; 1158,5 i 1119,5 m w szarych i zielono-szarych piaszczystych mułowcach. Wyróżnia się on silną do-

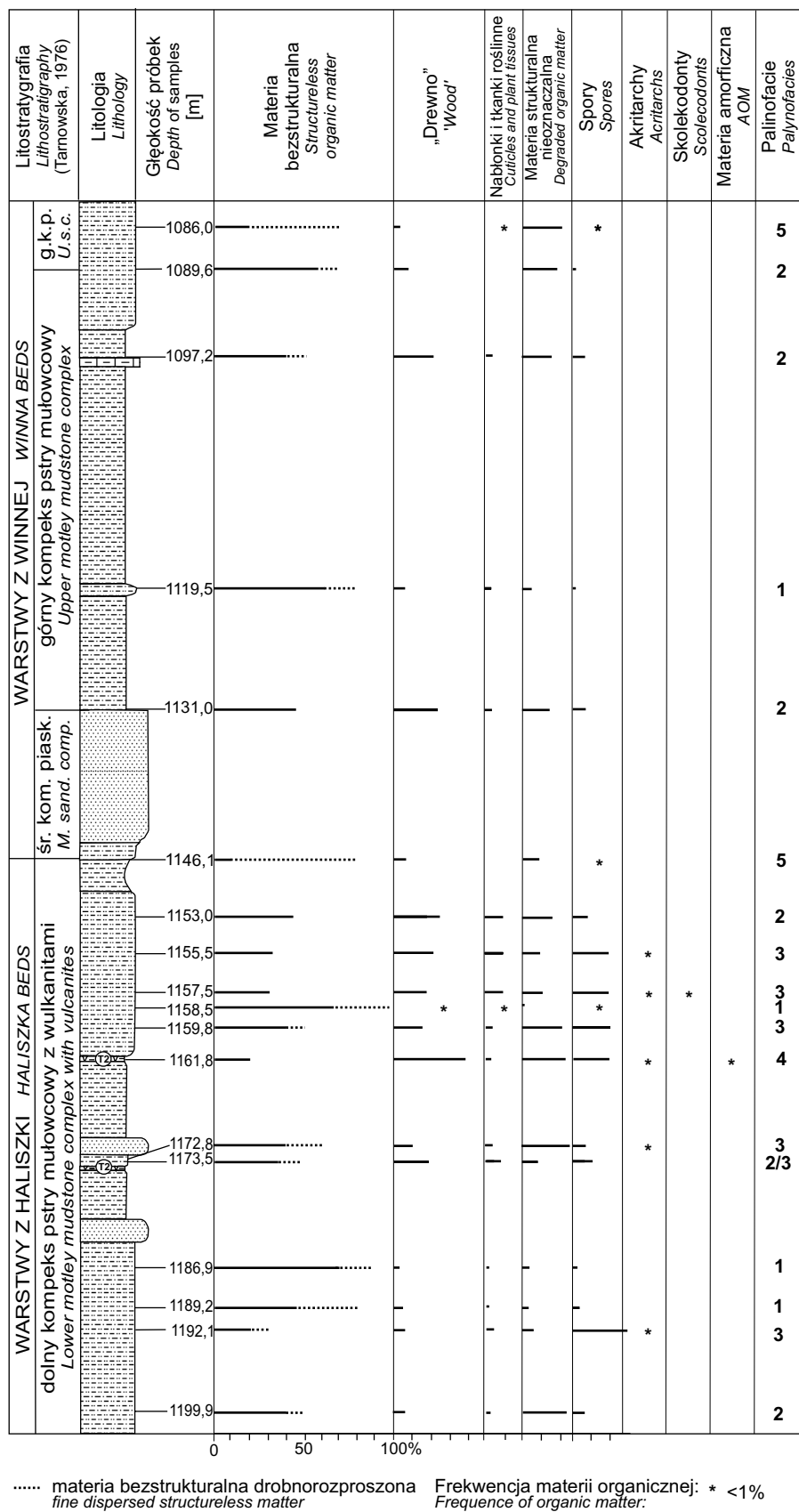


Fig. 28. Materia organiczna i palinofacie w osadach dewonu dolnego w otworze wiertniczym Zaręby IG 2

Organic matter and palynofacies in the Zaręby IG 2 borehole

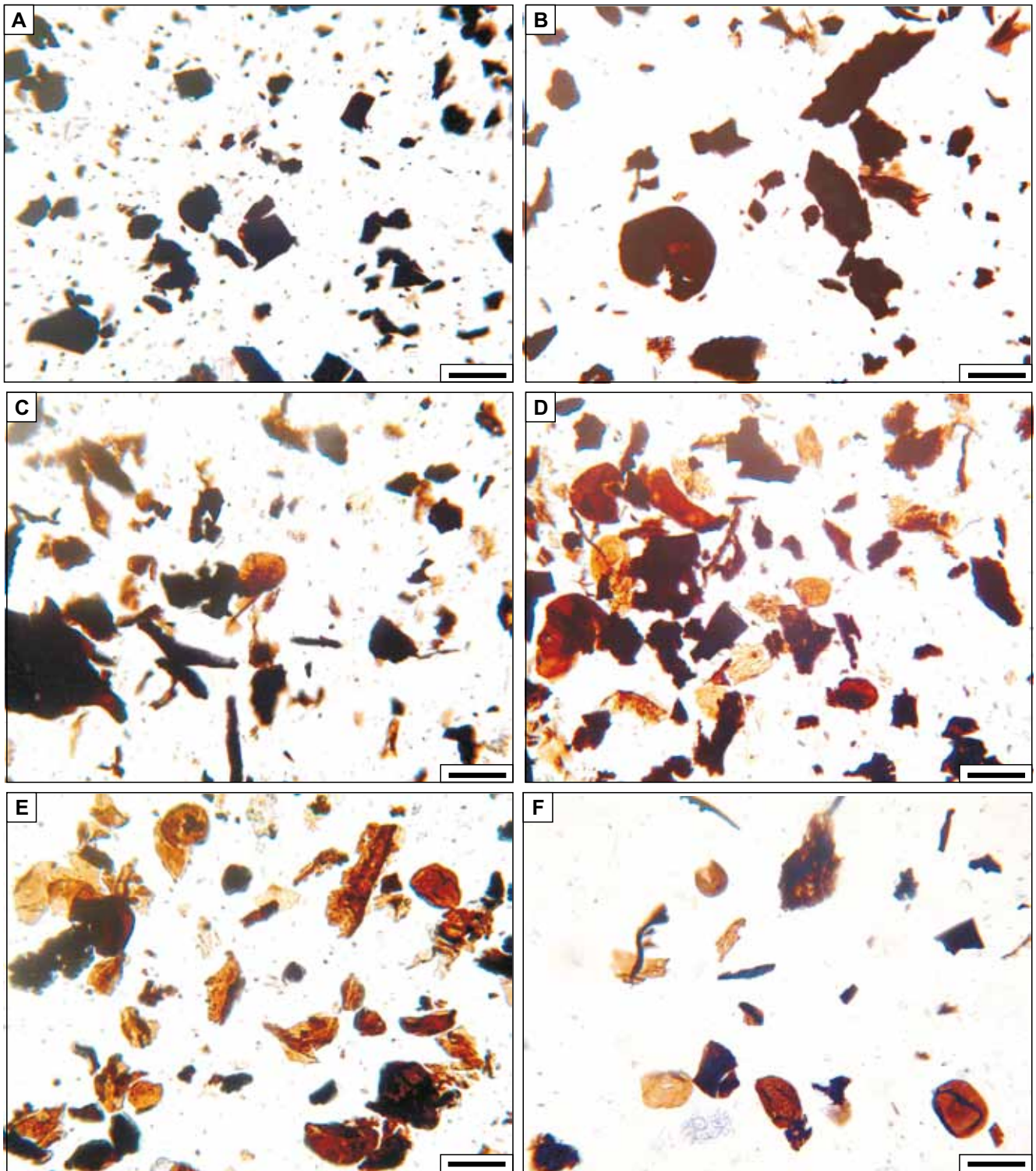


Fig. 29. Typy palinofacji w osadach dewonu dolnego w otworze wiertniczym Zaręby IG 2

A – typ 1, głęb. 1158,5 m; **B** – typ 2, głęb. 1131,0 m; **C** – typ 2/3, głęb. 1173,5 m; **D** – typ 3, głęb. 1157,5 m; **E** – typ 3, głęb. 1192,1 m; **F** – typ 4, głęb. 1161,8 m. Skala 60 μ m

Types of palynofacies in the Zaręby IG 2 borehole

A – type 1, depth 1158.5 m; **B** – type 2, depth 1131.0 m; **C** – type 2/3, depth 1173.5 m; **D** – type 3, depth 1157.5 m; **E** – type 3, depth 1192.1 m; **F** – type 4, depth 1161.8 m. Scale bar 60 μ m

minacją materii bezstrukturalnej, stanowiącej ponad 80% palinofacji, przy czym udział materii drobnorozproszonej waha się od 20 do 35% (fig. 28, 29A). Mniej licznie występuje „drewno” i DOM. Spory, nabłonki i inne tkanki roślinne spotyka się pojedynczo lub sporadycznie. Dominuje czarna i ciemnobrązowa barwa kerogenu.

Środowisko depozycji: Materia organiczna pochodzenia lądowego jest zniszczona na skutek transportu i zawiera mało cząstek oznaczalnych. Mogła być przemieszczana rzeką, ale została deponowana w zbiorniku o niskiej energii, na co wskazuje udział materii drobnorozproszonej, np. na równi aluwialnej.

Typ 2 palinofacji stwierdzono w próbkach z następujących głębokości: 1199,9; 1153,0; 1131,0; 1097,2 i 1089,6 m w obrębie szarych i brunatnych mułowców i mułowców piaszczystych, zawierających, w większości przypadków, szczątki makroflory. Charakteryzuje się udziałem materii bezstrukturalnej w granicach 30–70%, średnio 45%, przy czym udział materii drobnorozproszonej stanowi od 0 do kilkunastu % (fig. 28, 29B). Drugim pod względem liczebności składnikiem palinofacji jest „drewno”. Nieco mniej licznie występuje DOM. Zawartość spor, podobnie jak nabłonków i innych tkanek, wynosi 2–10%. Dominuje czarna i ciemnobrązowa barwa kerogenu, ale w stosunku do typu 1 większy jest udział jasnożółtych i jasnobrązowych fitoklastów (3–7%).

Środowisko depozycji: Mniejszy stopień degradacji materii organicznej wskazuje na jej krótszy transport z lądu, niż w przypadku typu 1. Obecność szczątków mikroflory sugeruje, że jest to materiał napławiony w strefie przybrzeżnej zbiornika.

Typ 3 palinofacji występuje w próbkach z głębokości: 1192,1; 1172,8; 1159,8; 1157,5 i 1155,5 m, pobranych z szarych mułowców piaszczystych. Wyróżnia się obecnością akritarchów i skolekodontów występujących w liczbie 1–2 okazy na preparat. W palinofacji dominują spory, średnio

powyżej 20% i DOM (fig. 28, 29D, E). Mniej licznie występuje „drewno”, a zawartość nabłonków i innych tkanek jest zróżnicowana w poszczególnych próbkach. Udział materii bezstrukturalnej jest stosunkowo mały i wynosi 25–60%. Materia drobnorozproszone nie zawsze występuje. Przeważają jasnobrązowe i brązowe barwy kerogenu, a udział barwy żółtej wynosi ok. kilku do kilkunastu procent.

Środowisko depozycji: Stosunkowo wysoki udział spor i cząstek strukturalnych wskazuje na krótki transport z lądu i depozycję w zbiorniku, w którym zaznaczały się wpływy morskie? M. Tarnowska (1976) z interwału 1156–1160 m podaje występowanie fauny małży, co potwierdza sugestię autorki.

Palinofację o charakterze pośrednim między typem 2 i 3, niezawierającą akritarchów, stwierdzono na głębokości 1173,5 m (fig. 28, 29C).

Typ 4 palinofacji występuje na głęb. 1161,8 m, w obrębie drugiego poziomu tufitowego (T2). Wyróżnia się on obecnością materii amorficznej (AOM) pochodzenia cyjanobakteryjnego lub glonowego (Tyson, 1995). Zawiera sporadyczne akritarchy z rodzaju *Veryhachium*. Dominuje w nim „drewno”. Liczne są spory i DOM (fig. 28, 29F). Materia bezstrukturalna stanowi 25% palinofacji. Dominuje brązowa i ciemnobrązowa barwa kerogenu. Udział barwy żółtej jest stosunkowo wysoki i wynosi 15%.

Środowisko depozycji: Było bardziej dystalne niż w przypadku 3 typu palinofacji.

Typ 5 palinofacji występuje w obrębie szarych, silnie piaszczystych mułowców na głębokości 1146,1 i 1086,0 m. Zdominowany jest przez materię bezstrukturalną drobnorozproszone. Mniej licznie występuje DOM (fig. 28). Spory spotyka się pojedynczo. Dominuje czarna i ciemnobrązowa barwa kerogenu.

Środowisko depozycji: Osad zawierający ten typ palinofacji, złożonej prawie wyłącznie z fitoklastów, mógł powstać na równi aluwialnej.

Paweł FILIPIAK

ANALIZA PALINOLOGICZNA POGRANICZA DEWONU I KARBONU

Palinostratygrafia

Uwagi wstępne

Niniejszy podrozdział zawiera syntezę z prac częściowo opublikowanych (Filipiak, 1998, 1999, 2004, 2005), dotyczącą sytuacji palinologicznej w otworze wiertniczym Zaręby IG 2, w interwale warstw Radlina i serii marglisto-wapiennej. Badania palinologiczne przeprowadzono w połowie lat 90. ubiegłego wieku. W celu przedstawienia podziału biostratygraficznego pogranicza dewonu i karbonu zastosowano trzy stratygraficzne schematy sporowe. Do podziału mikroflory późnodewońskiej, ale nie struńskiej, zastosowano schemat dla Europy środkowej i wschodniej

wg. Avchimovitch i in. (1993). Natomiast dla samego pogranicza dewonu i karbonu oraz turneju wykorzystano podziały Streela i in. (1987) i Higgsa i in. (1988). Przytoczone tu podziały mikroflorystyczne są orientacyjnie skorelowane z podziałami faunistycznymi, głównie konodontowym (fig. 30).

Prace laboratoryjne wykonano w standardowy sposób z wykorzystaniem sekwencji kwasów HCl–HF–HCl, czasami stosowano także dymny HNO₃ (Wood i in., 1996; szczegóły w Filipiak, 2004, 2005). Z uwagi na duży upływ czasu oryginalne preparaty mikroskopowe uległy zwiędnięciu i nie nadają się do dokumentacji fotograficznej oraz ponownej analizy.

Wyniki badań

Analizie mikroflorystycznej poddano 31 próbek z otworu wiertniczego Zaręby IG 2 z interwału 205–81 m. Dwie z nich (194 i 205 m), okazały się negatywne, a w pozostałych stwierdzono występowanie głównie miospor oraz przedstawicieli fitoplanktonu.

Analizując dane od spągu, należy stwierdzić ubogi zespół palinomorf (głównie miospor) w próbkach z głębokości 170 i 165 m, niepozwalający na precyzyjne wyznaczenie poziomu mikroflorystycznego.

Pierwszą zonę mikroflorystyczną VF (*Diducites versabilis* – *Grandispora famenensis*; Avchimovitch i in., 1993) wyznaczono dla interwału 157–138 m (fig. 30). Podstawą wyznaczenia poziomu sporowego było rozpoznanie dwóch taksonów indeksowych *Diducites versabilis* i *Grandispora famenensis* (Filipiak, 1998, 2004). Poza gatunkami indeksowymi stwierdzono także ciągłą obecność ważnego taksonu *Hymenospora intertextus*, który to wg Avchimovitch i in. (1993) nie przechodzi do młodszego poziomu mikroflorystycznego (LL). Pozostałe rozpoznane w spektrum mikroflorystycznym gatunki to: *Auroraspora macra*, *A. asperella*, *A. varia*, *Cyrtospora cristifera*, *Diaphanospora rugosa*, *Diducites commutatus*, *D. mucronatus*, *Grandispora famenensis* var. *minutus* i *Raistrickia baculata* (tab. 3).

W zespole stwierdzono także obecność innych gatunków z rodzajów: *Ancyrospora*, *Apiculiretusispora*, *Grandispora* i *Hystricosporites* (Filipiak, 1998, 2004).

Kolejny poziom mikroflorystyczny LL (*Retispora lepidophyta* – *Knoxisporites literatus*; Streel i in., 1987) wyznaczono dla interwału 131–111 m (fig. 30). Za podstawę wyróżnienia przyjęto pojawienie się jednego z indeksowych taksonów *Knoxisporites literatus* oraz gatunku charakterystycznego dla tej zony *Rugospora flexuosa* (Filipiak, 1998, 2004). Występowanie drugiego indeksowego taksonu *Retispora lepidophyta* odnotowano nieco wyżej od próbki 115 m. Pozostałe gatunki ze spektrum występujących tu miospor stanowią taksony: *Auroraspora macra*, *A. asperella*, *Diducites mucronatus*, *D. poljesicus*, *Endoculeospora gradziński*, *Grandispora famenensis*, *G. lupata* oraz *Retispora macroreticulata* (tab. 3). W stropie zony pojawiają się: *Bascaudaspora submarginata*, *Cyrtospora cristifera*, *Raistrickia baculata* i *Retusotrilites incohatus*. Ponadto rozpoznano rodzaje: *Corbulispora*, *Diaphanospora*, *Hystricosporites*, *Punctatisporites* i *Perotrilites*.

Za podstawę wyróżnienia następnego rozpoznanego poziomu mikroflorystycznego, w próbkach 109 i 107 m LN (*Retispora lepidophyta* – *Verrucosisporites nitidus*; Streel i in., 1987; Higgs i in., 1988; fig. 30) przyjęto pojawienie się obok indeksowego gatunku *Retispora lepidophyta* taksonu charakterystycznego *Vallatisporites verrucosus*. Powszechnie przyjmuje się pierwsze pojawienie się tego gatunku za równolegowe z taksonem indeksowym *Verrucosisporites nitidus* (Higgs i in., 1988), który oznaczono w Zarębach nieco wyżej, bo w próbce z głębokości 105 m i płytszych (Filipiak, 2004; tab. 3). Inne istotne gatunki występujące w tym interwale to: *Apiculiretusispora fruticosa*, *Hyme-*

CHRONOSTRATYGRAFIA CHRONOSTRATIGRAPHY	ZONACJA KONDONTOWA CONODONT ZONATION (Ziegler, Sandberg, 1990)	ZONACJA MIOSPOROWA MIOPORE ZONATION ZACHODNIA I WSCHODNIA EUROPA WESTERN AND EASTERN EUROPE (Streel i in., 1987; Higgs i in., 1988; Achimovitch i in., 1993)
TURNIEJ TOURNAISIAN	sadbergii	<i>Spelaeotrilites balteatus</i> – <i>Rugospora polyptycha</i> BP
	duplicata	<i>Kraeuselisporites hibernicus</i> – <i>Umbonatisporites distinctus</i> HD
	sulcata	<i>Vallatisporites verrucosus</i> – <i>Retusotrilites incohatus</i> VI
FAMEN FAMENIAN	praesulcata	<i>Retispora lepidophyta</i> – <i>Verrucosisporites nitidus</i> LN
		<i>Retispora lepidophyta</i> – <i>Hymenozonotrilites explanatus</i> LE
		<i>Retispora lepidophyta</i> – <i>Knoxisporites literatus</i> LL
	expansa	<i>Retispora lepidophyta</i> – <i>Apiculiretusispora verrucosa</i> LV (=LF)
		<i>Diducites versabilis</i> – <i>Grandispora famenensis</i> VF (=VCo)
	postera	<i>Grandispora gracilis</i> – <i>Grandispora famenensis</i> GF

Fig. 30. Zony sporowe późnego dewonu i wczesnego karbonu skorelowane orientacyjnie z zonacją konodontową

Na szaro zaznaczono rozpoznane poziomy

Late Devonian and Early Carboniferous mispore Zones tentatively correlated with conodont Zones

Grey colour indicates recognized microfloristic levels

nozotrilites explanatus, *Tumulispora malevkensis*, *T. rituberculata* i *Vallatisporites pusillites*, *V. vallatus*. Pozostały zespół starszych wiekowo miospor stanowią: *Auroraspora asperella*, *Bascaudaspora submarginata*, *Corbulispora cancellata*, *Cyrtospora cristifera*, *Diducites versabilis*, *Discernisporites micromanifestus*, *Endoculeospora gradziński*, *Grandispora echinata*, *G. lupata*, *Knoxisporites literatus*, *Plicatispora scoleophora*, *Raistrickia variabilis*, *Retusotrilites incohatus* i *Rugospora flexuosa* (Filipiak, 1998, 2004; tab. 3). Wartym odnotowania jest fakt występowania na głębokości 107 m jeszcze taksonu *Retispora macroreticulata*, którego zanik odnotowuje się nieco

wcześniej, w niewyznaczonej tu zonie LE (*Retispora lepidophyta* – *Hymenozonotriletes explanatus*; Higgs i in., 1988).

Kolejny wyróżniony poziom miosporowy (105–97 m) to VI (*Vallatisporites verrucosus* – *Retusotriletes incohatus*; Higgs i in., 1988; fig. 30). Jest to pierwsza zona miosporowa jaką wyróżnia się w turneju. Określono ją na podstawie zaniku fameńskich gatunków takich jak *Retispora lepidophyta*, *Diducites versabilis* i *Rugospora flexuosa* (Filipiak, 2004). Po raz pierwszy w poziomie tym w Zarębach odnotowano taksony: *Convolutispora major*, *Rugospora* cf. *minuta*, *Umbonatisporites abstrusus*, *Verrucosisorites nitidus* i *V. oppressus*. Natomiast ze starszej mikroflory nadal występują: *Auroraspora asperella*, *Bascaudaspora submarginata*, *Convolutispora usitata*, *Corbulispora cancellata*, *Cymbosporites acutus*, *Discernisporites micromanifestus*, *Grandispora cornuta*, *G. echinata*, *Hymenozonotriletes explanatus*, *Lophozonotriletes excisus*, *Plicatispora scoleophora*, *Raistrickia variabilis*, *Retusotriletes incohatus* i *Vallatisporites vallatus* (Filipiak, 1998, 2004; tab. 3).

Ostatni wyróżniony poziom mikroflorystyczny dla interwału 95–81 m potraktowano obecnie jako nierozdzielone poziomy VI–HD (*Vallatisporites verrucosus* – *Retusotriletes incohatus* – *Kraeuselisporites hibernicus* – *Umbonatisporites distinctus*; Higgs i in., 1988). Pierwotnie próbki z tego interwału zaliczono do samodzielnej turnejskiej zony HD (Filipiak, 2004; fig. 30) na podstawie pojawienia się dwóch gatunków (*Kraeuselisporites hibernicus* i *Umbonatisporites distinctus*) w próbce z głębokości 95 m. Pozostałe spektrum miospor stanowiły: *Colatisporites multisetus*, *Corbulispora cancellata*, *Cymbosporites acutus*, *Convolutispora major*, *Dictyotriletes peltatus*, *Discernisporites micromanifestus*, *Endoculeospora gradzinskii*, *Grandispora cornuta*, *Hymenozonotriletes explanatus*, *Knoxisporites litertus*, *K. triangularis*, *Plicatispora scoleophora*, *Rugospora minuta*, *Schopfites delicatus*, *Tumulispora* spp. i *Verrucosisorites nitidus* (tab. 3).

Obecne doświadczenie, bogatsze o liczne analizy próbek turnejskich z Gór Świętokrzyskich, głównie z warstw zarębiańskich (poziom HD; dane niepublikowane), odsłoniętych w kamieniołomie w Kowali, przemawia za zachowaniem tu nieco większej ostrożności co do pewnej identyfikacji indeksowych taksonów. Zaobserwowano bowiem w poziomie VI taksony gatunku *Umbonatisporites abstrusus* z nieco bardziej rozwiniętą ornamentacją (większą od 3 µm), które można błędnie zaliczyć już do gatunku *U. distinctus*, definiującego poziom HD. Dlatego dla pewnego wyznaczenia tego poziomu istnieje potrzeba ponownego przebadania palinomorf z większej ilości próbek. Ponadto aktualne analizy palinologiczne z Gór Świętokrzyskich, z poziomu HD, wykazują częstą obecność charakterystycznego gatunku *Raistrickia strumosa*, którego nie odnotowano w zespole z Zaręb (Filipiak, 2004). Może to dodatkowo przemawiać za przejściowym charakterem analizowanych osadów między poziomem VI a HD. Na dodatkową ostrożność w klasyfikacji palinologicznej tych osadów wskazują także rozpoznane formy zmutowane palinomorf w Górach Świętokrzyskich (Filipiak, Racki, 2010).

Analizowany interwał (95–81 m) został zaliczony wcześniej przez Jachowicza (1967) do strefy TD, czyli szerszego stratygraficznie odcinka osadów przejściowych między dewonem a karbonem.

W przedstawionym powyżej analizowanym materiale rozpoznano dwa zespoły sporomorf, należące do dwóch systemów: dewońskiego i karbońskiego. Zespół dewoński występuje na głębokości 170–107 m, a zespół karboński wyznaczono od głębokości 105 m. Granicę między systemami przeprowadzono między głębokościami 107 a 105 m. Warto odnotować, iż w zonach fameńskich nie rozpoznano kompletnej sukcesji mikroflorystycznej. Może to wynikać ze stosunkowo niskiej frekwencji sporomorf występującej w tej części profilu. Wyznaczono tu zonę VF (157–138 m) ale nie wyróżniono kolejnej zony LF (*Retispora lepidophyta* – *Grandispora facilis*; Avchimovitch i in., 1993) lub równowiekowej LV (*Retispora lepidophyta* – *Apiculiretusospora verrucosa*) w podziale Streela i in. (1987). Brakuje także zony LE (*Retispora lepidophyta* – *Hymenozonotriletes explanatus*) wg Higgsa i in. (1988). Należy podkreślić także, że za granicę między systemem dewońskim i karbońskim przyjęto kompletny zanik ważnego kosmopolitycznego taksonu *Retispora lepidophyta* (np. Streel i in., 1987). W Zarębach ostatnie pewne wystąpienie tego taksonu odnotowano w próbce 105 m. Ostatnio jednak pojawiała się doniesienie (Prestianni i in., 2016), że takson ten na skutek mutacji nie zanika w sposób gwałtowny, lecz gradacyjnie zatracza swe cechy diagnostyczne. Wiąże się to z perturbacjami klimatycznymi, związanymi z ochłodzeniem klimatu pod koniec dewonu (zdarzenie globalne *tener*; patrz Prestianni i in., 2016). W efekcie może to rozmywać interwał graniczny, zwłaszcza, że w pierwszej karbońskiej zonie VI żaden nowy (charakterystyczny tylko dla turneju) takson się nie pojawia (Higgs i in., 1988). Co istotne, niejednoznaczne cechy diagnostyczne niektórych taksonów (głównie *Vallatisporites*, ale nie tylko) stwierdzono już wcześniej, także w próbkach z pogranicza famenu i turneju (Filipiak, Racki, 2010). Powiązano to ze zjawiskiem wzmożonego wulkanizmu w tym okresie, skutkującego pojawieniem się podwyższonej mutacjami mikroflory lądowej (szczegółowo patrz Filipiak, Racki, 2010; Prestianni i in., 2016).

Rozpoznane poziomy mikroflorystyczne późnego dewonu i wczesnego karbonu udokumentowano także w innych odsłonięciach i otworze wiertniczym na obszarze kieleckim Gór Świętokrzyskich. Zony LL, LN i VI (fig. 30) wyznaczyła Turnau (1985, 1990) w wierceniu Kowala 1. Obecność poziomów VF (VCo), LV, LN i VI rozpoznano z kolei w kamieniołomie Kowala (fig. 30; Marynowski, Filipiak, 2007; Marynowski i in., 2010, 2012; Racka i in., 2010).

Zespół fitoplanktonu i palinofacje

Obok mikroflory pochodzenia lądowego, próbki poddane analizie palinologicznej, zawierały także bogaty i zróżnicowany zespół przedstawicieli fitoplanktonu (Filipiak,

1998, 1999). Wynika to z faktu, że sedimentacja odbywała się w warunkach morskich. Obok miospor i szczątkowej pozostałości organicznej po makroflorze (tkanki), często odnotowywano obecność akritarch i prazynofitów. Palinomorfy te stanowią pierwotny, autochtoniczny składnik pozostałości organicznej. Stąd, uważa się że ich skład i frekwencja odzwierciedlają panujące w ówczesnym zbiorniku warunki środowiskowe (np. Tyson, 1993, 1995; Batten, 1996). Istnieje bowiem szereg naturalnych czynników determinujących występowanie, skład taksonomiczny i liczebność fitoplanktonu. Z uwagi także na dłuższe zasięgi stratygraficzne taksonów, fitoplankton częściej w tym interwale czasowym jest wykorzystywany do analiz środowiskowych niż samej biostratygrafii (Tyson, 1995; Batten, 1996).

Począwszy od próbki z głębokości 170 m zaobserwowano bogaty zespół akritarch i prazynofitów (Filipiak, 2005). W interwale między 170 a 105 m dość często odnotowywano: *Elektoriskos villosa*, *Gorgonisphaeridium ohioense* i *Unelium elongatum* (tab. 4). Nieco wyżej, bo w próbce z 157 m, do zespołu dołączyły: *Gorgonisphaeridium abstrusum*, *Lophosphaeridium deminutum*, *L. segregum*, *Maranhites*

stockmansii, *Polyedryxioum pharaone* i *Veryhachium polyaster*. W próbce z głębokości 150 m, z kolei odnotowano początek zasięgów: *Cymatiosphaera polonica*, *Dicyotidium granulatum* czy *Gorgonisphaeridium condensum* (tab. 4). Natomiast pod koniec famenu (111–107 m) oznaczono jeszcze: *Micrhystridium pentagonale*, *Gorgonisphaeridium winslowiae* i *Dictyotidium torosum*. Wymienione tu taksony stanowią zespół fitoplanktonu charakterystyczny dla późnego dewonu. Wraz z nastaniem karbonu taksony akritarch występują coraz rzadziej (np. Riegel, 2001; Filipiak, 2005). Natomiast w zespole fitoplanktonu zaczynają liczenie dominować prazynofity (*Maranhites*, *Leiosphaeridia*, *Cymatiosphaera*) z grupą drobnych, zazwyczaj pojedynczych akritarch z rodzaju *Micrhystridium* (tab. 4; Vanguetaine, 1986).

Aby określić palinofacie w próbkach z otworu Zaręby IG 2 obliczono frekwencję poszczególnych składników i ustalono relatywny udział procentowy między nimi (Filipiak, 1998; fig. 31). Pod uwagę wzięto występowanie przedstawicieli dwóch zespołów: morskiego i lądowego. Jako składniki morskie potraktowano: akritarchy, skolekodonty,

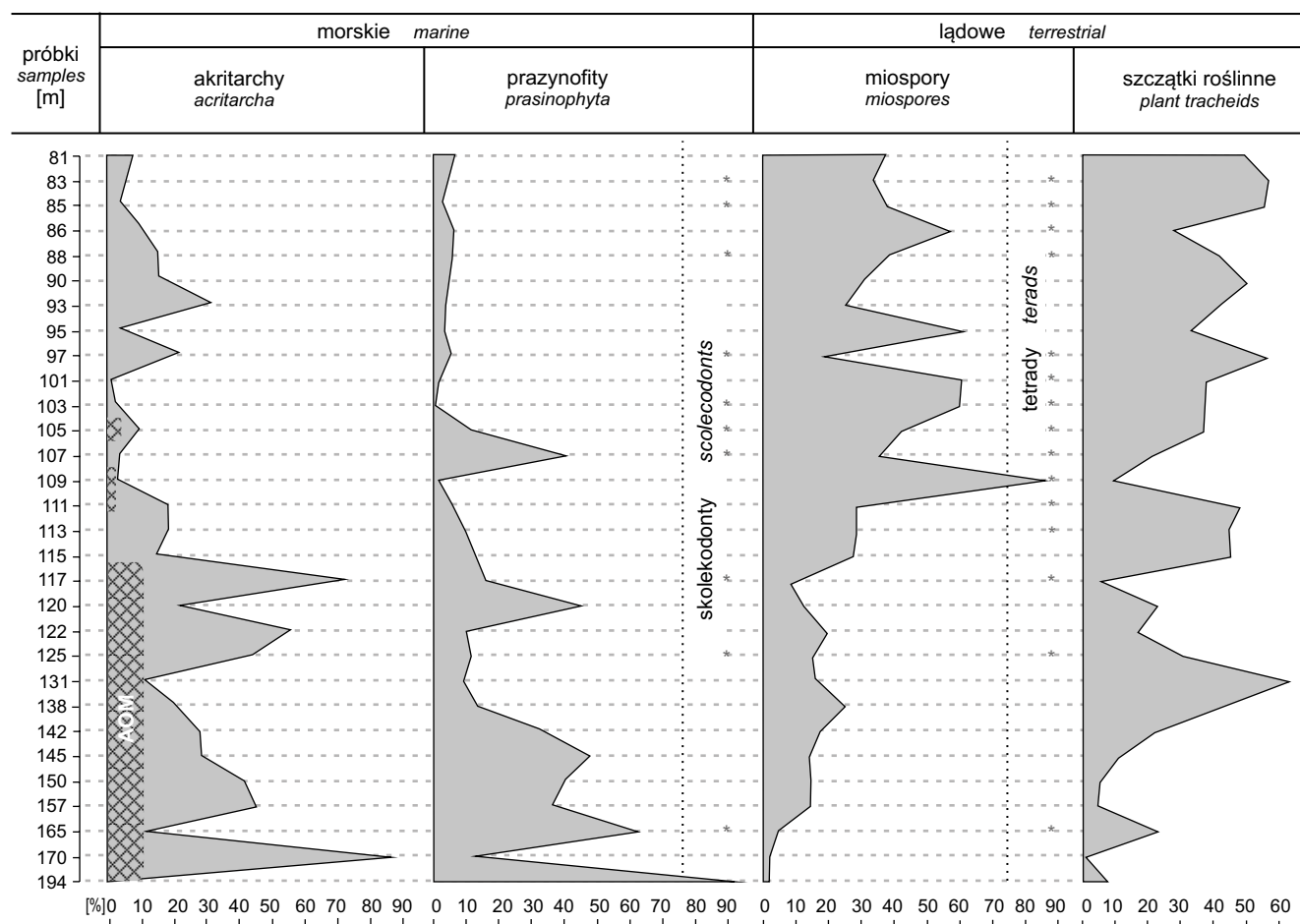


Fig. 31. Relatywny udział procentowy wybranych palinomorf

AOM nie w skali

Relative percentage presence of selected palynomorphs

AOM not in scale

Tabela 4

Występowanie wybranych taksonów fitoplanktonu na granicy famenu i turneju w otworze wiertniczym Zaręby IG 2

Distribution of selected fitoplankton taxa in Famennian and Tournaisian section of the Zaręby IG 2 borehole

Chronostratygrafia Chronostratigraphy	Turnej Tournaisian										Famen Famennian																					
Zonacja sporowa Miospore zonation	HD-VI								VI		LN		LL								VF					?						
Głębokość Depth [m]	81	83	85	86	88	90	93	95	97	101	103	105	107	109	111	113	115	117	120	122	125	131	138	142	145	150	157	165	170	194		
<i>Aloconurus compactus</i>										○												○										
<i>Ammonidium loriferum</i>																						○										
<i>Comasphaeridium muscosum</i>								○											○		○											
<i>Cymatiosphaera chelina</i>						○						○																		○		
<i>Cymatiosphaera polonica</i>																									○	○						
<i>Cymatiosphaera</i> sp.													○												○	○						
<i>Dictyotidium confragum</i>																												○				
<i>Dictyotidium granulatum</i>																									○	○						
<i>Dictyotidium prolatum</i>																										○	○					
<i>Dictyotidium torosum</i>								○			○		○																			
<i>Dictyotidium craticulum</i>													○																	○		
<i>Dictyotidium</i> sp.	○	○			○	○																				○	○					
<i>Elektoriskos villosa</i>																	○			○							○				○	
<i>Gorgonisphaeridium absitum</i>																						○		○								
<i>Gorgonisphaeridium abstrusum</i>								○																	○	○	○	○				
<i>Gorgonisphaeridium condensum</i>				○																○						○	○					
<i>Gorgonisphaeridium discissum</i>																										○	○				○	
<i>Gorgonisphaeridium ohioense</i>															○		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
<i>Gorgonisphaeridium winslowiae</i>													○	○										○	○	○	○	○	○	○	○	
<i>Gorgonisphaeridium</i> sp.	○	○	○		○	○	○	○	○			○	○		○		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
<i>Helosphaeridium microclavatum</i>										○																						
<i>Lophosphaeridium deminutum</i>															○								○				○					
<i>Lophosphaeridium pelicanensis</i>												○															○					
<i>Lophosphaeridium segregum</i>									○		○					○	○	○							○			○	○			
<i>Lophosphaeridium</i> sp.			○	○	○			○	○	○		○			○	○	○		○		○	○	○	○	○	○	○	○			○	
<i>Maranhites stockmansii</i>				○											○						○	○					○	○				
<i>Maranhites</i> sp.	○			○	○	○									○					○						○	○	○			○	
<i>Michrhystridium ampilatum</i>	○												○																		○	
<i>Michrhystridium pentagonale</i>							○					○		○																	○	
<i>Michrhystridium stellatum</i>							○					○																			○	
<i>Michrhystridium</i> sp.	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○			○				○			○				○	
<i>Papulogabata annulata</i>						○																										
<i>Polyedryxium pharaone</i>													○															○				
<i>Pterospermella</i> sp.																									○			○				
<i>Solisphaeridium</i> sp.													○																			
<i>Tasmanites</i> sp.							○									○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○			○	
<i>Unellium elongatum</i>																										○			○		○	
<i>Unellium piriforme</i>						○	○					○																			○	
<i>Unellium winslowiae</i>	○						○				○	○		○																	○	
<i>Veryhachium polyaster</i>						○																						○				
<i>Veryhachium trispinosum</i>						○	○	○							○	○								○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>Veryhachium</i> sp.							○											○	○		○											

prazynofity i substancję amorficzną (AOM). Do pozostałości o pochodzeniu lądowym zaliczono: miospory i tkanki roślinne (fig. 31). Odnotowywano także występowanie spor w tetradach i skolekodontów. Należy tu podkreślić, iż tak jak co do środowiska, z którego pochodzą akritarchy nie ma wątpliwości (np. Dorning, 1981; Mendelson, 1993; Stro-

ther, 1996), tak w przypadku prazynofitów (tasmanitesy, leiosfery) zdania są podzielone, czy są to morskie czy także słodkowodne komponenty (zobacz Coleman, Clayton, 1987; Strother, 1996). W obecnej analizie ujęto te składniki jako wskaźniki morskie.

Analizie poddano 30 próbek. Pierwsze 13 z głębokości od 170 do 117 m jest zdominowane przez kerogen pochodzenia morskiego. Jego ilość przeważa w preparatach, osiągając maksymalnie sumarycznie ponad 75% całej organiki. Występujący tu liczny zespół akritarch (8–14 gatunków na głębokość) oraz stosunkowo ubogi zespół sporomorf i tkanek (fig. 31) wskazuje na dość głęboki, daleko oddalony od brzegu basen (Dorning, 1981; Tyson, 1993, 1995). Wśród akritarch przeważają rodzaje: *Gorgonisphaeridium*, *Leiofusa*, *Elektoriskos*, *Lophosphaeridium*, *Dictyotidium*, *Polyedryxium*, *Pterospermella*, *Maranhites*, *Micrhystridium* i *Veryhachium*. Liczne są także charakterystyczne dla facji głębokiego morza *Tasmanites* (Davies i in., 1991). Co ważne, obficie w preparatach występuje AOM, traktowany jako ważny wskaźnik środowiska anoksycznego (Tyson, 1995; fig. 31). Wśród tkanek roślinnych przeważa bezstrukturalny i strukturalny melanogen. W obrębie tego interwału w kolejnych trzech próbkach z głębokości 142–131 m występuje stopniowy wzrost procentowego udziału organiki lądowej (głównie szczątków roślinnych pod postacią melanogenu; fig. 31) w stosunku do morskiej, dochodzący w próbce z głębokości 131 m do prawie 80% (fig. 31). Zespół akritarch jest tu nieco uboższy (6–8 gat./głęb.), ale składem rodzajowym i gatunkowym bardzo podobny do występującego w pierwszych sześciu głębokościach. Najpospolitsze wśród akritarch są gatunki z rodzajów *Gorgonisphaeridium*, *Lophosphaeridium* i *Veryhachium*, liczne są także tasmanitesy. Świadczyć to może jednak tylko o zwiększonej dostawie materiału pochodzenia lądowego i to głównie w postaci tkanek. W pozostałych 17 próbkach z głębokości

115–81 m zaobserwowano istotny wzrost udziału procentowego organiki pochodzenia lądowego, osiągający sumarycznie w próbce z głębokości 109 m ponad 90% (fig. 31). Ponadto pojawiają się tu w dużej ilości gatunki miospor z rodzaju *Vallatisporites*, sugerujące bardziej przybrzeżne środowisko sedimentacji (por. Streel, Scheckler, 1990). Mogło to być spowodowane regresją morza i w konsekwencji przybliżeniem się linii brzegowej. Wskazuje na to także występujący tu zespół akritarch (5–8 gat./głęb.) ze stopniową eliminacją rodzaju *Tasmanites* z kerogenu (Dorning, 1981; Davies i in., 1991). Wśród tkanek przeważają licznie nagromadzone szczątki strukturalnego i bezstrukturalnego melanogenu. Zauważalna jest tu także mocno zubożona obecność AOM. Zespół małych, cienkościennych akritarch głównie z rodzajów *Micrhystridium*, *Unellium*, *Veryhachium* i *Lophosphaeridium*, w ostatnich siedmiu próbkach (93–81 m) może wskazywać, według podziału Dorninga (1981), na środowisko nieco głębszego szelfu, niedaleko od brzegu (Staplin, 1961).

Podsumowując powyższe obserwacje, należy podkreślić bardziej głębokowodny, oddalony od brzegu charakter mikroflory ze spągowej części profilu (194–117 m); dodatkowo potwierdza to występująca w tym interwale uboga organika pochodzenia lądowego i wszechobecna substancja amorficzna (fig. 31). A od głębokości 115 m zaczyna się pojawiać nieco bardziej płytkowodny zespół mikroflory wzbogacony o występujące dość licznie tetrady sporomorf, sugerujące krótszy transport materiału organicznego z lądu. Od tej pory obecność mikroflory lądowej pozostaje już na stałym, wysokim poziomie.

KARBON

Jan MALEC

PODSTAWY BIOSTRATYGRAFII

Pozycję stratygraficzną osadów karbonu ustalono na podstawie badań palinologicznych. Osady warstw z Radlina, obejmujące margle zielone oraz margle i wapienie laminowane, zaliczono do poziomów mikroflorystycznych VI (*verrucosus* – *incohatus*) i HD (*hibernicus* – *distinctus*) z turneju dolnego (Filipiak, 2004), natomiast osady ilasto-krzemionkowe warstw z Zaręb – ogólnie do turneju (Jachowicz, 1967; Filipiak, ten tom). Z przeprowadzonych badań palinologicznych wynika, że w profilu otworu Zaręby IG 2, granica między dewonem a karbonem jest zlokalizo-

wana w pobliżu głębokości 106,6 m (fig. 10). Z mikroszczątków organicznych w marglach zielonych na głębokości 101,3 m udokumentowano obecność małżoraczek *Bairda* sp. W marglach i wapieniach laminowanych, na głębokości 82,0 występują konodonty *Polygnathus* sp. oraz formy gałązkowe *Hindeodella* sp. (fig. 10). W maceratach mikrofaunistycznych w łupkach krzemionkowych warstw z Zaręb stwierdzono bliżej nieokreślone mikroszczątki organiczne. W utworach tych znaleziono ponadto bliżej nieoznaczalny detrytus roślinny (Żakowa, 1966, 1971).

LITOSTRATYGRAFIA

Andrzej ROMANEK

Turnej dolny

Warstwy z Radlina

Miejscami (np. na północ od Kielc) stropowa część serii marglistej tworzyła się w karbonie. Rozpoznana tam, została opisana i ujęta w nieformalną jednostkę litostratygraficzną – warstwy radlińskie (Żakowa, Pawłowska, 1966; Żakowa, Migaszewski, 1995; Malec, 2014). W profilu Zaręb warstwy radlińskie obejmują dwa kompleksy skalne – margle zielone oraz margle i wapienie laminowane.

Margle zielone

89,7–106,6 m, 16,9 m miąższości pozornej,
14,0 m miąższości rzeczywistej

Margle zielone to zespół skalny o dominującej zielonej i szarozielonej barwie skał. Tworzą je margle gęsto i drob-

no, poziomo, faliście i drobnosoczewkowo laminowane, zielone, z laminami czarnych margli, zazwyczaj nielicznymi lub znacznie ustępującymi zielonym, miejscami jednak osiagającymi 50% miąższości danej ławicy. Skład litologiczny urozmaica jedna ławica szarych, słabo zailonych wapieni mikrytowych.

Margle i wapienie laminowane

81,4–89,7 m, 8,3 m miąższości pozornej,
7,9 m miąższości rzeczywistej

W profilu powraca i rozwija się typ czarnych laminowanych poziomo i faliście margli z wkładkami ciemnoszarych kalcytutów, podobnie wewnętrznie laminowanych. Spotyka się przekroje muszli ramienionogów i małży oraz nieliczne nory pionowe. Sporadycznie obserwowano beżowe kalcytutowe elipsoidalne gruzły opływnięte ciemnoszarym, laminowanym marglem.

Jan MALEC

Turnej górny

Warstwy z Zaręb

Ogólna charakterystyka litologiczna osadów warstw z Zaręb, w profilu utworu Zaręby IG 2 przedstawiona została przez Żakową (1966, 1971). W stropowej części jednostki, na głębokości 4,0–38,1 m, występują łupki krzemionkowe i krzemionkowo-ilaste, często z wyraźną domieszką materiału tufogenicznego. Miejscami są obecne warstwy litytów o grubości do 4 cm, pocięte cienkimi żyłkami kalcytu. Na głębokości 28,1–29,4 m znaleziono małe konkrety fosforytowe, a na głębokości 15,0–16,0 m i 30,3–31,4 m – szczątki flory. Na głębokości 38,1–81,0 m profil warstw z Zaręb jest złożony głównie z płytkowych, miękkich i twardych łupków ilastych, lokalnie z udziałem łupków krzemionkowo-ilastych, rzadziej łupków krzemionkowych. Na głębokości 38,1–39,1 m występują lityty o grubości do 10 cm. W tej części profilu lokalnie obserwowany jest udział osadów nieco marglistych, a także obecność konkrety fosforytowych o średnicy do 4 cm. Występują także cienkie laminy i warstwy (do 1,5 cm) jasnoszarych i szarych tufitów (67,2–69,0 m) oraz tufitów zielonych i szaro-

rych o grubości do 10 cm (39,1–41,4 m). Na głębokości 70,5–72,0 m stwierdzono obecność szczątków flory.

W Górach Świętokrzyskich, w profilu karbonu, osady warstw z Zaręb występują w regionie kieleckim, gdzie rozpoznano je od rejonu Rudy Strawczyńskiej na zachodzie do okolic Łągowa na wschodzie (Żakowa, 1962a, 1981, 1994; Żakowa, Migaszewski, 1995). Na obszarze tym, leżą one w ciągłości sedimentacyjnej na osadach węglanowych warstw z Radlina. Dolna granica warstw z Zaręb jest diachroniczna (Skompski, 2006). Początek sedimentacji tych osadów, uzależniony od lokalnej konfiguracji dna basenu, przebiegał w zakresie konodontowych poziomów *crenulata* z turnaju dolnego do poziomu *texanus* z wizenu dolnego (Żakowa, 1994; Szulczewski i in., 1996; Malec, 2014). Na osadach krzemionkowo-ilastych warstw z Zaręb, leżą w ciągłości sedimentacyjnej osady szarogłazowe warstw z Lechówka lub lokalnie ogniwo debrytów z Gałęzic (Żakowa, 1981, 1994; Bełka, Skompski, 1988; Żakowa, Migaszewski, 1995; Szulczewski i in., 1996). Sedimentacja warstw z Zaręb trwała do konodontowego poziomu *bilineatus* z wizenu środkowego (Szulczewski i in., 1996; Malec, 2014). Maksymalna miąższość osadów warstw z Zaręb szacowana jest na ok. 250 m (Żakowa, 1994).

Jadwiga PAWŁOWSKA, Jan MALEC

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA OSADÓW KARBONU

W profilu osadów karbonu dolnego na podstawie badań petrograficznych wyróżniono kilka podstawowych odmian litologicznych skał: łupki krzemionkowe, łupki margliste i wapienie oraz skały tufogeniczne (Pawłowska, 1966, 1971). Granice między poszczególnymi typami skał nie są ostre z powodu występowania między nimi odmian przejściowych – pośrednich. W profilu karbonu dolnego otworu Zaręby IG 2 przeważają skały pochodzenia osadowego, w obrębie których podrzędnie występują wkładki tufogeniczne.

Łupki krzemionkowe

W profilu otworu Zaręby IG 2 łupki krzemionkowe występują na głębokości 15,0–81,0 m (Żakowa, Jurkiewicz 1966). Charakteryzują się czarną lub ciemnoszarą barwą, są silnie zwarte, często kostkowo spękanne (Pawłowska, 1971). W obrazie mikroskopowym jest widoczna izotropowa masa opalowa, przypominająca czarną substancję bitumiczną z wtrąceniami rdzawych wodorotlenków żelaza. Tekstura skały jest najczęściej afanitowa, ze słabymi oznakami rekrytalizacji masy opalowej, lokalnie z przejściem do struktury skrytokrystalicznej. W niektórych partiach profilu jest obecna substancja opalowa w postaci form kolistych. Brak jest w łupkach krystalicznych szkieletów radiolariowych. W obrębie łupków krzemionkowych występują nieliczne smugi minerałów ilastych w postaci cienkich warstewek krzemionkowo-ilastych o kilkumilimetrowej grubości, o ostrych granicach. W obrębie łupków występuje substancja bitumiczna w postaci smug o czarnej i rdzawobrunatnej barwie lub w formie nieregularnych plamek i grudek gęsto rozsianych wśród masy opalowej. W całym profilu łupków krzemionkowych występuje nieznaczna ilość bardzo drobnych (o średnicy do kilku mikronów) plamek i ziarenek kalcytu, których ilość rośnie ku dołowi profilu, gdzie zwiększają się do odmian marglistych. Sposób rozmieszczenia sugeruje ich syngenetyczne pochodzenie, wskazując na obecność węglanów w roztworze w chwili powstawania osadów.

Łupki margliste i wapienie

Występują na głębokości 81,0–106,6 m, gdzie wykazują zmienną zawartość krzemionki i węglanów oraz ciągle przejścia jednych skał w drugie. W części stropowej przewagę mają łupki margliste, natomiast w spągowej – wapie-

nie. Łupki margliste wykazują strukturę zbliżoną do łupków krzemionkowych, z udziałem ciemnych warstewek przesyconych substancją bitumiczną. Obecne w nich minerały węglanowe – kalcyt, sporadycznie dolomit i syderyt – występują w postaci pyłu lub też w formie nieregularnych grudek i plamek, ułożonych równolegle do powierzchni warstwowania. W kilku interwałach odnotowano obecność warstewek z dużym nagromadzeniem kolistych ośrodków kalcytowych, najprawdopodobniej po radiolariach. U części z nich środek szkieletu zawiera drobne łuski chalcedonowe, a otoczka zewnętrzna jest całkowicie kalcytowa. Wapienie mają zazwyczaj strukturę kryptokrystaliczną, sporadycznie drobnoziarnistą. Obok głównego składnika – kalcytu – w skale obecne są także pojedyncze, drobne kryształki dolomitu, syderytu, substancji żelazistej, bitumicznej i sporadycznie krzemionki. Substancja bitumiczna tworzy niewielkie grudki i plamki, a wodorotlenki żelaza występują w formie nacieków i inkrustacji wokół większych ziaren kalcytu. W całej serii marglisto-wapiennej są obecne cienkie żyłki kalcytowe w postaci wypełnień szczelin i spękań, najczęściej o grubości dziesiętnych części milimetra. W spągowej części osadów węglanowych występuje piryty w postaci mikroskopowej wielkości ziarnistych wprysnięć, sporadycznie w formie krystalicznej.

Skały tufogeniczne

Reprezentowane są przez tufity, które występują w obrębie łupków krzemionkowych oraz w serii marglisto-wapiennej. Zbadane na głębokości 39,1; 40,2; 67,2–69,0 i 101,9 m, charakteryzują się strukturą pelitową lub pelitowo-aleurytową, z niewielką ilością ziaren krystalicznych. Tekstura tufitów jest łupkowa, podkreślona miejscami czarnymi smugami substancji bitumicznej oraz laminami wodorotlenków żelaza. Masę podstawową tufitów tworzy montmorylonit, a ponadto hydromiki, niekiedy chalcedon, plamki kalcytowe, tlenki żelaza, substancja bitumiczna i piryty. Ziarna krystaliczne frakcji aleurytowej reprezentowane są przez skalenie, kwarc i biotyt, rzadziej muskowit. Skalenie mają zazwyczaj pokrój listewkowaty bądź słupkowy oraz izometryczny. Znaczna część skałeni jest skalcytyzowana. Kalcytowe pseudomorfozy po skałeniach mają często zewnętrzne partie wtórnie zsylikowane lub też są wypełnione seladonitem i chlorytem. Proces rekrytalizacji krzemionki obejmował również partie spoiwa bezpośrednio przyległego do skałeni. Ziarna kwarcu są znacznie

Tabela 5

Chemiczne analizy wskaźnikowe skał dolnokarbońskich z otworu wiertniczego Zaręby IG 2 (w % wagowych)

Chemical indicator analyses of the lower Carboniferous rocks from Zaręby IG 2 borehole (% w/v)

Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Rock type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	Strata prażenia w 1100°C Roast loss in 1100°C	Suma Sum
15,0–16,0	łupek krzemionkowo-ilasty	67,66	11,21	2,09	0,52	2,50	1,97	0,05	0,02	1,39	0,12	10,3	97,56
22,0–23,0	łupek krzemionkowo-ilasty	64,66	10,95	2,56	0,55	3,16	2,00	0,05	0,03	1,61	0,40	11,61	97,58
28,1–29,2	łupek krzemionkowo-ilasty z domieszką materiału tufogenicznego	69,36	11,92	1,48	0,49	1,28	1,77	0,02	0,02	0,25	0,12	9,76	96,50
34,4–35,4	łupek krzemionkowo-marglisty	68,40	7,03	1,27	1,38	7,70	1,32	0,06	1,52	3,64	0,13	5,62	98,07
41,4–42,4	łupek ilasty z domieszką materiału tufogenicznego	58,34	14,27	2,98	1,10	3,02	2,61	0,04	0,02	2,38	0,08	10,40	95,24
55,5–56,7	łupek ilasty z domieszką materiału tufogenicznego	58,44	16,77	3,09	1,30	2,06	2,62	0,04	0,03	0,85	0,01	11,02	96,23
73,5–75,0	łupek ilasty z domieszką materiału tufogenicznego	58,26	14,10	1,65	1,45	3,86	2,40	0,04	0,88	1,18	0,04	11,86	95,72
80,7–81,4	łupek ilasty z domieszką materiału tufogenicznego	65,38	4,94	0,93	2,03	9,64	2,11	0,05	0,60	6,77	0,05	5,65	98,15
86,4–87,5	łupek marglisty	48,18	9,32	1,92	2,35	14,00	4,22	0,08	0,04	11,97	0,07	4,86	97,01
89,7–91,0	łupek marglisty	52,76	13,46	3,00	1,61	9,06	3,52	0,07	0,03	6,74	0,04	6,96	97,25

mniejsze od skaleni, a ich długość nie przekracza setnych części milimetra. Mają one najczęściej formy maczugowate lub wiórkowe. Sporadycznie występujący biotyt tworzy blaszki o wymiarach 0,5 mm, które znajdują się w stanie daleko posuniętej chlorytyzacji. Ośrodki organiczne po radiolariach są wypełnione chalcedonem. Wielkość drobnych minerałów akcesorycznych nie przekracza 0,02 mm. Reprezentowane są przez ziemisty pirit, łuski biotytu, rzadziej muskowitu, ziarna i blaszki tlenków żelaza i minerały ciężkie. Wśród tych ostatnich przeważa ilmenit i rutyl, w podrzędnej ilości występuje apatyt i cyrkon.

Z wybranych interwałów litologicznych profilu karbonu dolnego, występujących na głębokości 15,0–91,0 m, wykonano 10 analiz chemicznych. Badania te wskazują na zróżnicowany skład mineralny skał. Zwraca uwagę duża zawartość krzemionki w łupkach krzemionkowych oraz w skałach piroklastycznych oraz spadek ich udziału w łupkach marglistych. W stosunku do skał krzemionkowych, w łupkach marglistych jest obserwowany wzrost udziału tlenku wapnia i tlenku magnezu, a także dwutlenku węgla (tab. 5).

Podsumowanie

Na podstawie badań petrograficznych, w profilu karbonu dolnego otworu Zaręby IG 2 wyróżniono trzy podstawowe typy litologiczne skał: łupki krzemionkowe, łupki margliste i wapienie oraz tufity. Łupki krzemionkowe są zbudowane z izotropowej masy opalowej z podrzędnym udziałem minerałów ilastych oraz nieregularnych plamek i smug substancji bitumicznej. Łupki margliste tworzą minerały węglanowe występujące w postaci cienkich lamin, lokalnie z udziałem kolistych ośrodków kalcytowych po radiolariach. Wapienie, złożone głównie z kalcytu, charakteryzuje struktura kryptokrystaliczna lub drobnoziarnista. Występuje w nich substancja bitumiczna w postaci rozproszonych niewielkich plamek i grudek. Skały tufogeniczne mają postać cienkich warstw obecnych w obrębie łupków krzemionkowych oraz łupków marglistych i wapieni. Głównymi składnikami tufitów są: montmorylonit, skałenie, kwarc i łyszczyki, z podrzędnym udziałem substancji bitumicznej, pirytu oraz chalcedonowych ośrodków po radiolariach.

Paweł FILIPIAK

BADANIA PALINOLOGICZNE

Reinterpretacja stratygraficznego znaczenia palinomorf z warstw zarębiańskich

Niniejszą reinterpretację palinostratygrafii zamieszczono w pracy Jachowicza (1967) przeprowadzono w dwojaki sposób. Informacje palinostatygraficzne dla części spągo-

wej profilu, między głębokościami 95,7–84,4 m, zostały wcześniej zweryfikowane (Filipiak, 1998, 2004, ten tom) na oryginalnym materiale skalnym. Na podstawie gatunków przewodnich i charakterystycznych wspomniany interwał zaliczono stratygraficznie do turneju, do poziomów mikroflorystycznych VI i VI-HD. Szczegółowe omówienie

mikroflory z tych poziomów znajduje się we wcześniejszym podrozdziale.

Natomiast, z uwagi na zlikwidowanie odcinka rdzenia reprezentującego warstwy zarębiańskie, oceny palinostratygrafii odcinka od głębokości 78,7 do 15 m dokonano na podstawie oceny danych w postaci dokumentacji fotograficznej oraz treści tekstowych zawartych w pracy prof. Aleksandra Jachowicza (1967). Poniżej wykonano syntezę palinologicznych informacji z tej pracy oraz próbę oceny pozyskanej wówczas mikroflory pod kątem współczesnej wartości stratygraficznej pozyskanych miospor. Wynik oceny należy jednak traktować jako dane przybliżone z uwagi na fakt, iż ocenę taksonomiczną mikroflory należy dokonywać w mikroskopie.

Analiza palinologiczna osadów z warstw zarębiańskich (15–95,7 m) została przeprowadzana przez Jachowicza (1967) w latach 60. ubiegłego wieku. Analizowana praca, stanowi pionierskie, a w wielu aspektach nowatorskie podejście prof. Jachowicza do oceny wartości stratygraficznej mikroflory z obszaru Gór Świętokrzyskich z okresu wczesnokarbońskiego. Na owe czasy, osady z pogranicza dewonu i karbonu, czy karbonu wczesnego były bardzo słabo mikroflorystycznie rozpoznane. Standardowe podziały na zony sporowe, obejmujące ten okres stratygraficzny, pojawiły się dopiero na początku, a zasadniczo dopiero w drugiej połowie lat 70., w latach 80. i późniejszych (np. Neves i in., 1973; Clayton i in., 1977; Richardson, McGregor, 1986; Streel i in., 1987; Higgs i in., 1988; Avchimovitch i in., 1993). W analizowanej publikacji Jachowicz szeroko przedyskutował pod kątem taksonomicznym i palinostratygraficznym mikroflorę z kilku stanowisk. Były to szurfy badawcze (Szybik Zaręby II i Szybik Zaręby III) oraz rdzenie z otworów wiertniczych (Złota Woda, Zaręby 1, Zaręby IG 2 i Zaręby 3). W niniejszej syntezie uwzględniono dane pochodzące tylko z otworu Zaręby IG 2 zawarte między głębokościami 15,0–78,7 m.

Jak zaznaczył sam autor (Jachowicz, 1967), szczegółowa literatura, dotycząca mikroflory karbonu dolnego, nie była na owe czasy zbyt obfita. Szczególnie wyraźnie to widać z perspektywy czasów obecnych, jak trudnym zadaniem było dokonywanie wtedy rozstrzygnięć palinologicznych. Do opracowania autor wykorzystał publikacje palinologów z byłego Związku Radzieckiego, prace z obszarów Stanów Zjednoczonych oraz Australii oraz Europy Zachodniej. Była to niewątpliwie aktualna, jedynie dostępna literatura, jaka była możliwa do zgromadzenia w owym czasie (szczegółowy spis prac, patrz Jachowicz, 1967, str. 9, 10).

Jachowicz (1967) podzielił stratygraficznie analizowane osady na dwa ogniwa (nazywane oryginalnie w pracy strefami) TD i T1. Ogniwo TD zawarł między próbkami z głębokości 84,4–95,7 m, a T1 – między 15,0–78,7 m. Według niego strefa TD zawiera mikroflorę przejściową, dewońsko-turnejską, a ogniwo T1 odpowiada wiekowo turnejowi wczesnemu. W pozostałych analizowanych w pracy profi-

lach wydzielił on jeszcze młodsze ogniwa T2 i T3. Strefa T3 zawiera już mikroflorę wizeńską (Jachowicz, 1967).

Atutem analizowanej pracy jest to, że zawiera ona 42 plansze fotograficzne oraz liczne zestawienia taksonów i ich opisy, co ułatwia odniesienie się do ówczesnych rozstrzygnięć stratygraficznych. Oczywiście tylko w jakimś procencie plansze fotograficzne przedstawiają mikroflorę z otworu Zaręby IG 2. Ponadto, wartość stratygraficzna, zilustrowanej mikroflory z Zaręb jest różna. Części ilustrowanych miospor nie przypisuje się dziś większego znaczenia stratygraficznego, część z kolei reprezentuje obecnie inne taksony lub wręcz należy do innej grupy taksonomicznej (do prazynofitów). Na przykład przedstawione na planszach gatunki zaszeregowane do rodzaju *Calamospora* (tabl. I: 8, 9; II: 1, 2) czy *Punctatisporites* (tabl. III: 6; IV: 1) dziś należałoby raczej zaliczyć do, powszechnych w tym okresie stratygraficznym, przedstawicieli prazynofitów z rodzaju *Leiosphaeridia*. Przedstawiony na tabl. VI *Hystricosphaeride* sp. pewnie zalicza się dziś do *Microhystridium*, a *Acanthotriletes paucispinosus* i *Lophotriletes trivalis* (tabl. VII: 2, 5) można by przypisać do rodzaju *Grandispora*. Miosporę *Cavatisporites microreticulatus* (tabl. X: 3) uznano już wcześniej za prazynofitę (Bertelsen, 1972) i przeniesiona do rodzaju *Dictyotidium* (*D. jachowiczii*, patrz Filipiak, 2005). Oczywiście tego typu przeszerzeganie należy uznać za rzecz naturalną i pewnie nieuniknioną, po tak długim czasie, w odniesieniu do pionierskiego opisu mikroflory z połowy lat 60. ubiegłego wieku. Co ważne, w pracy wymieniane są także istotne obecnie dla biostratygrafii taksony, a niektóre z nich są zilustrowane.

Uwagi merytoryczne odnoszące się do strefy T1

Spektrum mikroflorystyczne ogniwa T1 (turnej wczesny) przedstawiono w postaci bogatego spisu taksonów (Jachowicz, 1967, str. 72) oraz jako dokumentacja fotograficzna. Na przykład na tablicy XVIII przedstawiono takson z rodzaju *Triquitrites?* sp. (46,9–48,4 m). Według obecnej i późniejszej już wiedzy (np. Clayton i in., 1977) rodzaj ten zaczyna swój zasięg stratygraficzny od wizenu i dziś traktuje się obecność przedstawicieli tego gatunku, jako ważny sygnał do wyznaczenia wizenu. Inny ważny takson *Schulzospora vetusta*, także uważany obecnie za charakterystyczny dla wizenu, Jachowicz zamieszcza w spisie, charakteryzującym spory z poziomu T1, czyli wg autora turnaju wczesnego. Ponadto można tam znaleźć także inne gatunki z rodzajów częściej występujących w wizenie niż turnaju np. *Murospora*, *Densosporites* i *Cingulizonates*.

Ocena obecnej wartości stratygraficznej tej mikroflory może wskazywać na wystąpienie osadów wizeńskich znacznie wcześniej, bo przynajmniej od próbki z głębokości 46,9–48,4 m. Ale ponieważ pozostałe taksony, wymienione w spisie charakteryzującym ogniwo T1, nie kolidują zasięgami stratygraficznymi z turnejem, być może obec-

ność stwierdzonych pojedynczych wizeńskich rodzajów należy potraktować jako kontaminację. Może na to wskazywać także brak gatunków z ważnego i powszechnego dla wizeny rodzaju *Lycospora*, którego obecność została przez Jachowicza stwierdzona w warstwach zarębiańskich, choćby w próbkach ze Złotej Wody (Jachowicz, 1967). Trudno jest więc dokonać jednoznacznej weryfikacji zamieszczonych danych, nie posiadając dostępu do preparatów, a najlepiej oryginalnych próbek skalnych. Bardziej szczegółowe i pewne rozstrzygnięcia nie są więc tu możliwe. Warto jed-

nak podkreślić, iż sam autor miał wówczas świadomość występowania niektórych wymienionych taksonów, zaliczonych przez niego do strefy T1 (np. *Triquitrites* czy *Schulzospora*), w wizeńskich osadach (Jachowicz, 1967).

Podsumowując, na podstawie przeprowadzonej weryfikacji mikroflory zamieszczonej w pracy Jachowicza (1967) z głębokości 15,0–95,7 m, wiek tych osadów należy z dużym prawdopodobieństwem uznać za turnejski, z kontaminacją nielicznej mikroflory wizeńskiej.

